



HAL
open science

Effet de la variabilité spatiale des états de surface du sol sur le partage infiltration-ruissellement : caractérisation expérimentale par photogrammétrie et première modélisation

Mohammad Reza Mirzaei Gharehlar

► To cite this version:

Mohammad Reza Mirzaei Gharehlar. Effet de la variabilité spatiale des états de surface du sol sur le partage infiltration-ruissellement : caractérisation expérimentale par photogrammétrie et première modélisation. Sciences du Vivant [q-bio]. Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 2008. Français. NNT: . tel-02817709

HAL Id: tel-02817709

<https://hal.inrae.fr/tel-02817709v1>

Submitted on 6 Jun 2020

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.

Thèse

Présentée par

MohammadReza Mirzaei Gharehlar

Pour l'obtention du titre de

Docteur de l'université d'Avignon

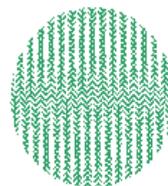
Effet de la variabilité spatiale des états de surface du sol sur le partage infiltration-ruissellement :

Caractérisation expérimentale par photogrammétrie et première modélisation.

Soutenance le 24 octobre 2008

Devant le jury composé de :

Y. TRAVI	Professeur, Hydrogéologie	Université d'Avignon	Président
A. AUZET	Professeur, Hydrologie	Université Louis Pasteur, Strasbourg	Rapporteur
M. ESTEVES	Directeur de Recherche, Hydrologie	IRD-LTHE, Grenoble	Rapporteur
F. DARBOUX	Chargé de Recherche, Physique du Sol	INRA-URSols, Orléans	Examinateur
L. DI PIETRO	Directeur de Recherche, Physique du sol	INRA-EMMAH, Avignon	Directeur de thèse
S. RUY	Chargé de Recherche, Physique du sol	INRA-EMMAH, Avignon	Examinateur



Institut National de la Recherche Agronomique

INRA



Avant-propos

Cette thèse a été encadrée par Liliana Di. Pietro, Directrice de l'UMR EMMAH Unité, et par Stéphane Ruy, chargé de recherche à l'INRA d'Avignon.

Ce travail a tout d'abord bénéficié d'un financement par le ministère de la Science, de la Recherche et de la Technologie (MSRT) d'Iran, responsable d'enseignement supérieur en Iran, université Yasuj (IRAN) et d'un financement complémentaire de trois mois par l'INRA Département Environnement et Agronomie.

Remerciements

Je voudrais tout d'abord exprimer ma reconnaissance à Monsieur Stéphane Ruy, mon responsable scientifique de thèse, qui a dirigé mon travail. Ses conseils et ses commentaires m'ont permis de surmonter mes difficultés et de progresser dans mes études.

Je voudrais également exprimer mes remerciements à tous les membres de l'unité EMMAH pour leur accueil et leur sympathie, en particulier les techniciens qui ont participé à mes expérimentations, Jean Claude Gaudu et Dominique Renard, les documentalistes pour leur travail et les secrétaires de l'unité EMMAH.

Je tiens ensuite à remercier Frédéric Darboux et Bernard Renaux pour leur soutien pendant mon expérimentation à l'INRA d'Orléans.

Table de matières

1	Introduction générale	1
2	Première Partie: Développement d'un capteur stéréophotographique : caractérisation métrologique, validation et utilisation pour le suivi des excès d'eau à la surface du sol	5
1	Introduction	6
1.1	Introduction	7
1.2	Positionnement du problème et définitions	8
1.3	Organisation	9
2	Bibliographie générale sur les méthodes de mesure de la rugosité et de la détention superficielle, et les indices de rugosité	11
2.1	Importance du microrelief dans le fonctionnement hydrologique du sol :	12
2.2	Mesure de la rugosité :	13
2.3	Calcul de la capacité de détention superficielle	18
2.4	La photogrammétrie rapprochée ou stéréophotographie.	19
2.5	Les différents indices utilisés pour caractériser la rugosité :	20
2.5.1	Rugosité aléatoire (RR)	21
2.5.2	La tortuosité (Tb)	22
2.5.3	Variogramme (γ)	22

2.5.4	<i>La différence d'altitude limite LD et la pente limite LS</i>	22
2.5.5	<i>La dépression moyenne amont (en anglais : Mean Upslope Depression) MUD</i>	23
2.5.6	<i>Fractal dimension (D) et crossover length (l)</i>	24
2.6	Conclusion :	25
3	Caractérisation métrologique d'un capteur pour la stéréophotographie	27
3.1	Introduction	29
3.2	Le principe de la stéréophotographie	31
3.3	La théorie : Le modèle géométrique d'une caméra (Horaud & Monga, 1995)	33
3.3.1	<i>La projection perspective</i>	34
3.3.2	<i>Transformation caméra/image</i>	35
3.3.3	<i>Les paramètres intrinsèques</i>	36
3.3.4	<i>Les paramètres extrinsèques</i>	38
3.3.5	<i>La distorsion</i>	39
3.3.6	<i>Procédure d'étalonnage de la caméra.</i>	39
3.3.6.1	Principe du calibrage d'une caméra	39
3.3.6.2	Principe du calibrage d'un dispositif stéréophotographique	41
3.3.6.3	Mise en œuvre pratique	42
3.4	Matériel et Méthode :	42
3.4.1	<i>Appareils photos et mire</i>	42
3.4.2	<i>Programme pour la Calibration</i>	42
3.4.3	<i>Variables de prises de vue étudiées</i>	43
3.4.4	<i>Calibration et traitement des Images</i>	44

3.4.5	<i>Les logiciels utilisés</i>	45
3.5	Résultats	45
3.5.1	<i>Calibrages de référence</i>	46
3.5.2	<i>Influence du sous-échantillonnage</i>	47
3.5.2.1	Corrélation entre paramètres	47
3.5.2.2	Variabilité de l'estimation des paramètres	48
3.5.3	<i>Influence des réglages optiques</i>	53
3.5.4	<i>Influence de l'ouverture du diaphragme</i>	56
3.6	Conclusion	56
4	Caractériser les possibilités de la stéréophotographie pour le suivi de différents indices de rugosité sous l'action des pluies	59
4.1	Introduction	61
4.2	Matériels et Méthodes	63
4.2.1	<i>Travail du sol</i>	63
4.2.2	<i>Arrosage ou simulation de pluie</i>	64
4.2.3	<i>Mesure de la rugosité</i>	65
4.2.3.1	Laser	65
4.2.3.2	Stéréophotographie	66
4.2.4	<i>Caractérisation de la rugosité : les indices de rugosité</i>	67
4.3	Résultats et discussions	68
4.3.1	<i>Etalonnage du rugosimètre laser</i>	68
4.3.2	<i>Obtention des MNTs par stéréophotographie</i>	68
4.3.3	<i>Comparaison entre laser et photogrammétrie sur les profils</i>	70

4.3.3.1	Profils d'altitude de sol	70
4.3.3.2	Rugosité aléatoire (Écart type d'altitude) :	71
4.3.3.3	Tortuosité (Tb)	76
4.3.3.4	Variogramme	77
4.3.3.5	Limitation de la différence (LD et LS):	81
4.3.3.6	Moyen Dépression d'Upslope (MUD)	84
4.3.3.7	Conclusion partielle	84
4.3.4	<i>Calculs de rugosité en utilisant les MNTs obtenus par photogrammétrie</i>	85
4.3.4.1	Vue générale sur la reconstruction des MNTs et leur qualité	85
4.3.4.2	L'évolution de rugosité aléatoire (RR) :	89
4.3.4.3	Tortuosité	91
4.3.4.4	Analyse des variogrammes	93
4.3.4.5	Indices de LD et de LS	95
4.3.4.6	Conclusion partielle	97
4.4	Conclusion	97
5	Développement d'une méthodologie permettant de mesurer la valeur de la détention superficielle et son évolution au cours d'une pluie par une méthode de type photogrammétrique	101
5.1	Introduction	103
5.2	Matériel et méthodes	106
5.2.1	<i>Bases de données</i>	106
5.2.2	<i>Système de photogrammétrie</i>	108
5.2.3	<i>Algorithme et procédé informatique</i>	108
5.2.4	<i>Traitement d'image pour l'identification des flaques d'eau</i>	112

5.3	Résultats et discussion	114
5.3.1	<i>Comparaison entre la méthode laser et la photogrammétrie</i>	114
5.3.1.1	Maquette-a	114
5.3.1.2	Maquettes-b	116
5.3.1.3	Conclusion partielle	120
5.3.2	<i>Le suivi de la détention superficielle pendant la pluie</i>	120
5.3.2.1	Par la photogrammétrie seule	120
5.3.3	<i>Conclusion partielle</i>	131
5.4	Conclusion	131
6	Conclusion	133

3 Deuxième partie : Prise en compte de l'hétérogénéité du sol et du microrelief de la surface dans le partage infiltration-ruissellement : étude expérimentale et premières modélisations. 137

1	Introduction	138
2	Influence de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol sur l'infiltration et la genèse du ruissellement : expérimentation et modélisation	141
2.1	Introduction:	143
2.2	Matériels et méthodes	146
2.2.1	<i>Le sol</i>	146
2.2.2	<i>Simulation de pluie</i>	147
2.2.3	<i>Instrumentation de la parcelle expérimentale</i>	147
2.2.4	<i>Bilan de l'eau</i>	149
2.2.5	<i>Propriétés hydrodynamiques:</i>	150
2.2.5.1	Caractérisation hydrodynamique par la méthode de Wind	151

2.2.5.2	Caractérisation des écoulements préférentiels par la méthode des ondes cinématiques	152
2.2.5.3	Etablissement d'une courbe de conductivité bimodale.	153
2.2.6	<i>Modélisation</i>	154
2.2.7	<i>Analyse de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques et de la réponse des tensiomètres</i>	156
2.1	Résultats et discussion	157
2.1.1	<i>Propriétés hydrodynamiques de sol</i>	157
2.1.1.1	Paramètres hydrodynamiques	157
2.1.1.2	Estimation de Ksat par différentes méthodes	160
2.1.1.3	Etablissement d'une courbe de conductivité hydraulique dans toute la gamme d'humidité de l'échantillon	162
2.1.2	<i>Evolution des potentiels matriciels de l'eau du sol pendant la simulation de pluie</i>	163
2.1.3	<i>Détection du front d'humectation</i>	165
2.1.4	<i>Analyse de la variabilité spatiale et calcul du bilan hydrique</i>	166
2.1.4.1	Analyse de la variabilité spatiale	166
2.1.4.2	Bilan hydrique de la placette	169
2.1.5	<i>Effet de variation spatiale dans la modélisation</i>	171
2.2	Conclusion	175
3	Étude expérimentale en laboratoire sous simulation de pluie sur une maquette physique de l'influence de la variabilité des états de surface sur le partage infiltration et ruissellement.	177
3.1	Introduction :	179
3.2	Matériels et Méthodes :	179
3.2.1	<i>Construction de la maquette physique</i>	179

3.2.2	<i>Choix de la couche de drainage :</i>	_____	182
3.2.2.1	Choix de la toile nylon et caractérisation.	_____	182
3.2.2.2	Choix du sable et caractérisation.	_____	182
3.2.3	<i>Simulation de pluie:</i>	_____	185
3.2.4	<i>Suivi de l'humidité et de l'infiltration,</i>	_____	185
3.2.5	<i>Mesures du MNT de la maquette et suivi du flaquage :</i>	_____	185
3.3	Résultats :	_____	188
3.3.1	<i>Les données tensiométriques :</i>	_____	188
3.3.2	<i>Evolution du drainage :</i>	_____	191
3.3.3	<i>Evolution du ruissellement</i>	_____	192
3.3.4	<i>Les données de la surface du sol :</i>	_____	193
3.4	Conclusion du chapitre	_____	194
4	Développement d'un algorithme de remplissage des dépressions à la surface du sol permettant le couplage avec un modèle distribué d'infiltration.	_____	195
4.1	Introduction	_____	197
4.2	Modèle d'écoulement à la surface du sol	_____	198
4.2.1	<i>Description de l'algorithme de remplissage</i>	_____	199
4.2.1.1	+ Remplissage des dépressions	_____	199
4.2.1.2	+ La construction du plan des directions d'écoulement :	_____	199
4.2.1.3	+ Le calcul du plan de la surface drainée :	_____	200
4.2.1.4	+ L'extraction du réseau hydrographique	_____	200
4.2.2	<i>Application de l'algorithme</i>	_____	200
4.2.2.1	MNTs de test	_____	200

4.2.2.1	Conclusion partielle	200
4.3	Modèle distribué de transfert dans le sol	205
4.3.1	Modèle de Richards 3D:	205
4.3.2	Algorithme pour le couplage entre modèle de surface et infiltration 3D.	207
4.4	Conclusion	207
5	Conclusion	208
4	Conclusion générale	211
5	Références bibliographiques	219
6	Annexes	227
1	Annexe 1 : les corrélations éventuelles entre paramètres présentées par un « scatter plot » sous forme matricielle	228
2	Annexe 2 : Variabilité de l'estimation des différents paramètres et analyse de sensibilité	231
3	Annexe 3 : Soil microtopography studies using photogrammetry and Laser-Scanning methods : Article accepté (en perse, résumé anglais)	244
4	Annexe 4 : publication (poster) dans EGU General Assembly (Vienne, 2008)	272
5	Annexe 5 : Effect of rainfall on soil microtopography evaluated using photogrammetry (soumis à SSSAJ)	274
6	Annexe 6 : Monitoring roughness changes caused by rainfall using photogrammetry (Soumis à Catena)	297
7	Annexe 7: Depressionnal storage evolution during rainfall using photogrammetry combined with image processing (soumis à Journal of Hydrology)	321

8	Annexe 8 calcul de la conductivité hydraulique à saturation par la méthode du perméamètre à charge variable	350
9	Annexe 9: Adimensionnalisation de l'équation de Richards	353

Liste des tableaux

Tableau 2-1: caractéristiques techniques de différents outils de mesure de la rugosité d'un sol le long d'un transect	17
Tableau 2-2: Les paramètres intrinsèques calculés pour les calibrages de référence.	46
Tableau 2-3: Descriptive Statistiques	48
Tableau 2-4: Descriptive Statistiques	50
Tableau 2-5: inverser les colonnes R5 et R10	51
Tableau 2-6: les statistiques	51
Tableau 2-7: un exemple des indices de la rugosité aléatoire (RR) calculés pour 11 profils obtenus à partir des deux méthodes pour seedbed plot après la dernière pluie. La RR est calculée avec toutes données d'altitude, RR_rd est calculé après l'élimination 10 % supérieure et RR_cr est calculé après filtrage de la pente et du travail du sol.....	72
Tableau 2-8: Comparaison multiple d'ANOVA entre les trois indices de rugosité aléatoire; les valeurs sont des différences entre les moyennes.	73
Tableau 2-9: moyenne calculée (M) pour différents indice de rugosités obtenus par les deux techniques pour les deux placettes, avant la première pluie (« initial ») et après la dernière simulation de pluie (« finale »). σ est l'écart type.....	74
Tableau 2-10: moyenne calculée pour la tortuosité obtenue par les deux techniques sur les deux placettes, avant la première et après la dernière simulation de pluie. σ : Écart type (n=11 excepté état initial-Seedbed plot-photogrammétrie: n=9)	77

Tableau 2-11: les paramètres du variogramme théorique (pallier : mm ² et la portée : mm), « seedbed plot ». La pépite est fixée à 0.....	79
Tableau 2-12: les paramètres du variogrammes théorique (pallier : mm ² et la portée : mm), « harrowed plot »: perpendiculaire à l'opération de labourage. La pépite est fixée à 0.....	79
Tableau 2-13: Indices LD et LS calculés sur tous les profils, placette « seedbed plot ».....	82
Tableau 2-14: Indices LD et LS calculés sur tous les profils, placette « harrowed plot ».....	82
Tableau 2-15: Valeurs obtenues pour l'indice MUD sur les profils de sol	83
Tableau 2-16: Valeurs des indices LD et LS sur les placettes « harrowed plot » et « seedbed plot ». La direction X (respec. Y) est la direction parallèle (respec. perpendiculaire) au travail du sol.....	96
Tableau 2-17: Ensemble des données utilisé pour cette étude	107
Tableau 2-18: DSMs calculées par les méthodes laser ou photogrammétriquesur la Maquette-a avant et après la pluie.	116
Tableau 2-19: Calcul des DSMs des surfaces flaquées, et des surfaces flaquées ayant une profondeur maximale supérieures à un seuil donné pour les 2 surfaces et les 2 méthodes.	118
Tableau 2-20: Calcul de la DS et de la surface flaquée sur la surface <i>maquette au champ</i> , en utilisant la PGM seule ou la PGM associée à un algorithme de traitement d'images. Inter désigne un instant intermédiaire entre le début et la fin de la simulaiton de pluie.....	123
Tableau 3-1: Texture du sol étudié, 3 prélèvements.	147
Tableau 3-2 : Paramètres hydrodynamiques. Les échantillons A à L ont été prélevés dans la couche 0-8 cm, les échantillons M et N dans la couche 8-15 cm. les Ksat dans le tableau sont les paramètres ajustés.	158
Tableau 3-3 : Valeurs de K pour différentes valeurs de potentiels matriciels	158
Tableau 3-4 : Valeurs de conductivités hydrauliques à saturation (mm h ⁻¹) mesurées	

ou estimées par différentes méthodes, ainsi que les valeurs de porosité et de masse volumique apparente.....	160
Tableau 3-5 : Paramètres estimés pour la courbe de conductivité complète.....	162
Tableau 3-6: Distribution du SRMSE pour les courbes de conductivité hydrauliques et valeur vraie du SRMSE.....	167
Tableau 3-7 : Distribution du SRMSE pour les courbes de rétention en eau et valeur vraie du RMSE.....	167
Tableau 3-8 : Quantiles de la distribution du SRMSE pour la réponse des tensiomètres implantés à 8 cm de profondeur.....	168
Tableau 3-9 : Quantiles de la distribution du critère SRMSE pour la réponse des tensiomètres implantés à 13 cm.	168
Tableau 3-10 : Statistiques de la teneur en eau initiale pour les 2 pluies et les 2 profondeurs d'implantation des tensiomètres.	171
Tableau 3-11 : les temps de commencement du ruissellement dans deux simulations de pluie obtenues le modèle de PSTICS	174
Tableau 3-12: Granulométrie du sol Villamblain, milieu 1	179
Tableau 3-13: Coordonnées des dépressions (x,y), de la plus petite située à l'amont de la maquette(A), à la plus grande située proche de l'exutoire de la maquette (C)	180
Tableau 3-14: caractéristiques des expérimentations.....	188
Tableau 3-15: les trois types de conditions limites admissibles dans le modèle.....	206

Liste des figures

Figure 2-1: Les composants de la méthode à chaînes : a) chaîne de rouleau, règle d'étrier b) avec l'indicateur télescopique en tant que démontrer la méthode à chaînes (Saleh, 1994)..... 14

Figure 2-2: Mesures des profils de hauteurs à la surface du sol avec un rugosimètre à aiguilles (Cremers et al., 1996). Le schéma est donné sur la photo de gauche, et une illustration est donnée sur la photo de droite. Le profil des aiguilles est photographié. Le positionnement précis de l'appareil par rapport au plan des aiguilles et la présence d'une échelle de longueur permet de retrouver par analyse et traitement d'image le profil physique de l'altitude du sol. 15

Figure 2-3: rugosimètre à faisceau laser pour une utilisation au laboratoire. La diode laser et le dispositif optique sont installés sur un chariot pouvant se déplacer dans les deux directions horizontales. La durée nécessaire à l'acquisition d'un MNT sur une surface carrée de 50 cm de côté est de plusieurs heures. L'automatisation du dispositif permet une acquisition en temps masqué (la nuit par exemple) (Kamphorst and Duval, 2001). 15

Figure 2-4: Illustration de la manière selon laquelle différentes dépressions peuvent se remplir et leur contribution au ruissellement total, selon Hairsine et al. (1992). Avant le remplissage des autres dépressions, la dépression(a) peut déborder et participer au ruissellement à l'exutoire. La dépression (c) va remplir la dépression (b) après débordement : elle génère du ruissellement très local, mais ne contribue pas au ruissellement à l'exutoire. Les dépressions (b) et (c) vont continuer à ce se remplir : elles sont englobées dans une dépression (d) de plus grande taille, qui contribuera à son tour au ruissellement à l'exutoire une fois remplie. 19

Figure 2-5: Vue verticale d'un système binoculaire de caméras 32

Figure 2-6 : les démarches pour obtenir les données en 3D.(i) étalonnage du dispositif : obtenir les paramètres intrinsèques et extrinsèques à l'aide des images stéré. (ii) rectification des images : correction de la distorsion et rectification épipolaire. (iii)

appariement des points : obtention des corrélations entre pixels, calcul de la carte de disparité, filtrage (élimination des données aberrantes) et reconstruction 3D.....	33
Figure 2-7:Le modèle géométrique sténopé d'une caméra	34
Figure 2-8:Le principe de calibrage d'une caméra.	36
Figure 2-9:différence entre la position théorique sans distorsion optique et la position réelle avec distorsion optique de la projection d'un point P sur le plan image	40
Figure 2-10: Déformation en coussinet pour $\kappa > 0$ (gauche), image non déformée ou corrigée des déformations pour $\kappa = 0$, déformation en barillet $\kappa < 0$ (droit).....	40
Figure 2-11 : algorithme de la calibration d'un dispositif stéréophotographique	41
Figure 2-12 Détermination des paramètres de référence. Evolution avec la distance du paramètre de distorsion (en haut à gauche) et de la focale (en bas à droite). Position du point principal (en haut à droite). Evolution de la focale pour les deux appareils (en bas à gauche).....	46
Figure 2-13: Matrice des paramètres intrinsèque ; l'échantillon : D1.5F4_L5	48
Figure 2-14: L'effet du nombre des photos utilisées pour la calibration sur la déviation moyenne dans l'axe X et Y.	50
Figure 2-15: L'effet du nombre des photos utilisées pour la calibration sur la position du centre optique.....	50
Figure 2-16: Relation entre la distance focale et l'estimation des paramètres C_x , C_y	51
Figure 2-17: Relation entre C_y et focale	52
Figure 2-18: Box plot de la dispersion de l'erreur d'ajustement pour différents tirages, de la distance, et de l'ouverture en camera gauche et droite	54
Figure 2-19: Comparaison de l'effet du changement de l'ouverture et du nombre des photos utilisées sur le paramètre focal en fonction de la distance (a) 1.5 b) 3 et c) 4.5 mètres).....	55
Figure 2-20: chronologie des apports d'eau, naturels ou provoqués pour seedbed plot	65

Figure 2-21: schéma de principe pour l'étalonnage du laser. La distance H est mesurée avec un réglet métallique gradué au 1/2 mm. La gamme de mesure est fonction de la lentille.....	66
Figure 2-22: a) les caméras et la mire utilisées b) Le support pour la mise en place des appareils photos et leur stabilité, qui a été réalisé à l'INRA	67
Figure 2-23: Les courbes d'étalonnage de rugosimètre laser avec deux lentilles (50 et 100 cm) ; BLC : Blanc	69
Figure 2-24: État initial (gauche) et final (droit) de la surface du sol avec seedbed surface	69
Figure 2-25: Comparison of soil surface elevation profiles obtained by laser method profiler (gray points) and stereo-photogrammetry (black points), on the seedbed plot (a) and on the harrowed plot perpendicular to the direction of tillage (b).	70
Figure 2-26: Q-Q plot pour un profil de laser dans seedbed plot (à gauche) et le même profil obtenu par la méthode de photogrammétrie (à droite).	72
Figure 2-27: RR_cr calculé sur tous les profils acquis par la méthode de laser et de photogrammétrie, avant la pluie (initial : IN) et après la dernière pluie (final : FI), pour les placettes « seedbed plot » et « harrowed plot » (perpendiculairement à la direction des sillons dans ce cas); LS: laser, ST: photogrammétrie.	75
Figure 2-28: Tortuosité Tb calculée sur tous les profils pour les deux placettes.	76
Figure 2-29: Illustration de l'ajustement entre les variogrammes expérimental (les points) et théorique (les lignes), a) en haut, placette « seedbed plot » : modèle sphérique ; b) en bas, placette « harrowed plot » : modèle circulaire.	78
Figure 2-30: Variogrammes du 1 ^{er} ordre expérimental et théorique calculé par Linden and Doren pour un profil.....	81
Figure 2-31: Evolution des valeurs moyennes des indices LS (en haut) et LD (en bas) estimés par le laser (LS) et la photogrammétrie (ST). IN : état initial ; FI : l'état final.	83
Figure 2-32: Valeurs moyennes de l'indice MUD, pour l'état initial (IN) et final (FI), par les méthodes laser (LS) et photogrammétrie (ST).	84
Figure 2-33: Comparaison de MNTs avant et après la pluie en utilisant les	

paramètres de calibrage obtenus avant la pluie. Quand il y a du vent, la stabilité du système de caméras peut être perdue et le MNT obtenu est inutilisable car fortement bruité. Les points rouges montrent les « outliers » qui correspondent à des mauvais appariements de points lors du processus de reconstruction 3D.....87

Figure 2-34: Les MNTs obtenus initialement (IN) et à la fin des expérimentations (FI) pour les placettes « harrowed plot » (H) et « seedbed plot »(S).88

Figure 2-35: Les évolutions des indices de rugosité aléatoires, calculés à partir de MNTs obtenus par la photogrammétrie pour seedbed et harrowed plot. BE (respect. AF) est pour avant (respect. après) simulation de pluie. Les lignes à tiret montrent les états (avant et après des pluies), S : seedbed, H: Harrowed, la valeur est le nombre de simulation, ×: montre le MNT éliminé.90

Figure 2-36: Corrélation entre la pluie cumulée (mm) en tant que variable indépendante et l'indice RR_cr (mm) pour les placettes « harrowed plot » et « seedbed plot ».91

Figure 2-37: l'évolution de l'indice de tortuosité Tb, calculé à partir des MNTs obtenus par la photogrammétrie. BE (respect. AF) représente l'état du sol avant (respect. après) la simulation de pluie, IN (respect. FI) est pour l'état initial (respect. final), R+nombre est la séquence de pluie.....92

Figure 2-38: Corrélation entre la pluie cumulée en tant que variable indépendante et l'indice de tortuosité Tb.....92

Figure 2-39: Corrélation entre l'indice de tortuosité Tb et l'indice de rugosité aléatoire RR_cr93

Figure 2-40: les MNTi-variogrammes calculée à partir de classes directionnelles de distance pour seedbed et harrowed plot, les états initial et finals ; les lignes de grille montre ont une échelle de 10 millimètres.94

Figure 2-41: Evolution expérimentale et théorique de la différence absolue moyenne d'altitude (mean absolute elevation difference) ΔZ avec la distance de (lag distance) pour les états initial (IN) et final (FI). ΔX est la distance dans la direction du travail du sol, ΔY est la distance dans la direction orthogonale.....95

Figure 2-42: Photos des différentes surfaces étudiées. a) *maquette-a* (en haut à gauche) ; b) les surfaces reconstruites *maquette-lisse* (en bas à gauche) et *maquette-rugueuse* (en bas à droite) ; c) placette *au champ* (en haut à droite) 107

Figure 2-43: Organigramme pour obtenir les données photogrammétrique et les coordonnées des régions d'eau (x, y), ROI : Les régions d'intérêt, partie grise montre l'organigramme du traitement de l'image pour déterminer des régions d'eau..... 110

Figure 2-44: Algorithme pour obtenir la profondeur du stockage de l'eau, 111

Figure 2-45: MNTs du sol avant (BE) et après la simulation de pluie (AF), par la photogrammétrique (PGM) et la méthode laser (LS), l'échelle verticale (millimètre) représente l'altitude au-dessus et au-dessous d'un plan horizontal moyen. Les échelles sont en mm..... 114

Figure 2-46: Fréquences cumulatives d'altitude pour deux méthodes et avant et après la pluie..... 115

Figure 2-47: Distribution spatiale des dépressions après calcul de la DSM avant (BE) et après (AF) la pluie. LS: Méthode laser et PGM: photogrammétrique..... 116

Figure 2-48: La comparaison des profils d'altitude obtenus en utilisant la méthode laser (points verts) et la photogrammétrique (les points rouges), sur la *maquette-lisse* (en bas) et sur *lamaquette-rugueuse* (en haut) 117

Figure 2-49: MNTs obtenus par les deux méthodes pour deux maquettes, et soustrayant deux MNTs (Stéréo-MNT moins Laser-MNT) 117

Figure 2-50: Répartition spatiale des profondeurs d'eau (échelle en mm) lorsque la DSM est atteinte pour les surfaces *maquette-lisse* (en bas) et *maquette-rugueuse* (en haut), en utilisant les MNTs issus du rugosimètre laser (LS, à gauche) et de la photogrammétrique (PGM, à droite)..... 118

Figure 2-51: Distribution du volume d'eau stockée dans les dépressions en fonction de la profondeur d'eau pour la surface *maquette-rugueuse* (à gauche) et *maquette-lisse* (à droite), pour le MNT issu des données laser ou photogrammétrique (PGM)..... 119

Figure 2-52: Distribution de la surface flaquée (en % de la surface flaquée totale) en fonction de la profondeur d'eau pour la surface *maquette-rugueuse* (à gauche) et *maquette-lisse* (à droite), pour le MNT issu des données laser ou photogrammétrique (PGM) 119

Figure 2-53: Reconstitution des MNTs en fonction des paramètres d'étalonnage du dispositif PGM et des conditions expérimentales. a) : MNT du sol sans excès d'eau obtenu en utilisant l'étalonnage initial. b) : un exemple de MNT apparent du sol avec excès d'eau. Ce MNT a été obtenu en utilisant l'étalonnage initial, mais les MNTs sont

similaires quel que soit l'étalonnage utilisé. c) Un profil extrait d'un MNT apparent en présence d'excès d'eau. 121

Figure 2-54: a) Visualisation du MNT de la placette *au champ* l'état initial en absence de flaques ; b) MNT apparent de la même placette au cours de la pluie en présence d'eau libre à la surface du sol dans le passage de roue. L'algorithme permet d'identifier les flaques, qui correspondent à des zones avec des fortes variations de niveau de gris. Cependant ces fortes variations correspondent directement à des altitudes et sont donc issues de mauvais appariement. Les échelles sont en mm et l'échelle verticale représente l'altitude de la surface du sol par rapport à un plan horizontal arbitraire..... 122

Figure 2-55: Exemple de détermination des flaques d'eau pour la surface *maquette-a-10*. (a) visualisation des contours, une fois le traitement réalisé, sur la photo originale. (b) image obtenue après application des masques de Laws (b-1) et histogramme correspondant (b-2). (c) image obtenue (c-1) après application du filtre *median-separate* sur l'image précédente et choix du seuillage à partir de l'histogramme correspondant (c-2). Sur l'image c1, la flaque est identifiée en rouge..... 125

Figure 2-56: Calcul de la rétention superficielle DS (mm) en fonction de la surface flaquée (exprimée en % de la surface totale) stockage moyen de l'eau contre le pondé dans la maquette-a en utilisant 11 photos intermédiaires. 126

Figure 2-57: détermination des cartes du stockage superficiel de l'eau sur les surfaces *maquette-lisse* (en haut) et *maquette-rugueuse* (en bas). Les volumes d'eau apportée sont de 1500 ml sur la *maquette-lisse* et de 1000 ml sur la *maquette-rugueuse*. Sur la gauche : détermination des contours des flaques. Sur la droite : identification des flaques individuelles par des couleurs différentes..... 126

Figure 2-58: Cartographie de la profondeur d'eau sur la surface *maquette-lisse* après un apport de 1500 ml d'eau. A gauche : utilisation du MNT obtenu par PGM ; à droite : utilisation du MNT obtenu par LS. L'échelle verticale des profondeurs est en mm, ainsi que l'échelle horizontale. Le sol émergé est de couleur blanche..... 127

Figure 2-59: Relation entre la quantité d'eau stockée dans les dépressions de la surface du sol DS et la surface flaquée (en % de la surface totale). Pour les surfaces *maquette-lisse* et *maquette-rugueuse*, la quantité d'eau stockée est calculée pour les 2 MNTs, celui obtenu par PGM et celui obtenu par LS. Les cercles noirs correspondent aux données obtenues sur la placette *au champ*. 128

Figure 2-60: Illustration complète du traitement réalisé pour l'extraction des bordures des flaques d'eau (a-1) : photo de l'état initial. (b-1) photo prise au cours de la pluie avec

excès d'eau à la surface du sol. (a-2) : image obtenue après application des filtres de Laws suivie du filtre *median-separate* sur la photo a-1. (b-2) : image obtenue après application des filtres de Laws suivie du filtre *median-separate* sur la photo a-2. (a-3) : histogramme correspondant à l'image a-2. (b-3) : histogramme correspondant à l'image b-2. (c-1,2) : filtrage pour ne pas identifier les zones ombrées comme des flaques. Détermination du seuil sur l'histogramme c-2, application sur l'image c-1 où seules les flaques en bleu satisfont au seuil choisi). (d) : contours extraits. (e) : flaque individuelle extraire à partir des contours et du MNT..... 129

Figure 2-61: Suivi de la cartographie de la détention superficielle sur la placette *au champ*. a, et b montrent le remplissage progressif des dépressions respectivement après 34 mn et 50 mn 50 s de pluie, l'image c montre l'état de la surface 38s après l'arrêt de la pluie (la durée de la pluie était de 1 h 03 mn 00 s). 130

Figure 3-1: Le schéma général de la placette avec les micro-tensiomètres, les boîtiers contenant les capteurs de pression et le raccordement à la centrale d'acquisition des données. 148

Figure 3-2 : Carte de Thiessen pour les propriétés hydrodynamiques de sol, à gauche, et les données tensiométriques à la profondeur de 8cm, à droite..... 150

Figure 3-3 : Relation entre les paramètres du modèle d'ondes cinématiques 159

Figure 3-4 : Exemple de courbe complète de Conductivité hydraulique obtenue pour l'échantillon M..... 162

Figure 3-5 : Evolution du potentiel matriciel aux deux profondeurs (8 et 13 cm) pour les 2 pluies successives de 15.4 et 32.4 mm h⁻¹ d'intensité pour les tensiomètres raccordés au boîtier 1. 163

Figure 3-6 : Evolution du potentiel matriciel aux deux profondeurs (8 et 13 cm) pour les 2 pluies successives de 15.4 et 32.4 mm h⁻¹ d'intensité pour les tensiomètres raccordés au boîtier 2. 164

Figure 3-7 Potentiel matriciel mesuré par les différents tensiomètres au moment de la détection du front d'humectation (en haut) et détermination du temps de réponse (en bas) pour chaque couple de tensiomètres. 166

Figure 3-8 Répartition de la vitesse apparente du front d'humectation entre la surface et z=8 cm (à gauche) et entre la surface et z=13 cm (à droite). 166

Figure 3-9 : La distribution calculée de SRMSE à partir la courbe de conductivité

hydraulique et la courbe de rétention pour une distance au-dessus de 70 cm entre les échantillons. 167

Figure 3-10 : Bilan hydrique de la parcelle pour la première pluie (en haut) et la deuxième pluie (en bas). SWC_8 est la variation de stock hydrique dans la couche 0-10.5 cm, SWC_13 est la variation de stock hydrique dans la couche 10.5-15.5 cm. SWC_total est la somme des deux. Le drainage est calculé à partir de l'équation de bilan hydrique. 169

Figure 3-11 : Teneurs en eau initiale calculées à partir des données tensiométriques et des courbes de rétention pour les 2 pluies et les 2 profondeurs de mesure..... 170

Figure 3-12: Ruissellement cumulé simulé par le modèle PASTIS sans considération des macropores pour les paramètres correspondant aux différents échantillons pour la première pluie (à gauche) et la seconde pluie (à droite). 172

Figure 3-13 Ruissellement cumulé simulé par le modèle PASTIS en considérant les macropores pour les paramètres correspondant aux différents échantillons pour la première pluie (à gauche) et la seconde pluie (à droite). 173

Figure 3-14 : schéma du dispositif pour la maquette sans les inserts compacts. Les points bleus représentent l'implantation des tensiomètres. Le fond est percé de 3 orifices dans ce cas, pour permettre l'évacuation du drainage et sa mesure. Le ruissellement est recueilli dans une gouttière et mesuré par pesée. Les tensiomètres, raccordés à des boîtiers contenant des capteurs de pression, sont enregistrés par une centrale Campbell. 181

Figure 3-15: schéma du dispositif pour une maquette contenant des inserts compacts. Le fond est équipé de 9 orifices permettant l'évacuation et la mesure du drainage. Les points et les numéros sont les points d'insertions des tensiomètres et leur numéro. 181

Figure 3-16 : estimation de la résistance hydraulique de la toile nylon utilisée (2 échantillons). 183

Figure 3-17: granulométrie des 11 sables étudiés 183

Figure 3-18 : granulométrie des 4 sables testés..... 184

Figure 3-19 : photographies de la halle expérimentale (à gauche, vue de l'extérieur) et du simulateur de pluie (à droite). 185

Figure 3-20 : photographie vue de dessus de la maquette en cours d'expérimentation. On distingue les capillaires des tensiomètres et les pluviomètres de contrôle. 186

Figure 3-21 : rugosimètre à nappe laser pour la mesure du MNT, INRA, Orléans.	186
Figure 3-22 : dispositif stéréophotographique et vue d'ensemble de l'expérimentation.	187
Figure 3-23 : zoom sur l'étanchéité réalisée autour des appareils photos.	187
Figure 3-24 : évolution des potentiels matriciels sous la dépression n°1.....	189
Figure 3-25 : évolution des potentiels matriciels sous la dépression n° 2.....	189
Figure 3-26: évolution des potentiels matriciels sous la dépression n° 3.....	189
Figure 3-27 : évolution des potentiels matriciels sous le monticule n° 1.....	190
Figure 3-28 : évolution des potentiels matriciels sous le "monticule" n° 2.	190
Figure 3-29 : Evolution du flux spatialisé de drainage (Dep1, 2, 3 : orifices de drainage situé sous les dépressions 1 à 3).	192
Figure 3-30 : évolution du flux de ruissellement. L'échelle verticale correspond à l'incrément de masse enregistré par la balance entre deux instants de mesure (pas de temps de 30 s).	192
Figure 3-31: évolution des potentiels matriciels pour deux tensiomètres quasi iso-profondeur.....	193
Figure 3-32: Les photos de la surface de la maquette à différents instants. La détention superficielle commence à apparaître après environ 40 minute, et notamment après changement de l'intensité de pluie (12 :57). Première photos début de la pluie à 12 :07, deuxième et troisième photos respectivement après 18 et 34 minute mais il n'a y pas d'eau dans les dépressions. A 12 : 50 changement de l'intensité de 34 mm h ⁻¹ à 57 mm h ⁻¹	194
Figure 3-33:MNT initial (Jenson et Dominique 1988). Trois dépressions d'altitude 729, 728 et 724 sont identifiées, la cellule en bleue d'altitude 725 se situe à l'exutoire du MNT. Ces dépressions sont identifiées à partir des 8 cellules voisines, colorées en vert.	201
Figure 3-34: Résultat obtenu après trois itérations (apport de 3 volumes d'eau élémentaires). Le tableau dans le coin supérieur gauche correspond aux changements effectués sur chaque cellule connectée à une dépression. La matrice « depression_group »	

indexe les différentes dépressions individuelles : Pour cette itération, deux dépressions élémentaires ont fusionnée pour former le groupe de dépressions n° 1, la dépression élémentaire n° 2 reste individualisée. La matrice « dem » correspond au MNT apparent (altitudes des zones émergées et des plans d'eau horizontaux dans les dépressions). La matrice « water_dep » correspond à l'accroissement de hauteur d'eau dans chaque cellule lors de cette itération : seule le groupe de dépressions n° 1 est concerné dans ce cas précis.201

Figure 3-35: Résultat obtenu après la quatrième itération (apport de 4 volumes d'eau élémentaires) : on n'observe aucune différence avec la figure précédente, ce qui signifie que toutes les dépressions ont été remplies et que le volume d'eau élémentaire apporté a rejoint l'exutoire.....202

Figure 3-36: Tableau des indices codant la redirection du flux pour chaque cellule. La correspondance entre l'indice et la direction d'écoulement est : 1 : ↑ ; 2 : ↗ ; 4 : → ; 8 : ↘ ; 16 : ↓ ; 32 : ↙ ; 64 : ← ; 128 : ↖.....202

Figure 3-37: Surface drainée par chaque cellule, l'unité de surface étant le nombre de cellules situées en amont de la cellule considérée.203

Figure 3-38: Identification des bassins versants élémentaires.203

Figure 3-39: Schéma du couplage entre modèle de redirection des flux surfaciques et infiltration distribuée dans le sol.....204

1 Introduction générale

Contexte Général :

Lorsque l'eau de pluie atteint la surface du sol, une partie s'infiltré dans le sol sous l'effet des forces gravitaires et capillaires pour reconstituer la réserve d'eau souterraine. Une autre partie peut s'écouler à la surface de sol : cette fraction est appelée ruissellement.

Le ruissellement a un impact extrêmement important d'un point de vue quantitatif ou qualitatif. Il contribue à l'alimentation des lacs et des rivières, il est le moteur de l'érosion et le vecteur de nombreux polluants ou de fertilisants. A l'échelle du bassin versant, le ruissellement est directement relié à l'occupation du sol (sols urbanisés, forêts, cultures, sols nus). En particulier, un sol nu, de faible capacité d'infiltration favorise un ruissellement très rapide. L'érosion des sols est également favorisée par l'absence de couverture végétale. Le ruissellement provenant des terres agricoles peut transporter des excès de nutriments, tels que l'azote et phosphore, dans les ruisseaux, les lacs et les eaux souterraines. Ces excès de nutriments sont susceptibles de dégrader la qualité de l'eau.

Ainsi, au travers de ses conséquences, le ruissellement a une importance considérable qui concerne à la fois la gestion de l'environnement (en aval) et la conservation des sols (en amont).

A l'échelle locale, Boiffin et al. (1988) ont montré le rôle déterminant des propriétés des tout premiers cm de la surface du sol dans la genèse du ruissellement. C'est essentiellement l'infiltrabilité du sol et son microrelief qui contrôlent, dans un contexte évolutif, la répartition de la pluie entre infiltration, détention superficielle et ruissellement. La détention superficielle est la quantité d'eau qui va rester stockée dans les dépressions du sol (« les flaques ») : cela constitue un volume tampon qui va limiter le ruissellement et favoriser l'infiltration. Dans certaines conditions (pluies de faibles intensités, sols limoneux battants), la détention superficielle est de l'ordre de grandeur du ruissellement à l'exutoire de la parcelle : il est donc important de bien la caractériser.

Ces couplages des flux sous contrôle dynamique des états de surface doivent être mieux compris et intégrés dans les modèles de ruissellement. D'un point de vue expérimental, il manque une mesure effective de la détention superficielle. D'un point de vue théorique, les lois utilisées dans les modèles en considérant un milieu homogène peuvent être inadéquates car le sol est un milieu complexe et hétérogène.

L'objectif de ce travail est de mieux comprendre le rôle des hétérogénéités du sol (états de surface et microrelief, propriétés hydrodynamiques) dans le partage infiltration – ruissellement. Nous nous sommes placés à l'échelle locale (m²) et à celle de l'événement pluvieux.

Organisation du manuscrit :

Ce manuscrit est organisé en deux grandes parties. Le premier chapitre de chaque partie est une introduction qui présente les objectifs de la partie et son organisation détaillée. Le dernier chapitre de chaque partie est une conclusion qui synthétise les résultats principaux présentés. Chaque partie est organisée en différents chapitres qui se terminent par une liste des références bibliographiques utilisées. Une bibliographie générale est reprise en fin de manuscrit. La première partie est de nature méthodologique et métrologique : nous avons développé un capteur stéréophotographique (matériel et logiciel) d'une part pour obtenir des modèles numériques de terrain à petite échelle (typiquement : surface de 1 m²), précis et avec une résolution spatiale fine (typiquement : 1 mm dans les deux directions horizontales), et d'autre part pour suivre l'évolution de la détention superficielle d'eau au cours de la pluie. La deuxième partie concerne la caractérisation de la variabilité locale des propriétés d'infiltrabilité du sol et leur impact sur le partage infiltration-ruissellement.

Dans un premiers temps (**partie 1**), nous nous sommes intéressés à l'utilisation de la stéréophotographie et à la caractérisation de ses possibilités pour le suivi de différentes variables (rugosité et détention superficielle) évoluant sous l'action des pluies. Le **chapitre 2** de cette partie est une analyse bibliographique de la mesure et de la signification des différents indices de rugosité. Une étude préliminaire (**chapitre 3**) a ensuite été réalisée pour caractériser d'un point de vue métrologique le capteur. Ceci a conduit à définir un procédé de calibrage et de prises de vues optimal. Le **chapitre 4** est consacré à la validation de ce capteur stéréophotographique. Ceci a été réalisé d'une part en comparant directement les modèles numériques de terrain (MNTs) obtenus par photogrammétrie et par un rugosimètre laser, d'autre part en comparant l'évolution de plusieurs indices de rugosité sous l'action des pluies suivant qu'ils sont obtenus par photogrammétrie ou par le rugosimètre laser. Le **chapitre 5** est alors consacré à la mise au point et à la validation d'un algorithme, basé sur la stéréophotographie, permettant le suivi des excès d'eau à la surface du sol au cours d'une pluie.

Dans la **partie 2**, nous avons étudié l'impact de la variabilité locale des propriétés d'infiltrabilité du sol sur le partage infiltration-ruissellement. Pour cela, nous avons travaillé successivement sur 2 milieux de complexité croissante. Dans un premier temps (**chapitre 8**), nous avons travaillé sur une parcelle naturelle de 1 m², horizontale, sans rugosité marquée ni variabilité apparente des états de surface sous simulation de pluie. Ceci nous a conduit à caractériser la variabilité locale des propriétés hydrodynamiques du sol (courbes de rétention et de conductivité hydraulique) et à modéliser son influence sur l'infiltration et le ruissellement. Dans un deuxième temps (**chapitre 9**), nous avons travaillé sur une maquette de sol en laboratoire. Enfin, le **chapitre 10** est consacré à la présentation d'un modèle couplé entre infiltration 3D et formation du ruissellement à la surface du sol. Ce chapitre présente simplement les algorithmes développés, mais par

manque de temps aucun résultat de simulation n'a pu être obtenu.

2 Première Partie: Développement d'un capteur stéréophotographique : caractérisation métrologique, validation et utilisation pour le suivi des excès d'eau à la surface du sol

₁ Introduction

1.1 Introduction

L'évolution des états de surface sous l'action conjuguée des pratiques culturales et du climat conditionne fortement l'évolution du ruissellement et de l'infiltration. La problématique principale est la caractérisation des états de surface générés par une large gamme de systèmes de culture, ainsi que l'évolution de ces états et les conséquences qui en découlent sur les risques de ruissellement et d'érosion à différentes échelles (parcelle, bassin versant, région) et différents pas de temps (pluie, année culturale, succession de cultures).

Les paramètres hydrodynamiques (infiltrabilité, conductivité hydraulique) dépendent des conditions expérimentales (intensité de pluie), de la structure spatiale des hétérogénéités (position des zones ruisselantes par rapport aux zones plus infiltrantes) et du réseau d'écoulement à la surface du sol (canalisation du ruissellement). La modélisation du fonctionnement du système a donc besoin d'informations précises, localisées dans le temps et dans l'espace. La connaissance du microrelief et l'extraction du réseau de drainage sont primordiales.

La rugosité de surface est un critère important dont on a pu montrer la diminution avec le développement de la croûte de battance. Or, elle est souvent évaluée de façon sommaire (par l'obtention d'une valeur moyenne à partir de mesures sur quelques profils), subjective (par notation visuelle) ou laborieuse (par tamisage d'un prélèvement de sol). La caractérisation et la simulation de surfaces constituent donc un enjeu important pour la modélisation et la compréhension des phénomènes régissant l'évolution de la surface, en particulier l'érosion, le ruissellement et la formation des croûtes. La confrontation à des données de terrain est indispensable au développement de méthodes d'analyse des surfaces.

L'acquisition et l'utilisation de modèles numériques de terrain (MNT) répondent aux besoins de caractérisation et de modélisation tridimensionnelle de la surface du sol s'imposant de plus en plus comme une nécessité dans de nombreux domaines : agronomie, hydrodynamique, hydrologie, érosion, télédétection. La mesure 3D de la surface du sol est assortie de différentes nécessités : rapidité d'acquisition, précision (infra mm), forte densité de mesure, repérage dans l'espace (superposition pour le suivi temporel). La stéréophotogrammétrie semble satisfaire à ces objectifs, mais elle reste peu répandue malgré le développement des prises de vues numériques : un développement méthodologique et métrologique de ce capteur s'avère donc nécessaire.

1.2 Positionnement du problème et définitions

L'estimation du partage de la pluie à la surface du sol entre infiltration, stockage (ou détention superficielle) et ruissellement est cruciale dans la prédiction du ruissellement et de ses conséquences environnementales (érosion, coulées boueuses en aval et pollution des eaux de surface) et agricoles (pertes en terre et pertes de semences). En milieu agricole, si la concentration du ruissellement et l'érosion par incision du sol doivent se raisonner à l'échelle de la parcelle agricole et du bassin versant, en revanche la genèse du ruissellement doit s'étudier à l'échelle locale (quelques m²). C'est en effet à cette échelle que les processus élémentaires s'établissent et que l'homme peut prétendre par son action réduire les risques environnementaux à l'aval (travaux agricoles augmentant la rugosité du sol et donc l'infiltrabilité du sol et la capacité de détention superficielle).

On considérera qu'à cette échelle d'étude le ruissellement est exclusivement dû à un processus hortonien : le ruissellement est le "refus à l'infiltration" de l'eau de pluie. Les mécanismes d'exfiltration par écoulement le long d'un horizon pentu moins perméable que les horizons superficiels ou par remontée de la nappe d'eau souterraine ne sont pas pris en considération.

On rappelle les définitions suivantes. **La rugosité ou microrelief** du sol est la répartition spatiale (1D ou 2D) des altitudes de la surface du sol. On distingue **la rugosité orientée** liée à la pente du terrain ou au mode de travail du sol de **la rugosité aléatoire** liée à la répartition des agrégats sur une surface plane (Allmaras et al., 1966). Celle-ci est calculée comme la différence entre le microrelief du sol et la rugosité orientée. Les **indices de rugosité** sont des indices statistiques établis à partir des mesures de rugosité aléatoire dont le but est de synthétiser l'information (Onstad, 1984 ; Bertuzzi et al., 1990b ; Kamphorst, 2000). **La détention superficielle** est le volume d'eau stocké à la surface du sol à un instant donnée. La valeur de la détention superficielle est variable spatialement et temporellement; elle est fonction de la structure spatiale de la pluie et de la répartition spatiale des flux d'infiltration. La détention superficielle est définie comme la quantité d'eau retenue dans les dépressions à la surface du sol et ne pouvant donc pas ruisseler, alors que la résistance hydraulique est le frein imposé par le relief à l'écoulement de l'eau. La détention superficielle est difficile à mesurer, on l'estime donc indirectement par des indices de rugosité. **La capacité de détention superficielle ou la détention superficielle maximale** est défini comme le volume d'eau pouvant potentiellement être retenu, en surface, dans les dépressions du sol à une échelle donnée. Cette valeur est unique et ne dépend que du microrelief du sol. La détention superficielle maximale est souvent exprimée en hauteur, si rapportée à la surface.

A l'échelle locale (de l'ordre du m²), le ruissellement résulte des interactions entre structure de la pluie (répartition temporelle des intensités), infiltration (répartition spatiale des flux d'infiltration) et détention superficielle. Le flux global d'infiltration dépend de la

hauteur d'eau à la surface du sol (Fox et al., 1998) et donc de la détention superficielle. Or la détention superficielle est fonction du microrelief du sol. **Il est donc nécessaire de disposer d'outils de mesure à la fois du microrelief du sol et de la détention superficielle.**

Récemment plusieurs modèles couplant infiltration, détention superficielle, formation et propagation du ruissellement à l'échelle du m² sont apparus : ils permettent d'évaluer et de hiérarchiser les différents facteurs conduisant à l'apparition du ruissellement à l'échelle locale (Garcia-Sanchez et al., 1996 ; Fiedler, 1997, Darboux, 1999 ; Estèves et al., 2000). Ils ne prennent cependant pas en compte la variabilité spatiale de l'infiltration dont l'importance à cette échelle dépend du degré de développement des différents types de croûtes (Boiffin, 1984; Aboujaoubé et al., 1990; Fox et al., 1998). Le calage et la validation de ce type de modèle reposent exclusivement sur la reconstitution de l'hydrogramme de ruissellement à l'exutoire de la placette étudiée. La pertinence des variables intermédiaires calculées par ces modèles (telles que champs locaux de vitesse ou répartition spatiale des hauteurs d'eau), qui font leur intérêt par rapport à des modèles statistiques plus globaux (par exemple Findeling et al., 2000) et dont l'importance est cruciale dès que l'on s'intéresse à l'érosion, n'est pas vérifiée du fait d'un manque méthodologique permettant la mesure de ces variables.

Les objectifs de mon travail présentés dans cette partie sont les suivants :

- i. tester les possibilités de la stéréophotographie pour le suivi de différents indices de rugosité sous l'action des pluies*
- ii. développer une méthodologie permettant de mesurer la valeur de la détention superficielle et son évolution au cours d'une pluie par une méthode de type photogrammétrique.*

1.3 Organisation

Les chapitres dans cette partie sont présentés dans l'ordre suivant :

- *Chapitre 1 : Introduction*
- *Chapitre 2 : Bibliographie générale sur la rugosité*
- *Chapitre 3 : Caractérisation métrologique du capteur stéréophotographique développé dans ce travail. Ceci conduit à définir des conditions optimales de prises de vue et d'étalonnage.*
- *Chapitre 4 : Validation de la méthode :*
 - *Validation directe sur deux surfaces de référence (maquettes reconstituées en polyester représentant deux différents états de surface de sol) et comparaison avec la méthode laser,*

Cela a fait l'objet d'un article accepté dans une revue perse (voir *Annexe 3*), comportant une bibliographie importante. Seuls les

résultats principaux de cet article sont présentés.

- *Validation par comparaison, entre méthode stéréo et laser, de la valeur de différents indices de rugosité et de leur évolution sous les pluies :*
 - Utilisation de profils de hauteur 1D
 - Calcul d'indices 2D à partir des MNTs,
- *Chapitre 5 : Développement d'une méthodologie permettant de mesurer la valeur de la rétention superficielle et son évolution au cours d'une pluie par une méthode de type photogrammétrique*
- *Chapitre 6 : Conclusion*

*2 Bibliographie générale sur les
méthodes de mesure de la
rugosité et de la détention
superficielle, et les indices de
rugosité*

2.1 **Importance du microrelief dans le fonctionnement hydrologique du sol :**

L'évolution des états de surface sous l'action conjuguée des pratiques culturales et du climat conditionne fortement l'évolution de l'infiltration et des aléas ruissellement et érosion. Afin de mieux prédire ces aléas, il est nécessaire de mieux préciser les trajectoires d'état de surface pour la production de ruissellement et d'infiltration associées aux systèmes de culture.

Des travaux ont été développés pour analyser l'effet des systèmes de culture sur la production de ruissellement boueux à différentes échelles (parcelle, bassin versant, région) et différents pas de temps (pluie, année culturale, succession de cultures). Ils sont basés sur la caractérisation des états de surface générés par une large gamme de systèmes de culture (Le Bissonnais et al., 2005), ainsi que sur l'évolution de ces états et les conséquences qui en découlent sur les risques de ruissellement et d'érosion (Le Bissonnais et Martin, 2004). Ces caractérisations ont été intégrées dans différents modèles permettant de raisonner l'effet des arrangements spatiaux des systèmes de culture dans l'espace du bassin versant et pour analyser l'évolution des risques de ruissellement sur différents pas de temps (année culturale, succession de cultures) (Martin et al., 2004.).

Des expérimentations contrôlées (Fox et al., 1998), in situ (Léonard, 2006) ou des exercices de simulation numérique (Morel-Seytoux, 2002 ; Léonard et al., 2004) montrent que les paramètres hydrodynamiques (infiltrabilité, conductivité hydraulique) moyens dépendent des conditions expérimentales (intensité de pluie), de la structure spatiale des hétérogénéités (position des zones ruisselantes par rapport aux zones plus infiltrantes) et du réseau d'écoulement à la surface du sol (canalisation du ruissellement). La modélisation du fonctionnement du système a donc besoin d'informations précises, localisées dans le temps et dans l'espace : connaissance du microrelief et extraction du réseau de drainage, spatialisation des propriétés hydrodynamiques (sol non perturbé, croûtes sédimentaires, croûtes structurales, macropores). Cette prise en compte explicite des états de surface au sens large peut améliorer la qualité des prédictions des modèles hydrologiques globaux (Takken et al. 2001 ; Findeling et al. 2003 ; Ruy et al. 2006). L'étude des infiltrations hétérogènes s'appuie donc sur l'obtention de modèles numériques de terrain (MNT) de haute qualité.

La caractérisation des surfaces de sols agricoles se fait essentiellement par une

mesure de rugosité, calculée à partir de profils relevés sur le terrain, par une caractérisation de sa composition en agrégats ou mottes, évaluée par notation visuelle ou par tamisage d'un échantillon de la surface et par une cotation indiquant la formation de croûtes de battance (Martin et al. 2004). Des évaluations quantitatives plus systématiques et objectives sont émergentes et rendues possibles par le développement de méthodes de reconnaissance des formes ou de simulation de surfaces (Taconet et Ciarletti 2006, Valette et al. 2006, Vannier et al. 2006). La caractérisation et la simulation de surfaces constituent un enjeu important pour la modélisation et la compréhension des phénomènes régissant l'évolution de la surface, en particulier l'érosion, le ruissellement et la formation des croûtes. Ce sont également des éléments importants pour l'inversion de données de télédétection (Ciarletti et al. 2003). La confrontation à des données de terrain est indispensable au développement de méthodes d'analyse des surfaces.

L'approche tridimensionnelle de la surface du sol s'impose de plus en plus comme une nécessité dans de nombreux domaines : agronomie (Kamphorst et al. 2005), hydrodynamique, hydrologie, érosion (Darboux & Huang, 2005, Rieke-Zapp & Nearing, 2005), etc. La mesure 3D de la surface du sol répond en général aux spécifications suivantes :

1. la taille de la zone de mesure est de quelques mètres carrés à quelques dizaines de mètres carrés ;
2. la résolution spatiale demandée est typiquement de 1 à 5 mm. Il s'agit donc d'acquérir plusieurs millions de points sur la zone de mesure ;
3. la précision demandée est d'ordre millimétrique, typiquement 0.5 à 1 mm ;
4. toutes les applications actuelles considèrent la géométrie de la surface du sol comme un champ d'altitude défini sur un plan horizontal. Les limites de ce modèle (existence de surplombs sous les grosses mottes) sont reconnues (Kamphorst et al. 2005) mais sont jugées peu contraignantes.

Presque toutes les applications (Darboux & Huang, 2005, Rieke-Zapp & Nearing, 2005, etc.) s'intéressent à l'évolution de la surface du sol sous l'effet de la pluie. Il est donc nécessaire de pouvoir superposer précisément des successions de modèles numériques obtenus à différentes dates.

2.2 Mesure de la rugosité :

De nombreux outils permettant la mesure du microrelief du sol existent (rugosimètre à aiguilles ou laser, photogrammétrie). Cependant à l'exception de la photogrammétrie, la quasi-totalité de ces outils relève l'altitude de la surface du sol le long de transects uniquement. Les rugosimètres peuvent se classer dans deux grandes catégories:

- méthodes avec contact : la mesure de l'altitude de la surface du sol se fait à l'aide d'un capteur mécanique qui vient en contact avec le sol (profilomètre à

aiguilles ex. Figure 2-2, Kuipers, 1957; profilomètre à chaîne dans la Figure 2-1, (Saleh, 1993). Il est à noter que le profilomètre à chaîne ne permet pas d'avoir un profil d'altitude mais seulement le calcul de la tortuosité, rugosimètre à palpeur (Planchon et al., 2000). L'inconvénient majeur est le temps nécessaire à l'acquisition et la modification de la surface du sol due au contact du palpeur.

- méthodes sans contact : la mesure de l'altitude se fait à distance soit par analyse de la réflexion d'un signal émis, soit par la stéréophotographie. Ce signal peut être une source infrarouge (Römkens et al, 1986), un ultrason (Robichaud & Molnau 1990), ou un faisceau laser. Lorsque la source est un faisceau laser, les rugosimètres diffèrent par le principe mis en œuvre pour traiter le signal : triangulation (Huang et al., 1988 ; Flanagan et al., 1995), défocalisation (Bertuzzi et al., 1990a), front d'ondes (Kamphorst, 2000). Ces rugosimètres nécessitent un étalonnage contrairement aux appareils du premier type. Enfin de nouveaux lasers basés sur l'analyse de la réflexion d'une nappe laser sont apparus récemment (Darboux & Huang, 2003). La stéréophotographie est une technique d'imagerie par stéréovision qui permet d'avoir le MNT de la surface du sol (Jester and Klik, 2005 ; Taconet and Ciarletti, 2007).

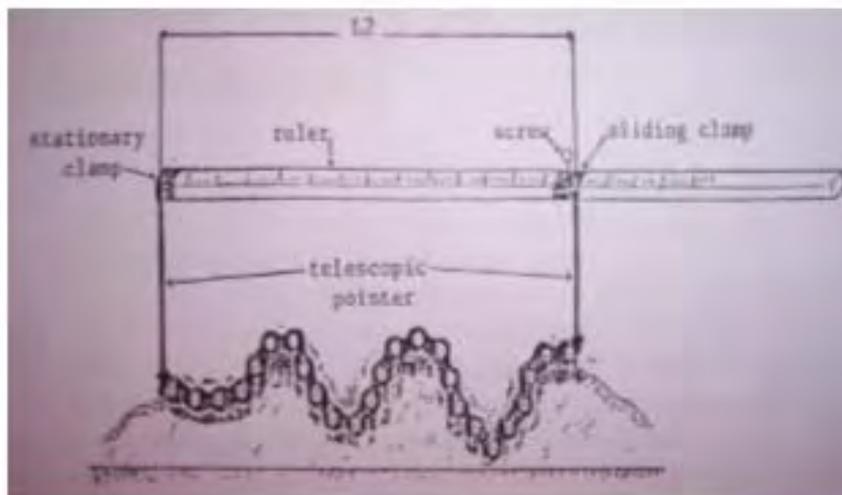


Figure 2-1: Les composants de la méthode à chaînes : a) chaîne de rouleau, règle d'étrier b) avec l'indicateur télescopique en tant que démontrer la méthode à chaînes (Saleh, 1994)

Une synthèse des caractéristiques techniques est donnée dans le Tableau 2-1.

Pour reconstituer un MNT de la surface du sol, il faut acquérir des transects rapprochés : la durée d'acquisition pour un MNT d'environ 1 m² est de plusieurs heures pour un rugosimètre à faisceau laser (Kamphorst, 2000). Cette durée d'acquisition est très largement réduite pour les rugosimètres à nappe laser (Darboux & Huang, 2003) : dans ce

cas le temps d'acquisition du MNT pour un rugosimètre à nappe laser est sensiblement égal au temps d'acquisition d'un seul profil pour un rugosimètre à faisceau laser, soit de l'ordre de la minute. L'ensemble de ces dispositifs ne peuvent pas fonctionner sous la pluie et les mesures deviennent sans signification en présence d'eau libre à la surface du sol. Dans le cas du rugosimètre à nappe laser développé par (Darboux & Huang, 2003), la surface étudiée est rectangulaire et les dimensions sont environ de 2m de long x 0.50 m de large. Ces appareils sont adaptés au suivi de l'évolution d'indices de rugosité sous l'effet des actions anthropiques ou naturelles (Bertuzzi et al., 1990b). Cependant, ils ne permettent pas le suivi dynamique de la détention superficielle au cours d'une pluie, ni le suivi rapproché de l'évolution du microrelief du sol. Les techniques d'imagerie telles que la photogrammétrie sont complémentaires de ces outils.

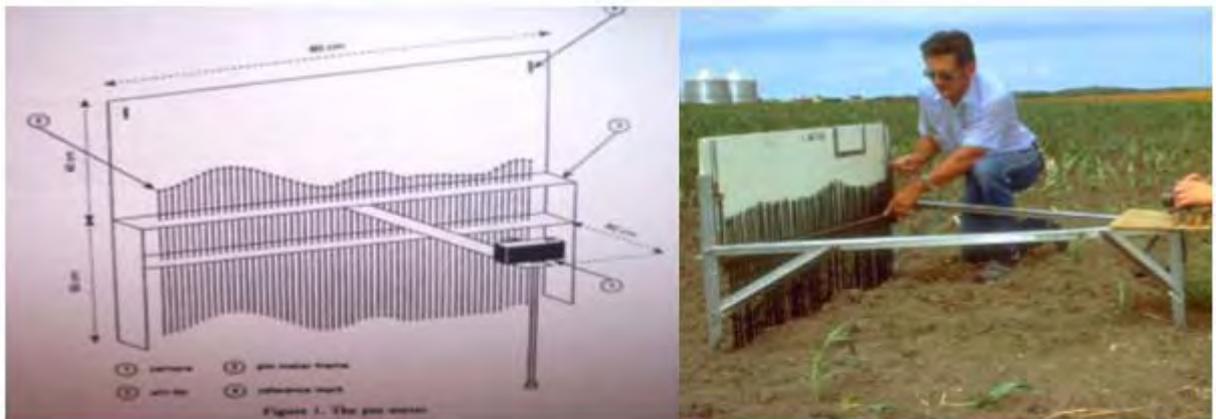


Figure 2-2: Mesures des profils de hauteurs à la surface du sol avec un rugosimètre à aiguilles (Cremers et al., 1996). Le schéma est donné sur la photo de gauche, et une illustration est donnée sur la photo de droite. Le profil des aiguilles est photographié. Le positionnement précis de l'appareil par rapport au plan des aiguilles et la présence d'une échelle de longueur permet de retrouver par analyse et traitement d'image le profil physique de l'altitude du sol.



Figure 2-3: rugosimètre à faisceau laser pour une utilisation au laboratoire. La diode laser et le dispositif optique sont installés sur un chariot pouvant se déplacer dans les deux directions horizontales. La durée nécessaire à l'acquisition d'un MNT sur une surface carrée de 50 cm de côté est de plusieurs heures. L'automatisation du dispositif permet une acquisition en temps masqué (la nuit par exemple) (Kamphorst and Duval, 2001).

Tableau 2-1: caractéristiques techniques de différents outils de mesure de la rugosité d'un sol le long d'un transect

Appareil	Longueur transect (m)	résolution horizontale (mm)	pas d'acquisition horizontal	résolution verticale (mm)	amplitude rugosité (mm)	temps d'acquisition (s m-1)	Remarques
Profilomètre à aiguilles (Kuipers, 1957)	1-3	quelques mm	de 1 à 10 cm selon les profilomètres utilisés	quelques mm	270	plusieurs min.	prise de vue du sommet des aiguilles et traitement ultérieur
Rugosimètre à palpeur mécanique (Planchon et al., 2000)	4.5	quelques mm	25 ou 50 mm	0.85	> 200	100	Mise en contact du palpeur avec le sol.
Rugosimètre à capteur infrarouge (Romkens et al., 1986)	1.25	4	de l'ordre du cm	1	jusqu'à plusieurs dizaines de cm	240	pas d'étalonnage.
Rugosimètre à ultra-sons (Robichaud & Molnau, 1990)	1	30	de l'ordre du cm	3	> 150	non indiqué	pas d'étalonnage
Rugosimètre laser à triangularisation (Huang et al., 1988 ; Flanagan et al., 1995)	1-3	<1	>1 mm	0.2	70 ($\alpha = 34.2 \text{ 0}$) \diamond 129 ($\alpha = 25.3 \text{ 0}$) α : angle entre les axes du faisceau émis et de la caméra	30 s vitesse réglable (résolution verticale inversement proportionnelle)	existence de parties cachées pour un sol très rugueux (voir Horaud & Monga, 1995, pp 184-186 pour une illustration).
Rugosimètre laser à défocalisation (Bertuzzi et al., 1990a)	< 1.5	<1	>1 mm	0.75 0.25	150 à 250 selon la lentille	30 s	l'étendue de mesure et la résolution verticale dépendent de l'optique utilisée, masse totale = 42 kg
Rugosimètre laser à front d'ondes (Kamphorst, 2000)	1	<1	>1 mm	0.1	200	100	
Rugosimètre à nappe laser (Darboux et Huang, 2003)	4	<1	<1	<1	jusqu'à plusieurs dizaines de cm	0.16s pour chaque profil	il mesure instantanément un profil de 47 cm.
Stereophotogrammetry (Taconet et Ciarletty, 2007)	Surface (m ²) 0.50 – 3.5	1.1 mm	1.1 mm	4.0 mm	jusqu'à plusieurs dizaines de cm	Temps de photographie	étalonnage nécessaire

2.3 Calcul de la capacité de rétention superficielle

Il n'existe pas d'outils permettant la mesure de la rétention superficielle d'eau *in situ*. La seule variable accessible est la capacité de rétention superficielle. Elle peut être estimée de deux façons:

- à partir de relations statistiques établies avec différents indices de rugosité et des paramètres extérieurs tels que la pente du terrain (Onstad, 1984; Kamphorst, 2000). Malgré de bonnes reconstitutions, les fonctions de transfert ainsi obtenues sont difficilement applicables en dehors du jeu de données ayant servi à les obtenir (Kamphorst et al., 2000 ; Planchon et al., 2000);
- à partir d'algorithmes de remplissage ou de vidange de MNT représentant le microrelief du sol (Mitchell & Jones, 1976 ; Ullah & Dickinson, 1979 ; Huang & Bradford, 1990 ; Planchon & Darboux, 2001). Ce sont ces valeurs qui servent à l'obtention des fonctions de pédotransfert précédentes. Ceci nécessite donc soit le relevé bidimensionnel de l'altitude de la surface du sol, soit le développement de modèles de rugosité permettant de simuler le microrelief 2D à partir d'indices de rugosité (Huang & Bradford, 1990 ; Bertuzzi et al., 1995). Cependant les modèles actuellement proposés ne permettent pas l'estimation correcte de la capacité de rétention superficielle (Kamphorst, 2000 ; Kamphorst et al., 2005), et le temps d'acquisition d'un MNT précis (avec un pas de restitution horizontale de quelques mm) de 1 m² est prohibitif. De plus, suivant l'algorithme employé, les valeurs obtenues peuvent varier d'un facteur 4 (Huang & Bradford, 1990 ; Planchon et al., 2001), ce qui remet en question la signification physique à apporter à la capacité de rétention superficielle ainsi calculée.

De plus si la notion de rétention superficielle maximale est pertinente pour les modèles hydrologiques (e.g. Jetten et al., 1996), elle est inadaptée aux modèles locaux de genèse du ruissellement: à cette échelle, le ruissellement peut apparaître alors que la capacité de rétention n'est pas atteinte (Linsley et al, 1947; Huang et Bradford, 1992 ; Darboux, 1999 ; Kamphorst, 2000).

D'autre part comme différents paramètres de sol, la rugosité a une forte hétérogénéité. A cause de l'hétérogénéité spatiale aux petites échelles, Kamphorst (2000) et Linsley et al (1947) proposent trois stades de remplissage des dépressions :

1. Tout excès d'eau sert à remplir les dépressions et il n'y a pas de ruissellement,
2. Certaines dépressions débordent, tandis que d'autres continuent de se remplir,
3. La rétention superficielle maximale est atteinte et toute la surface contribue au ruissellement.

On peut donc observer un phénomène de ruissellement à certains endroits avant

d'arriver au maximum de détention superficielle. La Figure 2-4 (extraite de Hairsine et al., 1992) illustre ce phénomène.

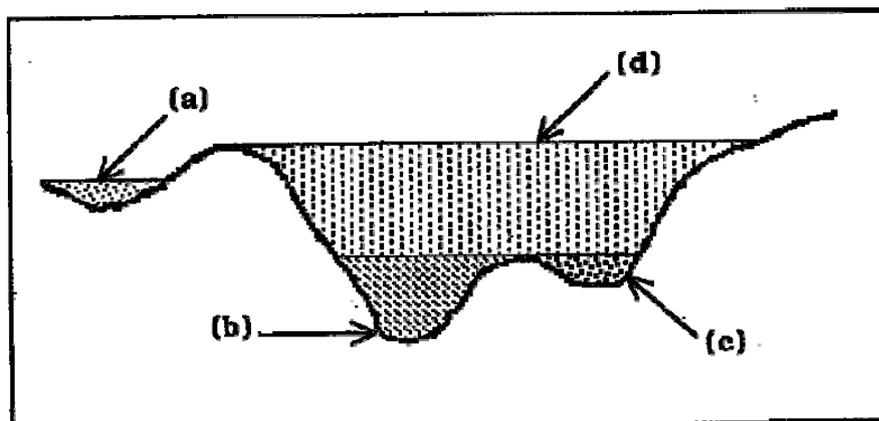


Figure 2-4: Illustration de la manière selon laquelle différentes dépressions peuvent se remplir et leur contribution au ruissellement total, selon Hairsine et al. (1992). Avant le remplissage des autres dépressions, la dépression (a) peut déborder et participer au ruissellement à l'exutoire. La dépression (c) va remplir la dépression (b) après débordement : elle génère du ruissellement très local, mais ne contribue pas au ruissellement à l'exutoire. Les dépressions (b) et (c) vont continuer à ce se remplir : elles sont englobées dans une dépression (d) de plus grande taille, qui contribuera à son tour au ruissellement à l'exutoire une fois remplie.

2.4 La photogrammétrie rapprochée ou stéréophotographie.

Le domaine de la photogrammétrie rapprochée est celui où l'objet se situe à une distance comprise entre 1 et 100 m (Kraus et Waldhaus, 1998). Le principe consiste à prendre deux photographies de l'objet à restituer sous deux angles de vue légèrement différents, puis après calibrage du système de prise de vue, de reconstituer l'objet en 3D à l'aide de stéréo restituteurs analogiques ou analytiques. On parle de photogrammétrie numérique lorsque l'acquisition des images se fait numériquement sur un capteur CCD, et de photogrammétrie argentique lorsque cela se fait par le procédé photographique classique ; dans les deux cas on utilise des appareils de prises de vue de grande précision (caméra photogramétrique). Par la suite, on parlera plutôt de stéréophotographie lorsque les caméras de prise de vue sont des appareils photos numériques pour grand public.

L'utilisation de la photogrammétrie pour l'acquisition et la construction de mini-MNT représentant la surface du sol nu (sans présence d'eau) s'est développée au cours des 20 dernières années. Les premières études ont testé les possibilités offertes par la photogrammétrie argentique pour l'obtention de MNT de la surface du sol de quelques m² (Martin, 1980 ; Welch et al., 1984 ; Kirby, 1991 ; Warner, 1995). Les caméras utilisées sont des appareils métriques ou semi-métriques, d'où un coût élevé. Les photos sont scannées (ce qui introduit des distorsions qui peuvent être modélisées) afin d'utiliser un stéréo restituteur numérique. Les points de calage et la mise en correspondance se fait de façon manuelle, ce qui peut demander plusieurs heures. La précision obtenue (horizontalement ou verticalement) varie entre 1 et 6 mm. Aucune validation de ces MNT

n'est faite. Buttler et al. (1998) utilisent un algorithme de mise en correspondance sub pixelique automatique pour la reconstruction 3D grâce auquel ils obtiennent une résolution de 0.6 mm horizontalement et de 0.06 mm verticalement. Cependant le nombre d'échecs dans la mise en correspondance est important. Plus récemment, des auteurs ont testés les possibilités des capteurs CCD. Jeschke (1990) utilise un capteur de faible capacité (478 x 512 pixels): la résolution peut atteindre 0.3 mm pour une surface photographiée de 50 cm de côté. Cet auteur insiste sur la nécessité de calibrer parfaitement les deux caméras afin d'obtenir un MNT précis. Il développe un algorithme de mise en correspondance hiérarchique (Horaud & Monga, 1995, p. 214) des pixels des 2 images. Zribi (1998) a testé l'utilisation d'appareils reflex numériques pour suivre l'évolution du microrelief d'un sol limoneux du bassin parisien sous l'action des pluies. L'algorithme de mise en correspondance est automatique mais les points de calage sont encore rentrés manuellement. Une comparaison qualitative est effectuée sur un transect de rugosité mesuré par un rugosimètre laser (Bertuzzi et al., 1990a).

La photogrammétrie a également été utilisée comme outil d'acquisition de MNT afin d'en extraire des informations de nature géomorphologiques. Bruneau & Gascuel-Oudou (1990) font une cartographie des micro-dépressions de l'inter-rang d'une culture de maïs dont ils déduisent les cheminements de l'écoulement de l'excès d'eau en surface. Elliot et al. (1997) suivent le développement des rigoles d'érosion par incision et en déduisent des informations de nature hydraulique (périmètres mouillés, largeur de miroir, rayon hydraulique) sur l'écoulement dans ces rigoles. Merel & Farres (1998) relient l'évolution de la rugosité du sol au développement de l'encroûtement.

La photogrammétrie semble donc être une technique prometteuse à la fois comme outil d'acquisition de MNT, mais également comme outil d'analyse géomorphologique à petite échelle. Seules quelques publications concernent la photogrammétrie numérique. Les limitations de la méthode concernent le peu de validation des MNT reconstitués, l'importance de la phase de calibrage des caméras et donc la lourdeur de l'acquisition et du traitement lorsque l'on utilise des outils directement issus de la photogrammétrie aérienne.

Les algorithmes de reconstruction s'appuient sur la mise en correspondance des pixels des deux images. Le critère de mise en correspondance de 2 pixels est la variabilité locale des intensités lumineuses dans le voisinage de chacun des pixels. Cette variabilité semble suffisante dans le cas d'un sol nu en l'absence d'eau libre (Zribi, 1998).

2.5 Les différents indices utilisés pour caractériser la rugosité :

Il existe de nombreux indices pour quantifier la rugosité aléatoire de la surface du sol. Ces indices sont une représentation quantitative et synthétique de la surface du sol. Les méthodes utilisées pour calculer ces indices se basent sur des statistiques, sur de la géostatistique (e.g. semi-variogramme) ou sur une description fractale. Ils sont généralement calculés sur des transects, donc sur des mesures 1D, mais leur

généralisation à une surface, donc à des mesures 2D, est généralement possible. Ces indices présentent des sensibilités diverses à l'action des pluies. Je présente dans cette partie les différents indices, leur définition, leur mode de calcul et leurs caractéristiques.

2.5.1 Rugosité aléatoire (RR)

Cet indice a été étudié par différents chercheurs (Hansen et al., 1999; Jester and Klik, 2005; Kamphorst et al., 2000; Moore and Larson, 1979; Onstad, 1984) qui utilisent le concept de l'indice aléatoire de rugosité.

La rugosité est généralement mesurée sur une ligne, connue sous le nom de la rugosité unidimensionnelle, mais elle peut être mesurée sur une région 2D, les méthodes d'acquisition étant dans ce cas plus difficile à mettre en œuvre. Les mesures sur une région, cependant, permettent la séparation de la rugosité aléatoire et de la rugosité orientée créée par le travail du sol. L'orientation pour laquelle l'observation de la rugosité unidimensionnelle a été réalisée doit donc être indiquée relativement à la direction du travail du sol et de la pente du terrain.

Selon Jester et klik (2005) cet indice a été présenté dans ses principes de base par Kuipers (1957) et plus tard raffiné par Allmaras et al. (1966). Saleh (1993) précise que Kuiper était parmi les premiers à mesurer la rugosité de sol. Il a utilisé un rugosimètre à aiguilles pour mesurer les profils d'altitude et de surface de sol. Kuipers a défini la rugosité de sol comme égal à 100 fois le logarithme en base 10 de l'écart type de l'altitude exprimée en centimètres.

La rugosité aléatoire (Allmaras et al., 1966) est calculée comme l'écart-type des lectures de hauteur après que ces données aient été corrigées de leur tendance à grande échelle (pente, travail du sol de type labour), par exemple par ajustement d'une plan moyen (filtrage de la pente) ou d'une sinusoïde (filtrage du travail du sol). La rugosité aléatoire décrit la partie aléatoire de la rugosité, ou celle des agrégats aléatoirement distribués. Elle se note *RR* (Random Roughness) et est égale à :

$$RR = \left(\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (Z_i - \bar{Z})^2 \right)^{1/2} \geq 0$$

où Z_i est la mesure de hauteur numéro i sur le transect et n est le nombre de point de mesures le long du transect considéré.

Römken et Wang (1986) précisent bien que l'introduction de cet indice a été une avancée importante dans la description de la rugosité de surface. Cependant ils relèvent également certaines limites :

- 1- la nature statistique de cet indice limite des descriptions précises de nature

distributive de la rugosité, de la quantification des caractéristiques de surface reliées par la rugosité, et de l'utilisation de l'indice dans des processus hydrologiques ;

2-la rugosité aléatoire RR décrit seulement la mesure de la rugosité dans sa composante verticale, mais elle ne prend pas en compte sa composante spatiale (longueur de corrélation par exemple)

Dans tous les cas, les hauteurs ont été corrigées (pour l'effet de la pente) en soustrayant aux données initiales un plan moyen. Bertuzzi et al. (1990) ont montré que cet indice est sensible aux évolutions de surface causées par les précipitations.

2.5.2 La tortuosité (T_b)

Boiffin (1984) a été le premier à employer la tortuosité T . Cet indice de rugosité est le rapport entre la longueur développée d'un profil de sol (L_l : longueur réelle) et la longueur projetée horizontalement du même profil de sol (L_0 : longueur apparente) :

$$T = \frac{L_l}{L_0} \geq 1.$$

La tortuosité est souvent mesurée par la méthode à chaîne (Saleh, 1993) mais peut être estimée à partir d'un rugosimètre à aiguilles ou d'un rugosimètre laser.

2.5.3 Variogramme (γ)

Le variogramme, ou variogramme du 2nd ordre, caractérise la continuité spatiale d'un ensemble de données. Dans la plupart des cas, la statistique descriptive à une dimension (comme le calcul de la moyenne) calculée pour deux séries de données peuvent être presque identiques, mais la continuité spatiale peuvent être très différentes. Le semi-variogramme est défini comme suit:

$$\gamma(l) = \frac{1}{2N} \sum_i [z_i - z_{i+l}]^2$$

où γ est le semi-variogramme, l est la distance entre les points, N est le nombre de toutes les paires de points dans la classe de distance l et z_i est l'élévation à la position i . Pour éliminer l'effet de la pente et pour satisfaire aux hypothèses nécessaires au calcul du variogramme (stationnarité et ergodicité des données), l'élévation z_i est considérée comme étant la distance de la surface du sol à un plan moyen.

2.5.4 La différence d'altitude limite LD et la pente limite LS

Ces indices ont été développés pour tenir compte de l'aspect spatial de la rugosité. Si

on note $\Delta Z_h = \overline{|Z_x - Z_{x+h}|}$ la moyenne des différences absolues d'altitude entre 2 points distants de h , alors Linden & Van Doren (1986) ont montré que l'on pouvait ajuster une fonction de type $\Delta Z_h = 1/\left(a + \frac{b}{h}\right)$ aux données expérimentales, avec $a=1/LD$ et $b=1/LS$.

ΔZ_h est nommé variogramme du premier ordre. On montre alors que :

$$\Delta Z_h \xrightarrow{h \rightarrow \infty} 1/a = LD$$

$$\left(\frac{\Delta Z_h}{h}\right) \xrightarrow{h \rightarrow 0} 1/b = LS$$

D'où le nom de ces indices : LS est la pente locale instantanée moyenne de la surface du sol, LD est la moyenne de la valeur absolue de la différence d'altitude entre 2 points « suffisamment » loin l'un de l'autre.

Le LD est lié à RR (Linden and Van Doren, 1986). En effet, RR correspond à la racine carrée du plateau du variogramme calculé à partir des altitudes de la surface du sol (Isaaks & Srivastava, 1989). LS n'est pas la pente de la surface, mais la pente du variogramme à l'origine et en même temps LD détermine la forme du variogramme. Linden & Van Doren supposent qu'il est de forme hyperbolique. LS et RR sont indépendants (Linden & Van Doren, 1986). Bertuzzi et al. (1990b) ont déclaré que LS et T sont dépendants à courte distance.

2.5.5 La dépression moyenne amont (en anglais : Mean Upslope Depression) MUD

La dépression moyenne amont (MUD) a été le premier indice développé pour prévoir la détention maximum superficielle (Maximal Depressionnal Storage MDS, Hansen et al. 1999). En effet d'un point de vue hydrologique, la variable d'intérêt n'est pas la rugosité du sol mais la capacité du sol à stocker de l'eau à sa surface avant le déclenchement généralisé du ruissellement de surface.

La façon de calculer l'indice MUD est donnée de façon synthétique :

$$MUD = 1/m \cdot \left(\sum_{i=1}^m \left(\frac{\sum_{j=1}^{n_i} \Delta Z}{n_i} \right) \right)$$

Sur un segment donné, m sous-segments sont choisis. Pour chaque sous-segment i de longueur n_i , on recherche le point le plus aval qui devient le point de référence d'altitude $Z_{r,i}$. On calcule alors la moyenne le long de sous-segment des différences d'altitudes entre les points amonts $Z_{a,j}$ et le point de référence :

$$\frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} (Z_{r,i} - Z_{a,j})$$

Le sous-segment est alors déplacé d'un point en amont et la procédure est répétée. L'indice *MUD* est la valeur moyenne sur tous les sous-segments des moyennes précédentes. Hansen et al. (1999) ne donnent aucune directive pour décider de la longueur de sous-segment mais ils ont conclu qu'une longueur de 30 centimètres est la meilleure pour leurs données expérimentales.

L'indice *MUD* dépend de la rugosité et de la pente moyenne. Ainsi, un modèle pour prévoir *MDS* (*maximum depression storage*) pourrait être calculé à partir de la seule valeur de *MUD* et non d'une combinaison d'un indice de rugosité et d'une pente.

2.5.6 *Fractal dimension (D) et crossover length (l)*

D'après certains auteurs, la géométrie fractale, ou auto-similarité, est un outil utile pour analyser la topographie de différents types de surfaces tels que la rugosité de la surface du sol (Bradford & Huang, 1992; Vazquez et al., 2005; Vazquez et al., 2007). Les indices fractals semblent prometteurs pour décrire les évolutions de la rugosité sous l'action des pluies, ou de la couverture végétale ou des deux facteurs simultanément (McDonald et al., 1999; Vazquez et al., 2005).

Huang & Bradford(1992) ont montré que le modèle fractal pour décrire la rugosité du sol avait une gamme d'application limitée : la surface du sol suit un modèle d'organisation fractal seulement entre une longueur minimale et une longueur maximale, contrairement à la croyance commune qu'un processus fractal ne devrait pas avoir d'échelles limites. Dans ce cas, on parle de modèle pseudo-fractal.

Ces auteurs ont d'abord utilisé la notion de mouvement brownien fractionnaire (en anglais : fractional Brownian motion, fBm), introduit par Mandelbrot et Van Ness (1968), pour caractériser le microrelief du sol en soulignant que le processus fBm devait être quantifié par deux paramètres, la dimension fractale (*D*) et la « longueur de liaison » (en anglais : the crossover length) (*l*). Ces deux paramètres peuvent se déduire de l'obtention du semi-variogramme du 2nd ordre en ajustant à la relation $\gamma(h)$ un modèle puissance :

$$\log(\gamma(h)) = 2H \log(h) + l$$

où γ est le semi-variogramme, *H* et *l* sont les paramètres de régression et *h* est la distance de décalage. La dimension fractale *D* est alors :

$$D = 3 - H$$

2.6 Conclusion :

La photogrammétrie ou stéréophotographie est une méthode en plein développement depuis une dizaine d'années. Elle permet d'obtenir des MNTs de la surface du sol avec une résolution et une précision importante. Cependant, elle doit être validée de façon plus intensive par comparaison avec une méthode de référence. Le rugosimètre laser est souvent vu comme la méthode de référence : l'obtention d'un MNT par un rugosimètre laser, quelque soit son principe de fonctionnement, est en effet directe et ne résulte pas d'un algorithme de corrélation comme cela est le cas pour la stéréo. La comparaison des MNTs point à point est délicate et ne peut servir que de vérification et non de validation au sens strict. La comparaison peut alors se faire sur la distribution des hauteurs ou des pentes locales des MNTs, ou sur des indices synthétiques de rugosité.

*³ Caractérisation métrologique
d'un capteur pour la
stéréophotographie*

Résumé

Nous avons étudié les potentialités d'un capteur stéréo-photographique pour obtenir cette rugosité. Dans un premier temps, nous avons déterminé la précision des paramètres intrinsèques des deux appareils photographiques de ce capteur et nous avons déterminé les conditions d'un calibrage optimal. Les paramètres ne sont pas corrélés et l'algorithme d'étalonnage converge quelles que soit les conditions de prises de vue (ouverture, distance, nombre de photos). Les erreurs de positionnement sur les points de la mire sont de l'ordre de 0.15 pixels. Lorsque le nombre de photos de mire est supérieur à 20, les paramètres sont de plus définis de façon unique, les incertitudes associées et les erreurs sont minimales pour une ouverture de F8 et une distance appareil photo-mire de 3m.

3.1 Introduction

Nous utilisons le terme de *stéréophotographie* pour désigner un dispositif de prises de vues et de reconstitution du microrelief du sol (obtention d'un modèle numérique de terrain, MNT) qui utilise le principe de la photogrammétrie mais avec des appareils de prises de vue numériques grand public et non de qualité photogrammétrique.

Connaissant les paramètres de prises de vues, nous sommes capables de reconstruire le MNT du sol (à partir de deux photos de la même placette mais vue de position légèrement différente), par triangulation. Des paramètres sont généralement estimés à partir de prise de vue de points aux coordonnées connus (les « Ground Control Points » de la photogrammétrie, une mire de référence dans notre cas) et d'un algorithme d'ajustement non linéaire. Ces paramètres résultent donc d'un ajustement : il est primordial de connaître leur unicité/variabilité ; leur stabilité avec les différents réglages optiques de l'appareil photo (ou caméra). C'est l'objectif de cette partie. Dans ce travail, on ne s'intéresse qu'aux *paramètres intrinsèques*.

La calibration d'une caméra à capteur CCD consiste à déterminer les paramètres de la projection d'un objet 3D dans le plan du capteur CCD. Des mises en correspondance entre la géométrie 3D et les pixels de l'image correspondant à la projection de cette structure géométrique permet de résoudre les paramètres de projection caméra. Plusieurs méthodes sont investiguées (appariement de points, projection inverse de droites, contraintes épipolaires) pour déterminer la calibration la plus robuste possible et imposant le moins de contraintes possibles au moment de la prise de vue. Les méthodes envisagées sont très dépendantes d'une part de l'application visée et d'autre part des résultats de détection, appariement, poursuite, qui constituent les premières étapes possibles d'extraction de l'information contenue dans les images.

Pour le calibrage on a deux types de paramètres¹ :

Des *paramètres intrinsèques* : ce sont les paramètres qui décrivent la projection de l'objet sur le plan du capteur CCD.

Des *paramètres extrinsèques* : ce sont les paramètres qui décrivent la position et l'orientation de la caméra.

De nombreuses études ont montré l'importance à la fois de la stratégie d'étalonnage

¹ Le travail présenté dans ce chapitre a fait l'objet d'un stage de Master I, co-encadré par moi. Ce chapitre a fait l'objet d'une présentation sous forme de poster au colloque EGU2008 de Vienne (Autriche), voir annexe 3

des caméras et des différents algorithmes de mise en correspondance (Jeshke, 1990 ; Devemay, 1997 ;Lhuillier et Quan, 2000). Les algorithmes de reconstruction s'appuient sur la mise en correspondance des pixels des deux images. Le critère de mise en correspondance de 2 pixels est la variabilité locale des intensités lumineuses dans le voisinage de chacun des pixels. Cette variabilité semble suffisante dans le cas d'un sol nu en l'absence d'eau libre (Zribi, 1998).

La résolution millimétrique du MNT correspond au standard actuel en sciences du sol. Elle est nécessaire pour suivre le vieillissement des états de surface et pouvoir superposer les MNT d'une même surface ainsi que pour pouvoir extraire le réseau d'écoulement local. Si on vise une précision millimétrique du MNT, il s'avère que la calibration des paramètres intrinsèques, comme la distance focale et le centre optique, doit être très précise (de l'ordre du pixel), ce qui est atteint par les logiciels de calibration dédiés (Heikkilä, 2000). Il est aussi souhaité que les paramètres de l'appareil restent stables au cours de l'expérimentation terrain.

La caractérisation de la stabilité des paramètres intrinsèques avait pu être déterminée lors d'un précédent programme financé par le PNRH (projet 2001 PNRH 06) en utilisant le protocole décrit dans Personnaz et Horaud (2002) (Ruy et al., 2003 ; Personnaz & Sturm, 2002 ; Personnaz et al., 2003). L'utilisation d'une mire dédiée et d'un algorithme spécifique de calibrage simultané des paramètres intrinsèques et extrinsèques a permis de mettre en évidence les points suivants pour les appareils photos testés (plusieurs compact Nikon Coolpix990) :

- i. la dépendance des paramètres intrinsèques aux réglages optiques (focale, ouverture, distance de mise au point),
- ii. le modèle sténopé n'est plus adapté lorsque l'on augmente la focale (passage d'un « grand angle » à un « zoom ») et les paramètres intrinsèques deviennent mal définis,
- iii. la prise en compte de la distorsion (distorsion radiale d'ordre 1 centrée sur le centre de projection, soit un seul paramètre supplémentaire) améliore la stabilité des paramètres,
- iv. l'incertitude (quantifiée sur les points de la mire ayant servis au calibrage) peut varier de 4 mm (distorsion non modélisée) à une valeur de 0.1 mm (focale optimale et distorsion modélisée).

Cette étude avait donc permis une mise au point méthodologique pour la calibration d'un système de stéréophotographie basé sur une mire spécifique de grande précision.

En effet, la phase de calibrage est la première étape dans le processus photogrammétrique de reconstitution du microrelief du sol. *Nous avons tenté de préciser l'incertitude sur les paramètres et de définir un procédé de calibrage et de prises de vues optimal.*

Dans les prochaines sections nous allons d'abord très brièvement expliquer le principe de la stéréophotogrammétrique. Dans un deuxième temps, nous détaillons les

relations mathématiques utilisées pour mieux comprendre les paramètres dits « intrinsèques » et les paramètres dits « extrinsèques » qui interviennent dans le processus de stéréophotographie.

3.2 Le principe de la stéréophotographie

Il est très facile de comprendre le principe de la stéréovision binoculaire. Supposons la configuration simplifiée de deux appareils-photo, 1D parallèles avec des paramètres intrinsèques identiques suivant les indications de la Figure 2-5.

En outre, on suppose que la base, c'est à dire la ligne droite reliant les deux centres optiques des deux appareils-photo, coïncide avec l'axe -X du premier appareil-photo. Un point P(X_c , Z_c) de la scène à étudier se projette en U_1 sur l'appareil photo 1, et en U_2 sur l'appareil photo 2. Les coordonnées de ces points (dans ce cas, il s'agit d'une seule coordonnée), exprimées dans un repère commun des deux appareils photos, s'expriment selon :

$$u_1 = f \frac{X_c}{Z_c}$$

$$u_2 = f \frac{X_c - b}{Z_c}$$

où f est la longueur focale et b la longueur de la base, c'est à dire la distance entre les deux appareils.

La paire de points d'image qui résulte de la projection d'un point d'objet dans les deux images est souvent nommée comme les points conjugués ou points homologues.

La différence entre les coordonnées des deux projections est appelée disparité d et se calcule par :

$$d = (u_1 - u_2) = \frac{f \cdot b}{z_c}$$

Ainsi, étant donné les paramètres de chacun des appareils photo et les coordonnées de deux points conjugués, on peut retrouver la coordonnée Z_c du point initial correspondant P, c'est à dire sa distance au système-appareil-photo, à partir de la relation suivante :

$$z_c = \frac{f \cdot b}{d}$$

Notons que les paramètres intrinsèques des deux appareils-photo (dans ce cas, il s'agit de la seule distance focale f) et la position relative du deuxième appareil-photo par rapport au premier appareil-photo (la base b) sont nécessaires pour déterminer la distance de P jusqu'au système stéréo de l'appareil-photo.

Donc, les contraintes qui doivent être résolues pour la vision stéréo sont :

1. Détermination des paramètres d'appareil-photo : c'est le processus de calibrage ou d'étalonnage ou de calibration ;

2. Détermination des points conjugués : c'est le processus d'appariement.

D'abord, le système stéréo d'appareil-photo est calibré : ceci est discuté en détails dans la partie suivante.

Le processus d'appariement consiste à trouver sur chaque image les pixels homologues. Ceci se fait en calculant pour chaque paire de pixels un critère de similarité sur le voisinage : deux points sont dits appariés s'ils ont le même voisinage. Afin de réduire le nombre de pixels candidats, et donc le temps de calcul, on procède tout d'abord à une rectification épipolaire pour se retrouver dans le cas de la Figure 1 : dans la géométrie épipolaire, les pixels candidats sur la caméra gauche à l'appariement avec un pixel donné de la caméra droite (par exemple) se trouvent sur une ligne donnée du capteur CCD. Ainsi le nombre de candidats n'est plus le nombre total de pixels (typiquement : plusieurs millions), mais le nombre de pixels sur une ligne (typiquement : quelques milliers). Ceci réduit le temps de calcul de façon considérable et réduit les risques de mauvais appariements. La démarche générale est présentée dans la Figure 2-6.

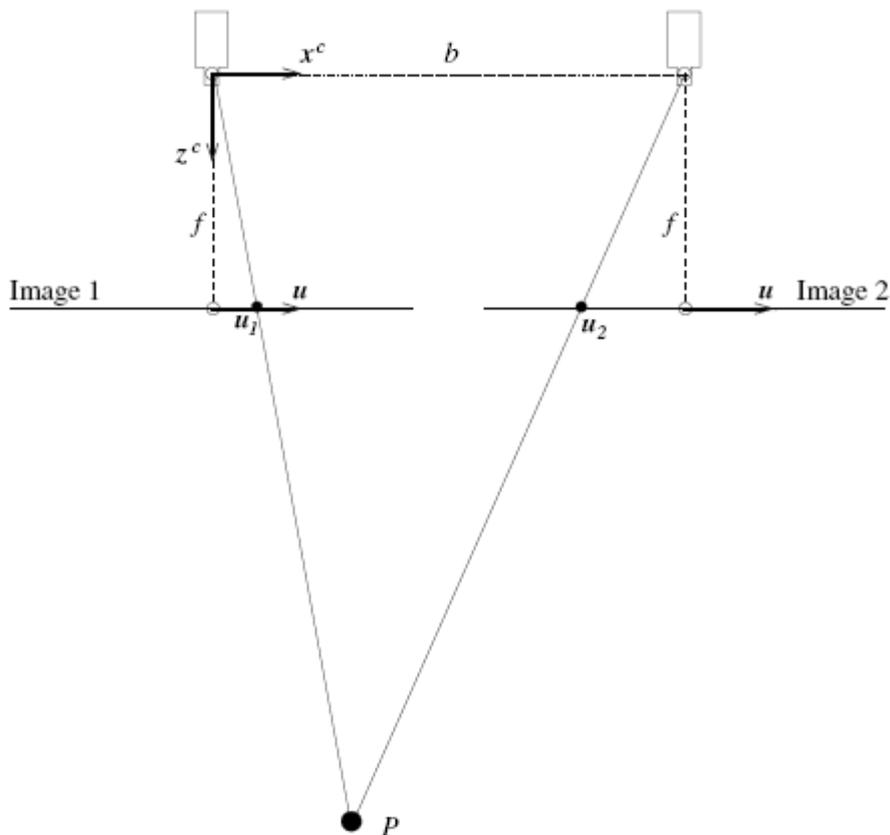


Figure 2-5: Vue verticale d'un système binoculaire de caméras

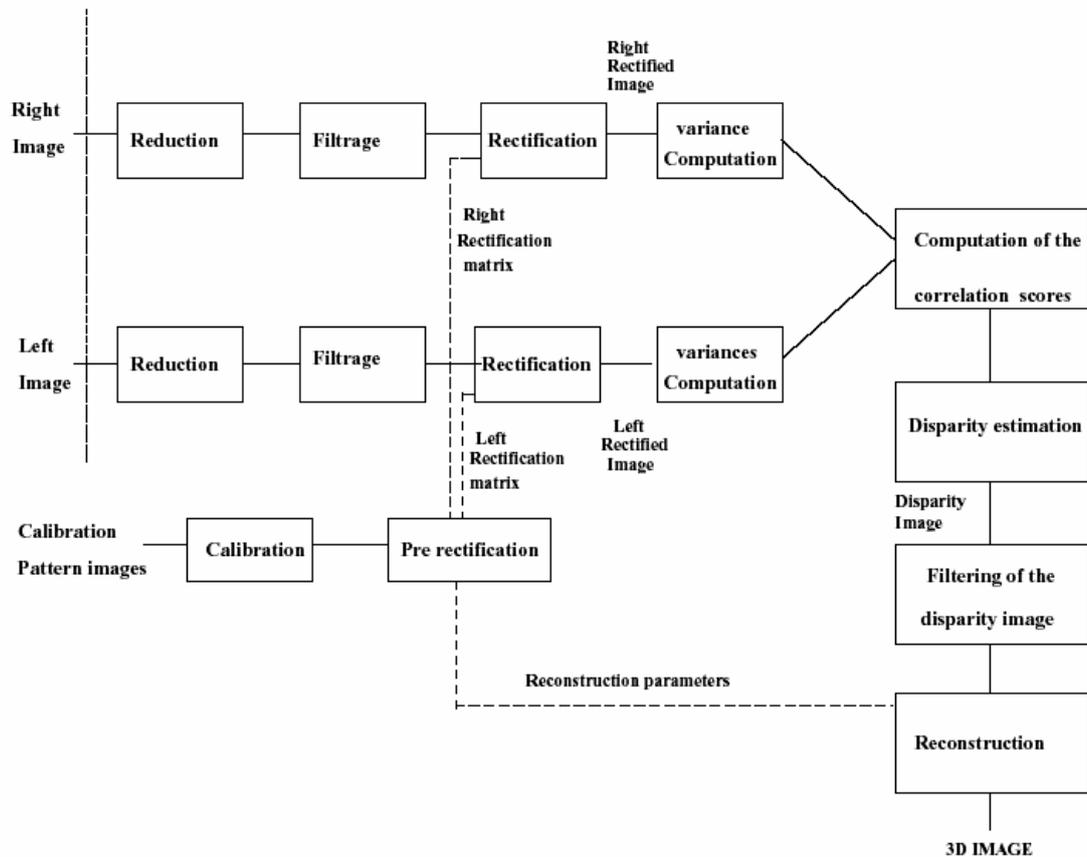


Figure 2-6 : les démarches pour obtenir les données en 3D.(i) étalonnage du dispositif : obtenir les paramètres intrinsèques et extrinsèques à l'aide des images stéréo. (ii) rectification des images : correction de la distorsion et rectification épipolaire. (iii) appariement des points : obtention des corrélations entre pixels, calcul de la carte de disparité, filtrage (élimination des données aberrantes) et reconstruction 3D.

3.3 La théorie : Le modèle géométrique d'une caméra (Horaud & Monga, 1995)

Dans cette partie nous allons brièvement décrire le modèle géométrique associé au processus de saisie d'image à l'aide d'une caméra. Ce modèle est caractérisé par un certain nombre de paramètres que nous allons estimer par étalonnage (ou calibration, ou calibrage). Les paramètres d'une caméra ou paramètres intrinsèques seront estimés en même temps que les paramètres extrinsèques. Nous allons étudier en détail un modèle projectif de caméra (Horaud & Monga, 1995).

Il est utile de signaler que lorsqu'on calibre une caméra, on s'intéresse à la modélisation de l'ensemble de la caméra et du convertisseur analogique/digital. Si on change de convertisseur, ou de caméra, il faut alors recalibrer l'ensemble.

Ensuite nous allons décrire un capteur comportant deux caméras (capteur stéréoscopique) et nous allons préciser quelques propriétés de ce capteur qui nous permettront de faciliter la tâche de mise en correspondance. Un capteur composé de deux caméras est un capteur tridimensionnel puisqu'il nous permet, par triangulation passive de

calculer la distance d'un objet au capteur.

Nous allons caractériser le modèle d'une caméra à l'aide de deux transformations:

1. une projection qui transforme un point de l'espace (3D) en un point image (2D) et
2. une transformation d'un repère métrique lié à la caméra à un repère lié à l'image.

3.3.1 La projection perspective

Soit un point O dans le plan image (le capteur CCD) appelé point principal et soit une droite perpendiculaire au plan image passant par O , appelé axe optique (voir Figure 2-7). Soit un point F placé sur l'axe optique à une distance f du plan image.

Le point F est le centre de projection et f est la distance focale (exprimée généralement en mm). Dans la pratique, le plan image est situé derrière le centre de projection et la scène est projetée de façon inversée sur ce plan image. Cependant, on peut également placer le plan image en avant du centre de projection ce qui simplifie la représentation géométrique et ne change pas la théorie mise en œuvre. Dans ce qui suit nous avons placé le plan image devant le centre de projection (voir Figure 2-7).

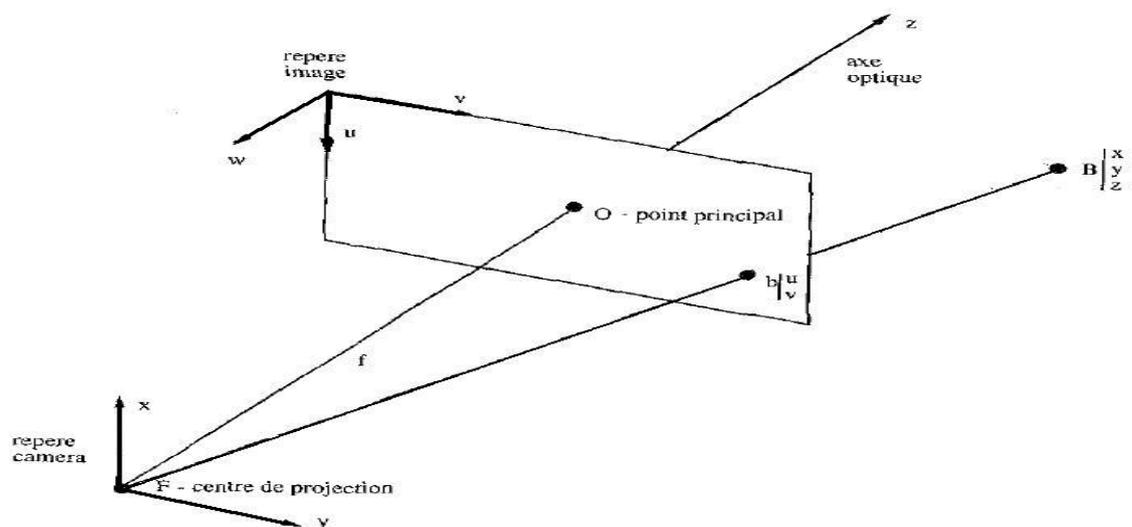


Figure 2-7: Le modèle géométrique sténopé d'une caméra

Un point B de la scène à photographier se projette en b dans le plan image le long d'une droite passant par B et F . Choisissons un système de coordonnées de centre F et d'axes x , y et z (F, x, y, z) attaché à la caméra : le plan (x, y) de ce repère est parallèle au plan image et l'axe des z est confondu avec l'axe optique. Soient (x, y, z) les coordonnées du point B dans le repère qu'on vient de décrire. Dans ce même repère, les coordonnées de la projection b de B dans le plan image sont (x', y', z') telles que :

$$\begin{aligned}x' &= fx/z \\y' &= fy/z \\z' &= f\end{aligned}$$

On peut écrire cette transformation sous forme matricielle et homogène que l'on note P et que l'on nomme matrice de projection perspective :

$$P = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1/f & 0 \end{pmatrix}$$

Les coordonnées homogènes de B sont $(x, y, z, 1)$ et celles de b (sa projection) sont :

$$\begin{pmatrix} sx' \\ sy' \\ sz' \\ s \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1/f & 0 \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \\ 1 \end{pmatrix}$$

Les coordonnées cartésiennes de b sont sx'/s , sy'/s et sz'/s .

3.3.2 Transformation caméra/image

Les points image sont mesurés en pixels dans un repère bidimensionnel (C, u, v) , appelé repère image, de centre C et d'axes u et v (voir Figure 2-8) : le centre C est le coin supérieur gauche de l'image, l'axe u est vertical et parallèle à l'axe x , l'axe v est horizontal et parallèle à l'axe y . Ce repère s'étend à 3 dimensions (C, u, v, w) , l'axe w étant parallèle à l'axe optique z . Afin de pouvoir écrire la matrice de transformation du repère image nous devons introduire les paramètres suivants : u_0, v_0, w_0 sont les coordonnées de F , dans le repère image (mesurées en pixels), k_u est le facteur d'échelle vertical (pixels/mm) et k_v est le facteur d'échelle horizontal. k_u (respectivement k_v) représente le nombre de sites par mm sur la puce CCD dans la direction verticale (respectivement horizontale). Le point b de coordonnées $(x' \ y' \ z' = f)$ dans le repère caméra (mm) a pour coordonnées $(u \ v \ w = 0)$ dans le repère image (pixels). Les coordonnées sont liées par la relation :

$$\begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} k_u & 0 & 0 \\ 0 & k_v & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} u_0 \\ v_0 \\ w_0 \end{pmatrix}$$

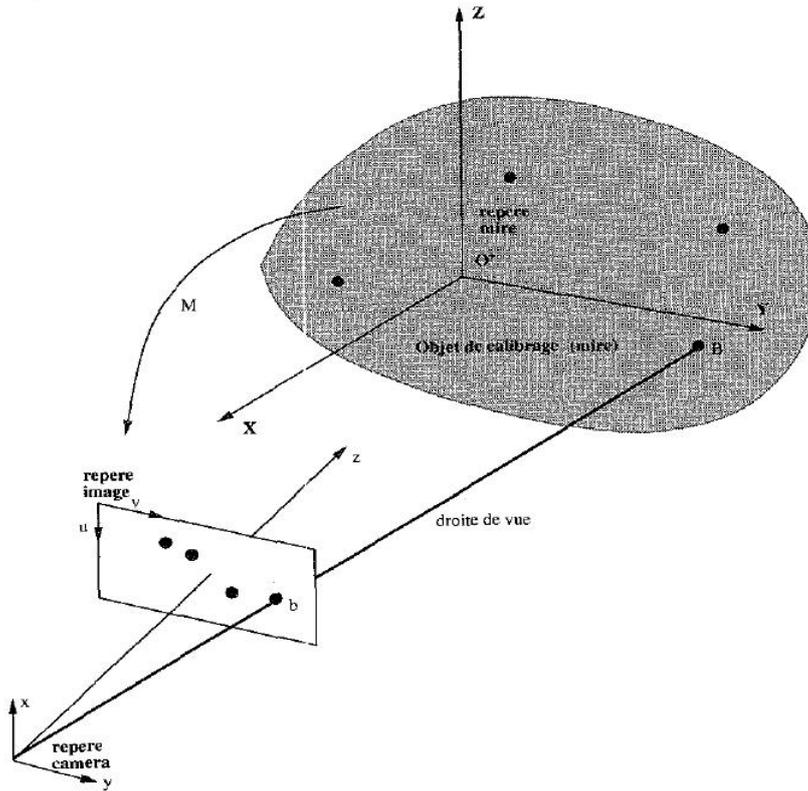


Figure 2-8:Le principe de calibrage d'une caméra.

Cette transformation est une transformation affine (résultat d'une translation représentée par le vecteur $(u_0 \ v_0 \ w_0)$ et d'une rotation représentée par la matrice diagonale intermédiaire) et d'un changement d'échelle représentée par la première matrice faisant intervenir (k_u, k_v) . La composante w étant toujours nulle par construction, on peut ignorer la troisième ligne et écrire cette transformation sous la forme d'une matrice K 3×4 :

$$K = \begin{pmatrix} -k_u & 0 & 0 & u_0 \\ 0 & k_v & 0 & v_0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

$$\begin{pmatrix} su \\ sv \\ s \end{pmatrix} = K \begin{pmatrix} x' \\ y' \\ z' \\ 1 \end{pmatrix}$$

3.3.3 Les paramètres intrinsèques

En multipliant les matrices K et P (projection perspective suivie d'une transformation affine) nous pouvons écrire les équations du modèle géométrique de la caméra, soit la

relation entre les coordonnées caméra (x y z) du point B et les coordonnées image (u v) du point b :

$$\begin{cases} u &= -k_u f \frac{x}{z} + u_0 \\ v &= k_v f \frac{y}{z} + v_0 \end{cases}$$

En effet, le produit KP est

$$\begin{pmatrix} -k_u & 0 & u_0/f & 0 \\ 0 & k_v & v_0/f & 0 \\ 0 & 0 & 1/f & 0 \end{pmatrix}$$

En multipliant tous les coefficients de la matrice par f on obtient :

$$\mathbf{I}_c = \begin{pmatrix} \alpha_u & 0 & u_0 & 0 \\ 0 & \alpha_v & v_0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \end{pmatrix}$$

qui est une application linéaire de l'espace projectif vers le plan projectif exprimant la transformation perspective :

$$\begin{pmatrix} su \\ sv \\ s \end{pmatrix} = \mathbf{I}_c \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \\ s \end{pmatrix}$$

Ce modèle comporte 4 paramètres : $\alpha_u = -k_u f$, $\alpha_v = k_v f$, u_0 et v_0 qui tous s'expriment en pixels. Ce sont ces paramètres qui vont être estimés par calibrage. Notons que la distance focale ne peut être calculée explicitement. En introduisant des coordonnées caméra sans dimension telles que :

$$\begin{aligned} x_c &= x/z \\ y_c &= y/z \\ z_c &= 1 \end{aligned}$$

on peut maintenant écrire la relation entre les coordonnées image et les coordonnées caméra :

$$\begin{cases} u &= \alpha_u x_c + u_0 \text{ avec } \alpha_u < 0 \\ v &= \alpha_v y_c + v_0 \end{cases}$$

On peut maintenant décomposer la matrice en une transformation affine caméra-image et une transformation projective :

$$\mathbf{I}_c = \begin{pmatrix} \alpha_u & 0 & u_0 \\ 0 & \alpha_v & v_0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \end{pmatrix}$$

3.3.4 Les paramètres extrinsèques

Afin de déterminer les paramètres du modèle de la caméra, nous allons placer devant la caméra une mire (un objet étalon) : un ensemble de points dont les coordonnées sont parfaitement connues dans un repère de la mire, qui est différent du repère caméra. Chaque point de la mire se projette dans l'image et on mesure ses coordonnées dans le repère image. La transformation mire/image se décompose donc en une transformation mire/caméra suivie d'une projection et suivie enfin d'une transformation caméra/image. La transformation mire/caméra se compose d'une rotation et d'une translation :

$$\begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} r_{11} & r_{12} & r_{13} \\ r_{21} & r_{22} & r_{23} \\ r_{31} & r_{32} & r_{33} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} t_x \\ t_y \\ t_z \end{pmatrix}$$

La transformation rigide (rotation et translation) peut s'écrire sous la forme d'une transformation homogène :

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} r_{11} & r_{12} & r_{13} & t_x \\ r_{21} & r_{22} & r_{23} & t_y \\ r_{31} & r_{32} & r_{33} & t_z \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{R} & \mathbf{t} \\ \mathbf{0} & 1 \end{pmatrix}$$

Cette matrice représente une transformation rigide (3 rotations et 3 translations): ce sont les paramètres extrinsèques. La matrice inverse est donnée par l'expression suivante :

$$A^{-1} = \begin{pmatrix} R^t & -R^t t \\ 0 & 1 \end{pmatrix}$$

3.3.5 La distorsion

La distorsion est une transformation qui peut être modélisée dans le seul plan image, l'information 3D est inutile. Dans le modèle de projection perspective précédent, l'image d'un point est obtenue en intersectant le plan image avec la droite passant par ce point et par le centre de projection. En réalité la lumière ne voyage pas toujours le long d'une droite et la projection sur le plan image est légèrement différente de la position théorique (voir Figure 2-9).

Pour la plupart des objectifs, la déformation peut être suffisamment bien rapprochée par une déformation radiale qui est donnée par :

$$\begin{pmatrix} \tilde{u} \\ \tilde{v} \end{pmatrix} = \frac{2}{1 + \sqrt{1 - 4\kappa(u^2 + v^2)}} \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix}$$

(u, v) = position théorique (sans déformation),

(\tilde{u}, \tilde{v}) = position réelle (avec déformation)

Le paramètre κ modélise l'importance des déformations radiales. Si κ est négatif, la déformation est dite en barillet, alors que si κ est positif elle est dite en coussinet. Ce modèle pour les déformations d'objectif a le grand avantage que la correction de distorsion peut être calculée analytiquement par :

$$\begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} = \frac{1}{1 + \kappa(\tilde{u}^2 + \tilde{v}^2)} \begin{pmatrix} \tilde{u} \\ \tilde{v} \end{pmatrix}$$

$$\kappa > 0 \Rightarrow u < \tilde{u}, v < \tilde{v}.$$

$$\kappa < 0 \Rightarrow u > \tilde{u}, v > \tilde{v}$$

3.3.6 Procédure d'étalonnage de la caméra.

3.3.6.1 Principe du calibrage d'une caméra

Calibrer une caméra consiste à déterminer les paramètres intrinsèques et extrinsèques de la caméra. Ces paramètres décrivent la projection sténopée avec distorsion d'un point réel sur le plan image. Tout le processus de calibrage repose sur une mire dont les coordonnées des points d'intérêts sont connus très précisément (typiquement : précision mieux que le mm dans les trois directions de l'espace). Une photo de cette mire est prise. Sur cette photo, les coordonnées images des projections des points d'intérêts de la mire sont retrouvées de façon très précise (typiquement, la précision doit être de l'ordre du pixel). Ces points peuvent être retrouvés manuellement ou de façon automatique. Une

procédure d'extraction automatisée est préférable pour d'une part accélérer le processus, d'autre part minimiser les biais possibles liés à un choix arbitraire de l'utilisateur. Parallèlement, en utilisant le modèle de projection sténopée avec distorsion radiale, on est capable de calculer les coordonnées théoriques images des projections des points d'intérêts de la mire. Un critère d'erreur (typiquement l'écart quadratique moyen *RMSE*) entre les coordonnées images expérimentales et théoriques est calculé. Calibrer la caméra revient à déterminer les jeux de paramètres intrinsèques et extrinsèques qui minimisent ce critère d'erreur. Du fait de la non linéarité de la projection sténopée, il est nécessaire de mettre en œuvre une procédure itérative d'ajustement non linéaire.

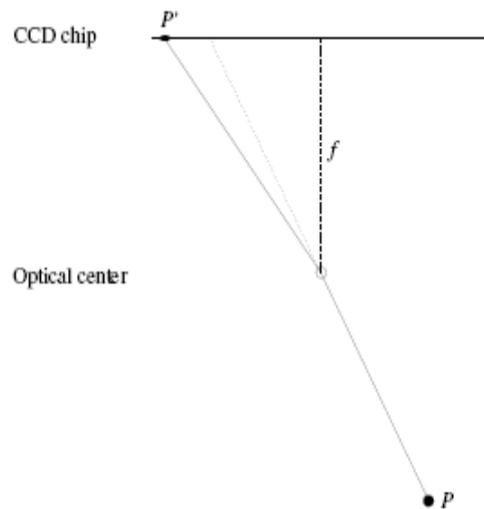


Figure 2-9: différence entre la position théorique sans distorsion optique et la position réelle avec distorsion optique de la projection d'un point P sur le plan image

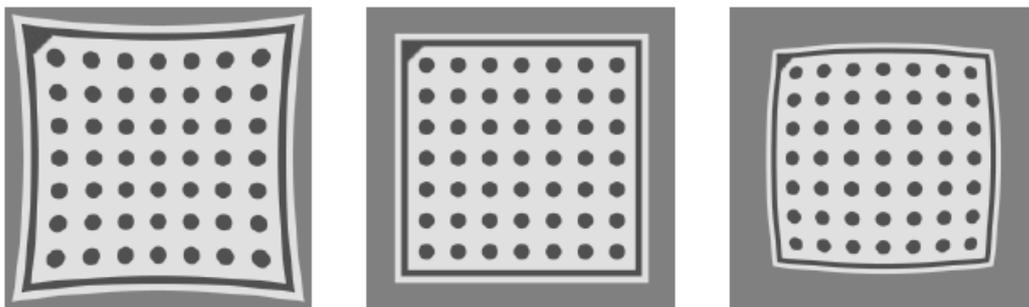


Figure 2-10: Déformation en coussinet pour $\kappa > 0$ (gauche), image non déformée ou corrigée des déformations pour $\kappa = 0$, déformation en barillet $\kappa < 0$ (droit).

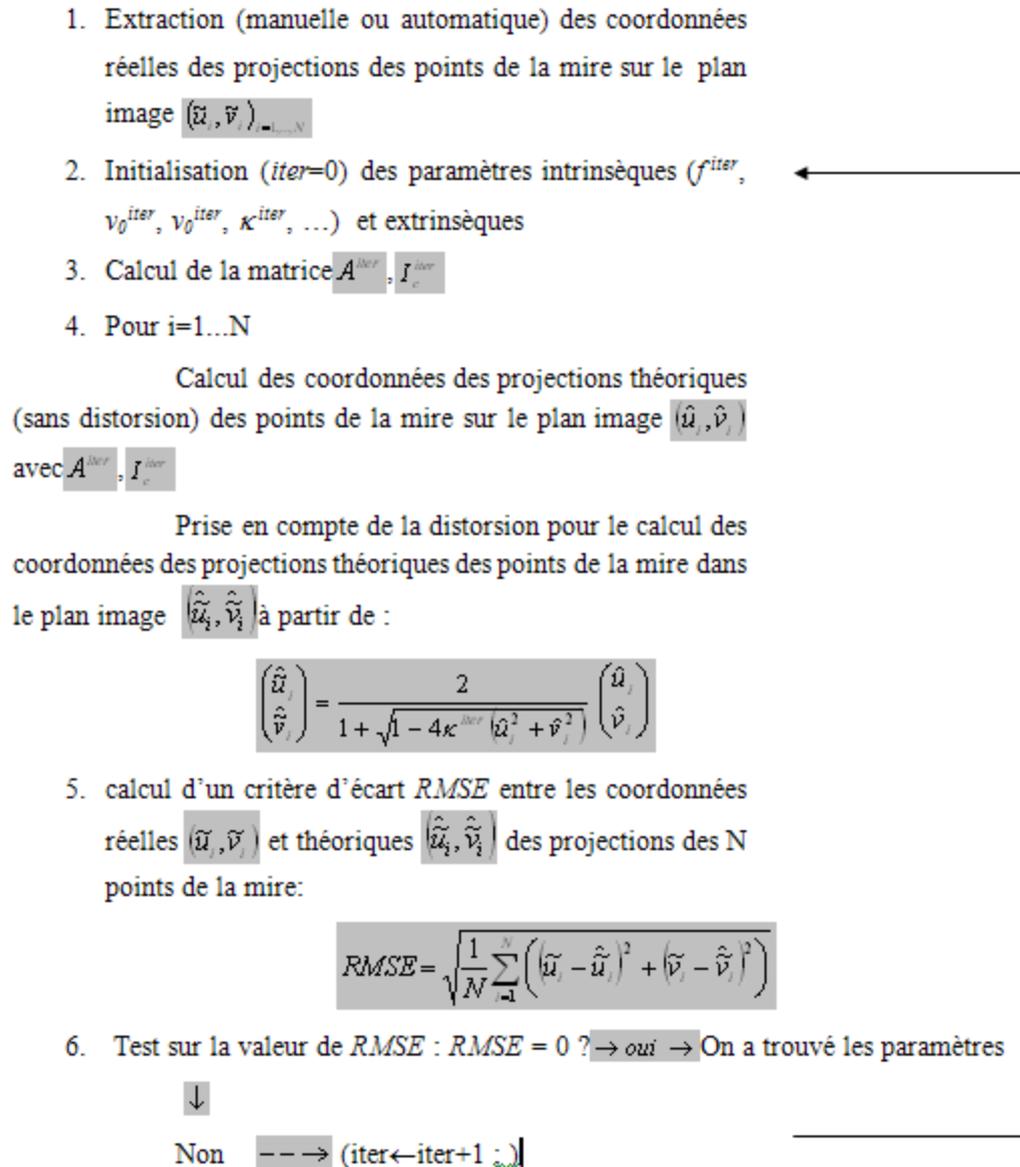


Figure 2-11 : algorithme de la calibration d'un dispositif stéréophotographique

3.3.6.2 Principe du calibrage d'un dispositif stéréophotographique

Calibrer un dispositif stéréophotographique revient à calibrer simultanément sur les mêmes séquences de prises de vue les deux caméras : pour chaque caméra, les paramètres intrinsèques et extrinsèques sont retrouvés. Les paramètres extrinsèques décrivent les changements de repère entre le repère lié à la mire (ou à la scène à photographier) et les repères liés à chacune des caméras. Il est alors possible, par composition de rotations et de translations, de déterminer les paramètres géométriques liés au changement de repères d'une caméra à l'autre, nécessaires à la mise en correspondance dans le processus de stéréophotographie (rectification épipolaire, et reconstruction 3D).

3.3.6.3 Mise en œuvre pratique

On prend tout d'abord une photo d'une mire, c'est-à-dire d'un ensemble de N points de coordonnées $(x_i, y_i, z_i)_{i=1,\dots,N}$ précisément connus.

On retrouve de façon automatisée ces points sur l'image : on obtient N points de coordonnées $(\tilde{u}_i, \tilde{v}_i)_{i=1,\dots,N}$.

Les paramètres intrinsèques ($f, u_0, v_0, \kappa, \dots$) et extrinsèques (les trois angles de rotations et les 3 coordonnées du vecteur translation) sont déterminés à partir d'une procédure d'ajustement automatique non linéaire. L'algorithme est décrit dans la Figure 2-11.

D'un point de vue pratique, nous avons utilisé une mire plane qui, suivant la distance caméra-mire, peut ne couvrir qu'une partie de la zone de prise de vue. Pour assurer un bon étalonnage, il faut d'une part couvrir tout le champ de prises de vue, d'autre part utiliser des points de mire non tous coplanaires, et enfin disposer de nombreux points. Pour toutes ces raisons, plusieurs photographies sont prises de la mire avec des positions différentes. Si nous avons M séquences de prises de vue, nous disposerons finalement de $N \times M$ points de mire permettant d'ajuster un unique jeu de paramètres intrinsèques (si les réglages optiques ne changent pas, les paramètres intrinsèques restent constants) mais M jeux de paramètres extrinsèques (si la position de la mire change d'une image à l'autre, le repère également ainsi que le changement de repère mire \rightarrow caméra). La procédure reste la même

3.4 Matériel et Méthode :

3.4.1 Appareils photos et mire

Nous avons utilisé deux appareils photographiques numériques de marque Nikon. Il s'agit de réflex Nikon D100, équipés d'un objectif de focale théorique fixe 35 mm. Chacun des appareils photographiques a été installé sur un trépied pour augmenter la stabilité. Nous avons utilisé une mire plane fournie par MVTEC, concepteur du logiciel Halcon utilisé pour l'analyse d'image, la mise en correspondance stéréophotographique et la reconstruction 3D. Cette mire est constituée de 49 points circulaires de couleur noire (voir Figure 2-10) insérés dans un carré au pourtour noir ayant un coin bisauté sur un fond blanc. Le support est constitué d'un sandwich PVC-Aluminium-PVC pour réduire les déformations thermiques et assurer une haute précision des points d'intérêts. Le constructeur garantit une précision globale de 100 μm sur la position du centre de chaque point circulaire.

3.4.2 Programme pour la Calibration

Ce programme a été développé dans un logiciel spécialisé pour l'analyse d'image et dénommé Halcon (MVTEC, 2006).

3.4.3 Variables de prises de vue étudiées

Pour obtenir les données en 3D par la méthode de stéréophotographie, on doit d'abord calibrer chacun des appareils photo. Nous voulons d'une part caractériser la stabilité des paramètres intrinsèques en fonction des réglages optiques de la caméra, d'autre part vérifier l'unicité de ces paramètres en fonction de la stratégie d'étalonnage. En effet, lors d'une procédure de calibrage, nous ne prenons pas toujours le même nombre de photographies de la mire, ni les mêmes positions.

Les réglages optiques étudiés ont été :

Distance notée **D** entre les caméras et l'objet (la mire). On a choisi trois distances : 1.5, 3, et 4.5 mètres, qui correspondent aux distances possibles lors d'une utilisation *in situ*. Ceci modifie la mise au point et donc potentiellement la focale f ;

Ouverture notée **F** ou diaphragme de l'appareil photo. Trois ouvertures ont été sélectionnées : F4, F8 et F16. L'ouverture peut avoir une influence sur la pertinence du modèle sténopé utilisé, et donc sur la stabilité des paramètres.

Donc on a 9 réglages différents (3 distances x 3 ouvertures) pour chaque appareil.

Les photos ont été prises par chacune des caméras, la lettre **L** (respectivement **R**) désigne la caméra gauche (respectivement droite). Pendant la calibration, il faut prendre plusieurs photos de la mire dans des positions différentes. La règle générale empirique est que les paramètres intrinsèques seront d'autant mieux définis que le nombre de photos sera élevé et que ces photos correspondront à des positions de mire très différentes (perpendiculaire à l'axe optique ou inclinée, centrée ou sur les bords du domaine photographié, ...). Avec chaque appareil, on a pris 30 photos d'une mire d'étalonnage fournie par le concepteur du logiciel Halcon. La précision est donnée pour 100 μm

Le calibrage réalisé avec l'ensemble des photographies sera dénommé « calibrage de référence » dans la suite du texte. Afin de mieux comprendre combien de photos sont nécessaires pour faire une calibration optimale et répondre à la question « *est-ce que une fois que l'on a calibré les appareils pour une distance et une ouverture donnée, on peut utiliser ces paramètres dans d'autres conditions de prise de vue ?* », nous avons également décidé de réaliser des calibrages avec des sous-échantillonnages (nombre de photos inférieur à 30) pour chaque réglage optique. Trois types de sous-échantillons ont été réalisés : 5, 10 ou 20 photos ont été extraites de façon aléatoire tirage avec remise) de la base de données de référence. Pour chaque sous-échantillonnage, 50 tirages ont été réalisés. Ainsi, une troisième variable a été étudiée :

Nombre des photos utilisées pour faire la calibration. Nous avons trois différents effectifs : 5, 10 et 20 photos prises parmi 30, et nous avons 50 tirages différents pour chaque effectif.

En résumé, pour chaque appareil, nous avons 9 **réglages optiques** différents (3 Distances x 3 Ouvertures). Pour chaque réglage, nous avons 3 sous-échantillonnages de

taille différente (5, 10 et 20 photos). Pour chaque sous-échantillonnage, nous avons 50 tirages aléatoires et donc 50 résultats de calibrage. Au total, cela fait $9*3*50=1350$ calibrages par appareil.

Les résultats ont été codifiés avec les abréviations suivantes :

D15F4_L5 : correspond à la Distance de 1.5 m, à l'ouverture F4, à l'appareil photo gauche et à un sous échantillon de 5 photos ;

D15F4_R5 correspond à la Distance de 1.5 m, à l'ouverture F4, à l'appareil photo droit et à un sous échantillon de 5 photos.

Pour chaque triplet (D, F, N), nous avons calculé la moyenne et la variabilité des paramètres intrinsèques ainsi que celle de l'erreur d'ajustement *RMSE*.

3.4.4 Calibration et traitement des Images

Nous avons choisi d'enregistrer les images sans compression au format RAW natif de Nikon (extension .nef). Le logiciel Halcon ne lit pas ce format .Nous avons donc d'abord changé le format et le nom des fichiers de photos sous Photoshop CS3 de .NEF à .TIF. Puis on a fait la calibration pour tous les tirages précédents.

A chaque calibration on a obtenu 8 paramètres de l'appareil dont seuls 5 sont effectivement calibrés. Ceux-ci sont notés en gras dans le paragraphe suivant :

Focale: la distance focale la lentille [mètre]

Kappa: La coefficient de la distorsion radial [$1/(\text{mètre} \times \text{mètre})$]

Sx : Largeur de la cellule en CCD-chip [mètre]

Sy : Hauteur de la cellule en CCD-chip [mètre]. Ce paramètre n'est pas ajusté par le logiciel Halcon et il est supposé égal à ***Sx***, ce qui revient à supposer des pixels carrés

Cx: coordonnée X du point principal [pixel] ;

Cy: coordonnée Y du point principal [pixel] ;

ImageWidth : largeur de l'image [pixel], non ajusté, égal à 3008 pixels ;

ImageHeight : hauteur de l'image [pixel], non ajusté égal à 2000 pixels.

Les notations utilisés dans le logiciel Halcon (F, κ, S_x, S_y, C_x et C_y) correspondent respectivement aux paramètres avec les notations $f, k, \alpha_u, \alpha_v, u_0$ et v_0 ,

Chaque fois que la calibration est faite, Halcon calcule une erreur RMSE qui est décomposée en erreur selon l'axe X (colonne), E_x , et selon l'axe Y (ligne), E_y de l'image. Ces erreurs sont calculées comme la différence entre les coordonnées images (pixel) des points calculés par le logiciel et les vraies coordonnées des points de la mire extraits sur l'image.

3.4.5 Les logiciels utilisés

Les logiciels utilisés ont été :

Photoshop CS3 pour la conversion des images

(<http://www.adobe.com/fr/products/photoshop>) ;

R pour les tirages des sous-échantillons (<http://www.r-project.org/>) ;

Halcon pour le calibrage,

(<http://www.mvtec.com/halcon/download/documentation/framegrabber-7.1/nt-x86-dfg-lc.html>) ;

Excel pour la mise en forme des résultats et certaines visualisations

SPSS (<http://www.spss.com/fr/>) pour le traitement statistique des résultats.

3.5 Résultats

Avant de commencer à comparer les résultats je définis quelques expressions que je vais utiliser ultérieurement :

la précision d'une calibration est sa capacité à donner des résultats qui sont, individuellement, proche de la valeur vraie. Une calibration précise est à la fois « fidèle » et « juste » ;

la fidélité (Ang. repeatability) est l'aptitude à donner des indications très voisines lors d'applications répétées du même paramètre dans les mêmes conditions. Ceci veut dire que les erreurs aléatoires sont faibles. Par 'conditions de mesure' on entend par exemple Camera, Focale, Distance, Ouverture, Tirage, conditions d'utilisation et temps. La fidélité se caractérise comme une dispersion : plus l'écart-type d'estimation d'un paramètre est petit, plus ce paramètre est fidèle ;

la justesse (Ang. accuracy) est l'aptitude à donner des indications proche de la vérité. Nous avons supposé que les paramètres « vrais » obtenus pour un réglage optique donné sont ceux obtenus en utilisant l'ensemble des 30 photos : nous qualifierons ce calibrage de « référence ».

Les résultats sont présentés en trois parties :

1. présentation et analyse des calibrages dits « de référence »,
2. présentation et analyse de l'effet des sous-échantillonnages des photos pour le calibrage. Dans ce cas, nous utiliserons un seul appareil photo et un seul réglage optique (couple Distance-Ouverture) ;

- présentation et analyse de l'évolution des paramètres en fonction des réglages optiques et du sous-échantillonnage. Dans ce cas, nous utiliserons un seul appareil photo.

Tableau 2-2: Les paramètres intrinsèques calculés pour les calibrages de référence

	Focale (m)	Kappa (1/m ²)	Sx (m)	Sy (m)	Cx (Pixel)	Cy (Pixel)	Ex (Pixel)	Ey (Pixel)
Gauche								
L'appareil Gauche								
D15F4	0,0365	-63,5	7,8E-06	7,8E-06	1 520,62	1 032,71	0,247	0,247
D15F8	0,0366	-56,8	7,8E-06	7,8E-06	1 523,97	987,97	0,262	0,262
D15F16	0,0365	-59,5	7,8E-06	7,8E-06	1 504,31	1 013,04	0,273	0,273
D3F4	0,0365	-59,7	7,8E-06	7,8E-06	1 503,13	1 023,89	0,091	0,091
D3F8	0,0365	-56,1	7,8E-06	7,8E-06	1 531,54	980,35	0,102	0,102
D3F16	0,0363	-59,2	7,8E-06	7,8E-06	1 512,61	1 067,01	0,101	0,101
D45F4	0,0363	-68,8	7,8E-06	7,8E-06	1 524,87	1 040,72	0,060	0,060
D45F8	0,0361	-61,9	7,8E-06	7,8E-06	1 537,80	1 041,40	0,072	0,072
D45F16	0,0364	-55,9	7,8E-06	7,8E-06	1 537,54	1 032,25	0,080	0,080
Droite								
L'appareil Droite								
D15F4	0,0365	-63,7	7,8E-06	7,8E-06	1 514,42	1 034,60	0,259	0,259
D15F8	0,0366	-61,8	7,8E-06	7,8E-06	1 512,08	990,97	0,254	0,254
D15F16	0,0362	-61,2	7,8E-06	7,8E-06	1 504,60	1 006,66	0,262	0,262
D3F4	0,0365	-58,7	7,8E-06	7,8E-06	1 512,20	1 029,52	0,088	0,088
D3F8	0,0366	-58,0	7,8E-06	7,8E-06	1 519,66	984,18	0,102	0,102
D3F16	0,0365	-62,3	7,8E-06	7,8E-06	1 513,63	1 021,37	0,103	0,103
D45F4	0,0365	-67,1	7,8E-06	7,8E-06	1 528,48	1 029,96	0,060	0,060
D45F8	0,0362	-61,2	7,8E-06	7,8E-06	1 536,76	1 046,78	0,074	0,074
D45F16	0,0364	-55,9	7,8E-06	7,8E-06	1 537,54	1 032,25	0,080	0,080

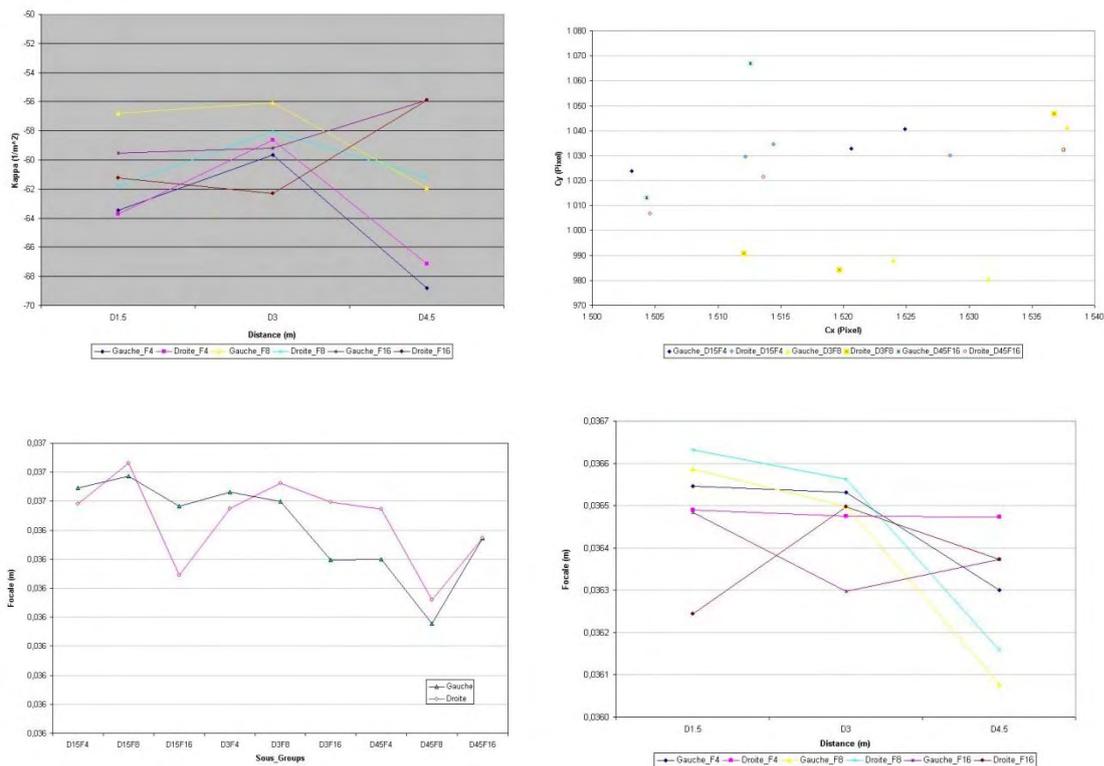


Figure 2-12 Détermination des paramètres de référence. Evolution avec la distance du paramètre de distorsion (en haut à gauche) et de la focale (en bas à droite). Position du point principal (en haut à droite). Evolution de la focale pour les deux appareils (en bas à gauche).

3.5.1 Calibrages de référence

On a calculé les paramètres des appareils photo avec 30 photos (voir Tableau 2-2 et Figure 2-12). Les paramètres calculés seront les paramètres de référence. Il faut

considérer les commentaires suivants :

- a. le point principal n'est pas forcément au centre de l'image. De plus, il fluctue selon les réglages optiques, parfois de façon importante (plusieurs dizaines de pixels).
- b. la distorsion est bien définie pour D15 et D3, moins bien pour D45. Une valeur moyenne d'environ -61 pixels, commune aux deux appareils peut être déterminée. Pour un point situé à 500 pixels du point principal (soit à mi-distance du bord du capteur CCD), ceci correspond à une distorsion d'environ 0.1 pixel, ce qui est très faible.
- c. la focale présente elle aussi une dispersion qui peut sembler importante. Cependant, d'une part la variation est faible, entre 36.0 mm et 36.8 mm, soit une variation de ± 0.1 %, d'autre part la valeur moyenne calculée de 36.4 mm est supérieure à la valeur théorique du constructeur de 35 mm. Elle présente une légère décroissance avec la distance, sans que cela soit significatif.

3.5.2 Influence du sous-échantillonnage

3.5.2.1 Corrélation entre paramètres

Pour illustrer les corrélations éventuelles entre paramètres, nous présentons un « scatter plot » sous forme matricielle (les graphes de cette matrice n'ont aucune échelle) de l'ensemble des relations entre paramètres, pris 2 à 2. Ceci correspond à l'analyse des 50 sous échantillonnages de 5 photos (plus l'échantillonnage complet) pour les conditions D15F4_L5 (voir Figure 2-13). Ce graphe a également été tracé pour 3 autres conditions de prises de vue : les matrices des « scatter plots » pour les 3 autres réglages ont été mises dans l'*Annexe 1*.

Ce graphe montre que:

- le paramètre S_y n'est jamais estimé, ce que confirme le manuel de référence de Halcon ;
- en règle générale, il n'existe pas de corrélations entre paramètres : les graphes sont très dispersés, seuls les paramètres de distorsion « kappa » et la distance focale « Focale » semblent présenter une très légère corrélation ;
- inversement, il existe une corrélation quasi parfaite entre les variables E_x et E_y (voir Figure 2-13): les erreurs selon X et Y sont égales. On peut donc poser $E_x = E_y$ et définir une erreur totale par $E_{tot}^2 = E_x^2 + E_y^2$. Ceci montre également qu'il n'y a pas d'anisotropie dans le processus d'acquisition de l'image ;
- les paramètres ne sont pas uniques : le processus de calibrage converge dans tous les cas vers des paramètres permettant une « bonne » estimation des paramètres (« bonne » au sens de faible erreur E_x et E_y : les erreurs sont de l'ordre de grandeur de 0.2 pixel au maximum), mais ces paramètres ne sont

pas toujours les mêmes. Ceci montre que, pour le réglage (Distance = 1.5m, Ouverture = F4), le nombre de 5 photos n'est pas suffisant ;

- malgré une apparente dispersion, certains paramètres sont bien définis et semblent uniques. Il s'agit des paramètres physiques du capteur (Exemple : le paramètre de taille S_x des pixels CCD (voir Tableau 2-3). Ceci a été confirmé pour les autres réglages optiques.

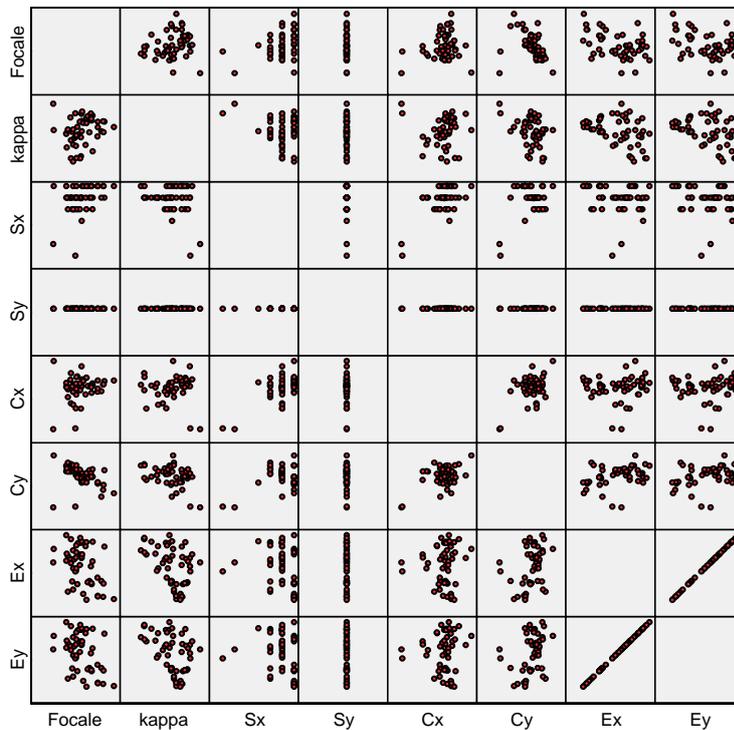


Figure 2-13: Matrice des paramètres intrinsèque ; l'échantillon : D1.5F4_L5

Tableau 2-3: Descriptive Statistiques

	Sx_D15F4_L5 (mètre)
N	51
Rang	.00000006000
Minimum	.00000776000
Maximum	.00000782000
Moyenne	.0000078094018
Ecart -type	.00000001190127

3.5.2.2 Variabilité de l'estimation des paramètres

Nous avons étudié l'influence du sous-échantillonnage sur l'estimation des paramètres pour un réglage optique (Distance, Ouverture) donné. Cette étude a été faite pour différents paramètres et les résultats sont présentés sous forme graphique et sous forme de tableaux. Pour chaque réglage, on a 50 répétitions pour choisir différentes

photos entre les 30 photos qui constituent la base de données, et nous avons un calibrage de référence obtenu avec 30 photos. Pour indiquer cela à la fin du nom de groupe le mot « ALL » a été ajouté. Les paramètres suivants ont été étudiés :

1. Ex et Ey pour 3 réglages optiques ;
2. la position (Cx, Cy) du point principal, qui est la projection sur le plan image du centre de projection ;
3. la relation entre la focale et l'estimation du centre de l'image.

On n'a pas considéré les paramètres Sx et Sy à cause de leur invariabilité.

Au total, 54 courbes ont été obtenues. Je présente dans ce rapport seulement les résultats d'un seul réglage optique pour la camera droite. Les autres résultats sont donnés en *Annexe 2*.

+ *Erreur moyenne Ex et Ey.*

L'erreur moyenne est l'erreur de positionnement des points de la mire (la mire comporte 49 points) sur l'image. Cette erreur s'exprime en pixels. On l'appelle moyenne parce que pour la calculer dans chaque calibration, nous utilisons de nombreux points : pour chaque photo, nous avons 49 points. Ainsi, pour un sous-échantillonnage de 5 photos (respect. 10 et 20), l'erreur moyenne est calculée sur 245 points (respect. 490 et 980 points).

Les résultats D3F4_R sont présentés (voir Figure 2-14 et le Tableau 2-4). En premier lieu, on confirme que $Ex=Ey$. La valeur d'erreur qu'on a calculée est bien dépendante du nombre des échantillons. Par exemple quand la distance entre l'appareil et la mire d'étalonnage est 3m et l'ouverture est F4, pour l'appareil droit, on a calculé une erreur de $9.13E-02$ en utilisant l'ensemble des photos. La série rouge, qui présente l'erreur calculée pour le sous-échantillonnage de 5 photos, est très dispersé ($\sigma = 0.012$ pix) , mais en augmentant le tirage, la fidélité augmente et les résultats sont plus concentrés ($\sigma = 0.004$). La série verte (sous échantillonnage de 20 photos) montre les résultats les plus fidèles.

Nous cherchons une calibration la plus précise possible (faible erreur Ex ou Ey) mais également la plus juste possible (faible dispersion). Le sous-échantillonnage de 5 photos montre en moyenne la plus basse erreur, mais on ne peut pas dire que si on a une petite erreur, le résultat est précis. Pour vérifier la justesse du calibrage, il faut s'intéresser également aux autres paramètres. Par exemple quand l'erreur est 0.070054 pixels dans deux directions (x, y), on a une estimation du point principal (Cx, Cy) qui apparemment n'est pas proche des vrais valeurs : on obtient $Cx=1447.795$ [pix] et $Cy=1092.655$ [pix] alors que les valeurs obtenues avec le calibrage de référence sont $Cx=1500.214$ [pix] et $Cy=1057.051$ [pix].

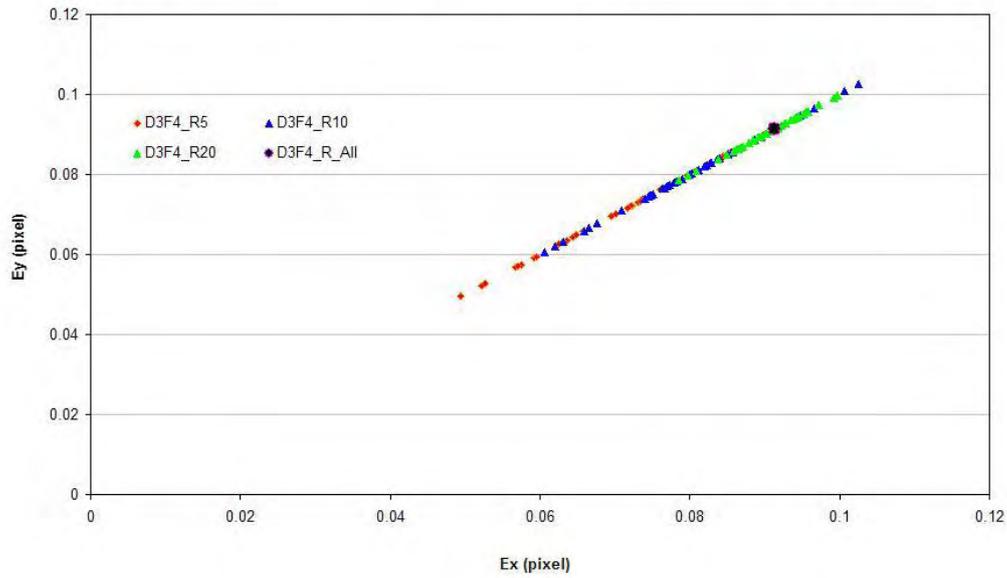


Figure 2-14: L'effet du nombre des photos utilisées pour la calibration sur la déviation moyenne dans l'axe X et Y.

Tableau 2-4: Descriptive Statistics

	Ex_D3F4_R5	Ey_D3F4_R5	Ey_D3F4_R10	Ex_D3F4_R10	Ex_D3F4_R20	Ey_D3F4_R20
Mean	.075175	.075175	.081156	.081156	.090465	.090465
Std. Deviation	.0120795	.0120795	.0092203	.0092203	.0045653	.0045653
Range	.0452	.0452	.0420	.0420	.0212	.0212
Minimum	.0494	.0494	.0606	.0606	.0785	.0785
Maximum	.0946	.0946	.1026	.1026	.0998	.0998

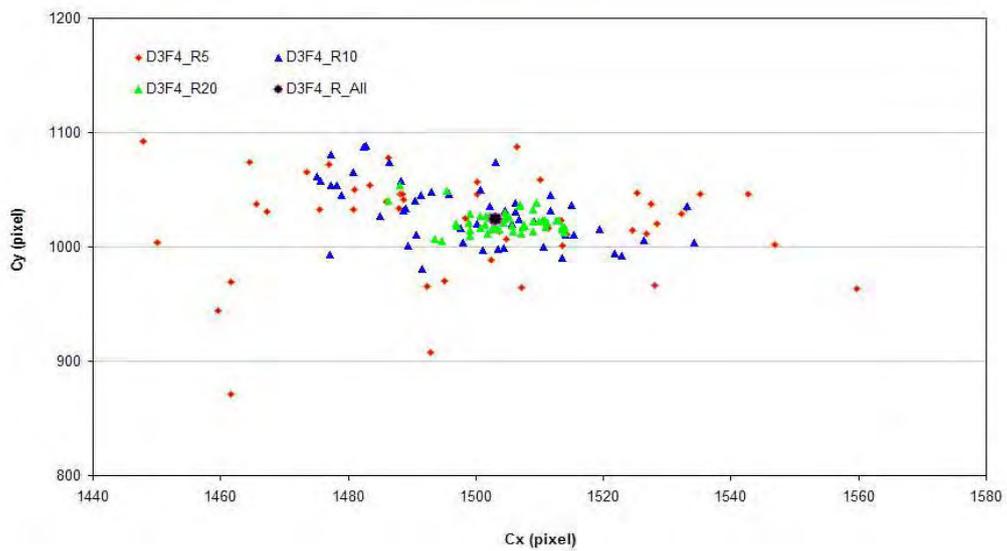


Figure 2-15: L'effet du nombre des photos utilisées pour la calibration sur la position du centre optique

+ *Position du point principal (Cx, Cy).*

En théorie, le point principal devrait se situer au centre du capteur CCD, soit aux positions théoriques (1504,1000) [pixel]. Les résultats de calibrage sont portés sur la Figure 2-15 et le Tableau 2-5.

Tableau 2-5: Calibrages de l'appareil droit, distance 3m, ouverture F8, sous échantillonnages 5, 10 et 20 photos.

	Cx_D3F4_R10	Cy_D3F4_R10	Cx_D3F4_R5	Cy_D3F4_R5	Cx_D3F4_R20	Cy_D3F4_R20
Mean	1499.3899	1030.1921	1498.7937	1022.9010	1504.4017	1022.3373
Std. Deviation	15.38133	27.13538	25.95471	46.52630	6.33406	9.61228
Variance	236.585	736.329	673.647	2164.697	40.120	92.396
Range	59.23	107.89	111.87	277.07	27.68	49.12
Minimum	1475.07	980.39	1447.80	870.73	1486.24	1005.01
Maximum	1534.30	1088.28	1559.66	1147.80	1513.93	1054.12

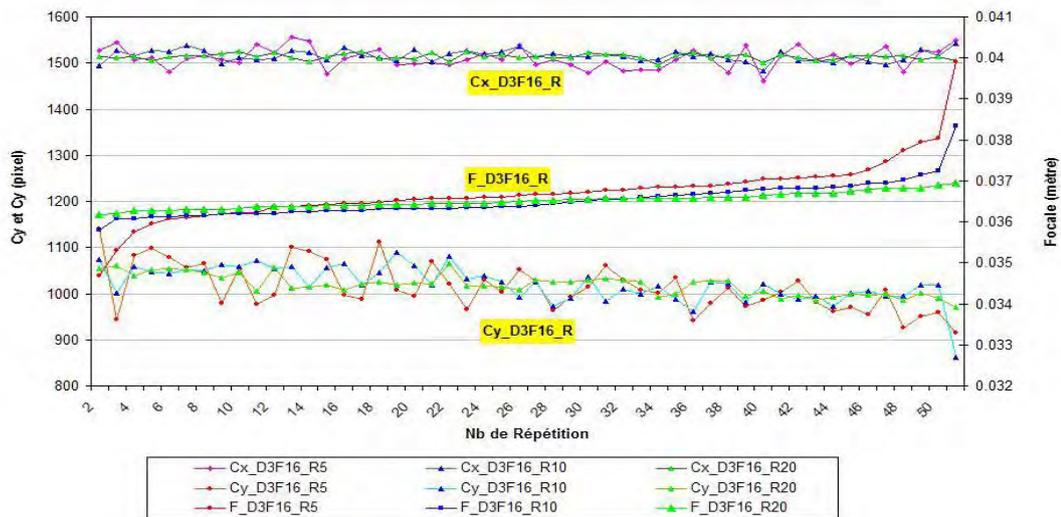


Figure 2-16: Relation entre la distance focale et l'estimation des paramètres Cx, Cy

Tableau 2-6: Statistiques concernant le calibrage de la distance focale, sous échantillons de 5, 10 et 20 photos.

	F_D3F4_R5	F_D3F4_R10	F_D3F4_R20
Mean	.036496431	.036455351	.036574417
Std. Deviation	.0004739792	.0002475617	.0001096564
Range	.0021451	.0010364	.0005266
Minimum	.0356187	.0359222	.0362669
Maximum	.0377638	.0369586	.0367934

L'effet du nombre de photos utilisées pour la calibration de la position du centre optique est particulièrement clair. Les nombres de 5 et de 10 photos sont notoirement insuffisants pour définir de façon précise la position du point principal. Lorsque l'on

utilise 20 photos, le résultat est moins dispersé et l'écart-type (calculé sur les 50 tirages) est de 6.3 [pixel] pour C_x et de 9.6 [pixel] pour C_y .

On remarque également que la position en X est mieux définie que la position en Y car les écart-types selon X sont systématiquement plus faibles que selon Y. Cette position en X est également plus proche de la position théorique (1504.4 au lieu de 1504 [pixel]) que la position selon Y (1022.3 au lieu de 1000 [pixel]). Cette relative incertitude en Y peut être due soit à des défauts optiques/mécaniques de l'optique, soit à un décentrage du capteur CCD par rapport à l'axe optique de l'objectif utilisé, soit à un mauvais calibrage. En effet, la taille S_y des pixels CCD n'est pas estimée et cela pourrait avoir un effet sur l'estimation de C_y .

Nous pensons qu'il faudrait réaliser une nouvelle série de calibrage en supposant que les pixels CCD sont carrés, en fixant leur taille par $S_y=S_x$ et en excluant ces paramètres du processus de calibrage. Ceci n'a pas été fait faute de temps.

+ relation entre la distance focale et la position du point principal (C_x , C_y).

Nous avons tracé sur la Figure 2-13 les estimations de ces paramètres pour les 50 tirages. Les ordonnées sont classées par ordre croissant de la focale estimée.

On remarque :

- que le paramètre C_x est relativement constant, ce qui confirme l'analyse précédente ;
- qu'il semble exister une légère corrélation entre C_y et la focale (voir Figure 2-17).

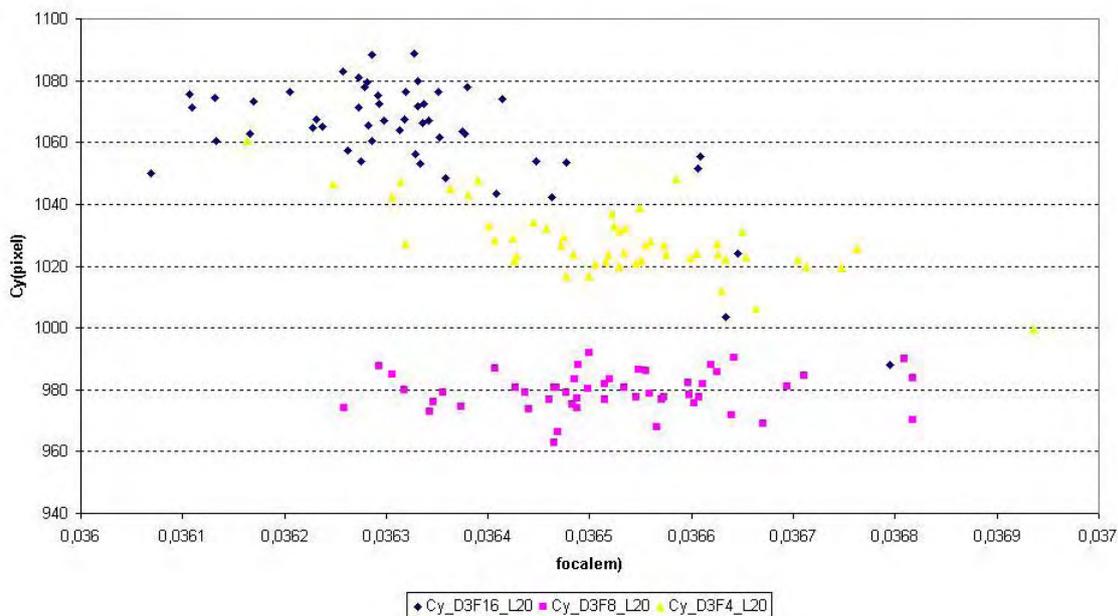


Figure 2-17: Relation entre C_y et focale

Concernant l'estimation de la focale, on observe que :

- en moyenne, la focale est relativement stable : Focale ~ 36.5 mm avec un écart-type toujours inférieur à 0.5 mm ;
- la focale est d'autant mieux définie que le nombre de photos augmente : l'écart-type passe de 0.5 mm pour le sous-échantillonnage de 5 photos à 0.1 mm pour le sous-échantillonnage de 20 photos ;
- pour les sous-échantillonnages de 5 et 10 photos, l'algorithme de calibrage peut converger vers des focales « aberrantes » (35 mm ou 40 mm) ;
- la focale théorique donnée par le constructeur de l'objectif est de 35 mm, ce qui ne correspond pas à nos résultats.

Ceci est confirmé pour les autres réglages optiques (voir *Annexe 2*).

3.5.3 Influence des réglages optiques

Les résultats sont présentés sous forme de « boxplots » : l'abscisse représente le réglage optique, le sous-échantillonnage et l'appareil (gauche ou droit), l'ordonnée représente les indices de distribution des paramètres.

4.3.1 Influence de la distance

+ *Influence de la distance sur l'erreur* (voir Figure 2-18).

L'erreur diminue avec la distance : l'ordre de grandeur de E_x est de 0.2 [pix] pour une distance de $D = 1.5$ m, elle est de 0.1 [pix] pour $D = 3$ m et de 0.07 [pix] pour $D = 4.5$ m.

Il faut traduire ces erreurs de positionnement exprimées en pixel en erreur de positionnement $E_{réel}$ des points sur la mire réelle (position métrique). Dans ce cas, d'après le modèle de projection utilisé et en ne considérant que l'erreur E_x [pix], on peut montrer que :

$$E_{réel} = S_x \cdot E_x \cdot \frac{D}{f}$$

où D est la distance (m), f la focale (m), S_x et E_x sont définis dans le rapport. L'erreur réelle $E_{réel}$ est donc proportionnelle à la distance entre l'appareil photo et la mire. Dans ce cas, on observe que la distance n'a pas d'effet sur l'incertitude réelle qui reste constante et de l'ordre de :

$$E_{réel} = 7.8 \cdot 10^{-6} \cdot 0.1 \cdot \frac{3}{36 \cdot 10^{-3}} = 65 \cdot 10^{-6}$$

soit 65 μm . Ceci concorde avec les données constructeur (100 μm).

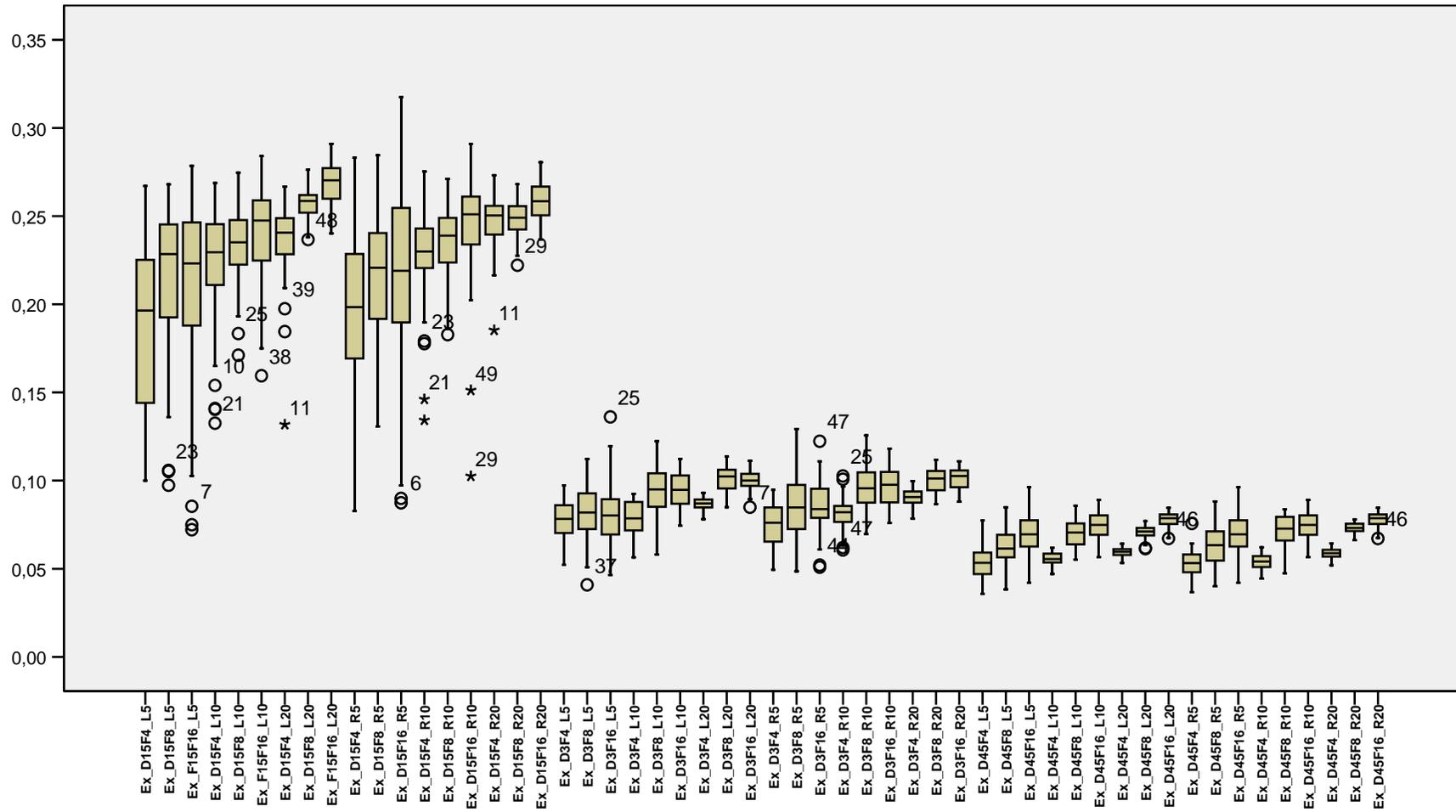


Figure 2-18: Box plot de la dispersion de l'erreur d'ajustement pour différents tirages, de la distance, et de l'ouverture en camera gauche et droite

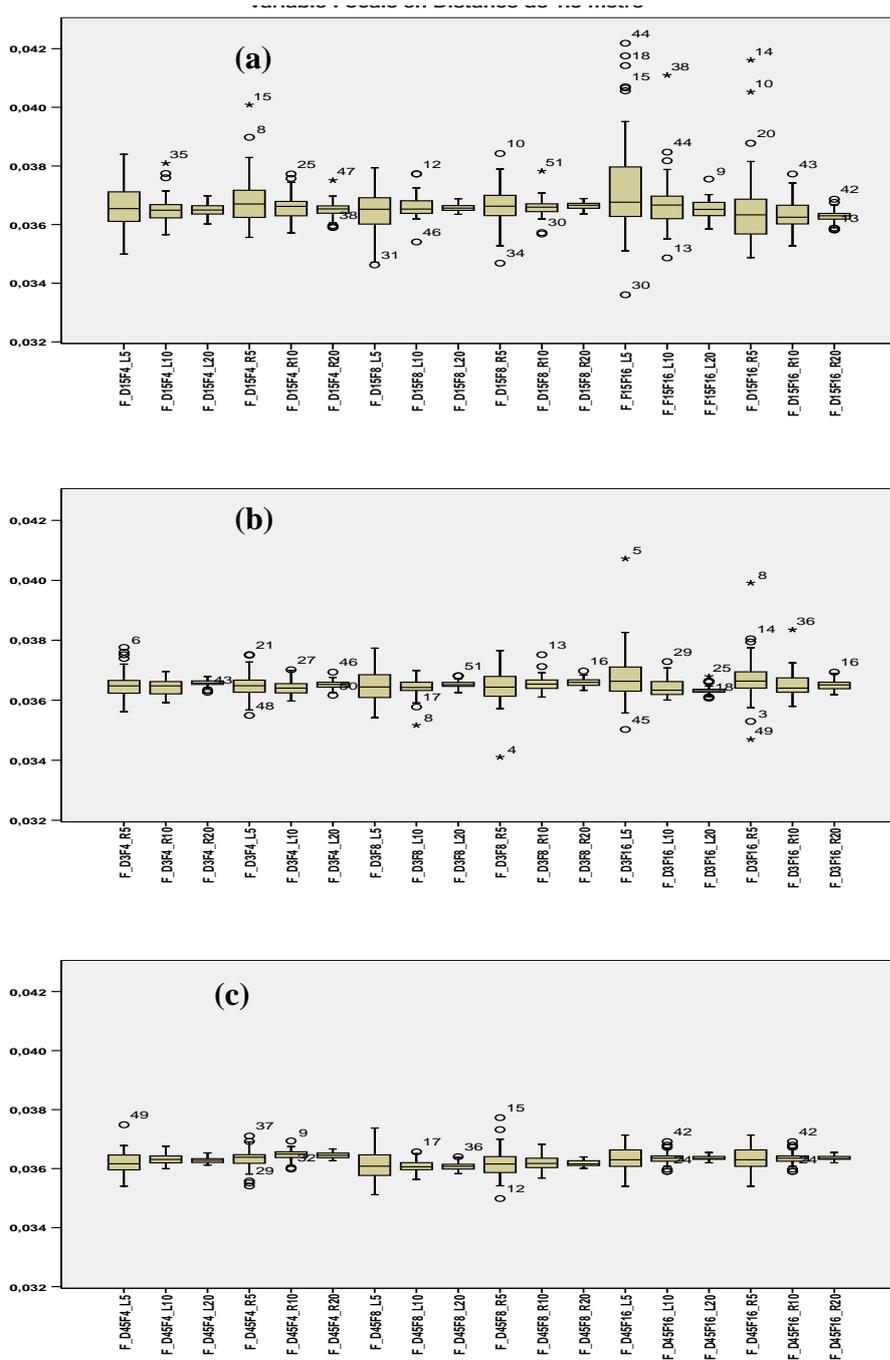


Figure 2-19: Comparaison de l'effet du changement de l'ouverture et du nombre des photos utilisées sur le paramètre focal en fonction de la distance (a) 1.5 b) 3 et c) 4.5 mètres).

+ *influence de la distance sur la focale* (voir Figure 2-19).

La distance peut avoir une influence sur la détermination de la focale, du fait que lorsque la distance change, le dispositif d'autofocus de l'appareil fait bouger l'objectif et peut potentiellement faire changer très légèrement la distance focale. Les résultats sont portés sur les Figure 2-19 (abc).

Ceci ne semble pas avoir d'effet. Lorsque la distance augmente, la variabilité de l'estimation de la focale diminue même lorsque le nombre de photos est faible (sous-échantillonnage de 5 photos).

On peut observer des calibrages aberrants (les symboles sur les graphes), qui correspondent à des tirages donnés pour lesquels on connaît les photos retenus dans le processus de calibrage. Il serait intéressant d'analyser les photos retenues dans ces tirages car elles semblent ne pas fournir une information suffisante dans le processus de calibrage. Par manque de temps, cela n'a pas été fait. La distance ne semble pas influencer l'estimation des autres paramètres.

3.5.4 *Influence de l'ouverture du diaphragme*

L'ouverture peut jouer sur l'adéquation du modèle de caméra utilisé, et donc sur l'ensemble des paramètres. Lorsque la valeur de F augmente, cela signifie que l'on ferme le diaphragme : on diminue la vitesse de prise de vue et on augmente la profondeur de champ.

+ *influence de l'ouverture sur l'erreur* (voir Figure 2-18)

Sur la Figure 2-18 on n'analyse que les sous-échantillonnages de 20 photos. On observe que de façon systématique, l'erreur est inférieure pour F4 que pour F8 et F16, que ce soit pour l'appareil R ou L. Qualitativement, la différence entre F8 et F16 semble peu significative, alors qu'elle semble plus significative entre F4 et F8. Cependant cette différence reste minime (largement inférieure à 0.1 [pix] pour $D \geq 3$ m).

+ *influence de l'ouverture sur la focale* (voir Figure 2-19.).

On ne note pas d'influence notable sur l'estimation de la focale. L'ouverture semble avoir une légère influence sur la dispersion : pour la distance de 1.5 m, l'écart-type est minimal pour F8. Pour les distances supérieures, l'écart-type est comparable quelque soit l'ouverture.

3.6 **Conclusion**

Pendant le calibrage nous avons pris des séquences de 30 photos avec des ouvertures

différentes de diaphragme et des distances différentes entre l'appareil photo et la mire.

Les ouvertures différentes sont : F4, F8, F16 et les distances entre l'appareil photo et la mire : 1.5, 3, 4.5 mètres. Pour chaque réglage optique et chaque base de données de 30 photos, nous avons effectués des sous-échantillonnages de 5, 10 et 20 photos. Chaque sous-échantillonnage a été répété 50 fois afin de pouvoir calculer des statistiques sur les paramètres intrinsèques.

Cette étude a montré que :

- il faut au moins 20 photos,
- la coordonnée du point principal en ligne (C_y) est moins bien définie que la coordonnée en colonne (C_x),
- la taille des pixels est estimée constante, ce qui correspond à la réalité matérielle,
- les paramètres sont peu corrélés sauf peut être C_y et la focale f ,
- la focale f est supérieure à la focale constructeur de 35 mm ;
- l'ouverture et la distance ont une influence peu marquée, mais une distance d'environ 3 m et une ouverture aux alentours de F8 conduit à un ajustement le meilleur possible
- les erreurs sont très faibles ($< 100\mu\text{m}$ pour le positionnement réel des points de la mire) et correspondent exactement à la précision de la mire telle qu'elle est donnée par le constructeur ($100\mu\text{m}$).

Cette étude comporte cependant quelques limites :

- il faudrait refaire des calibrages avec d'autres stratégies d'ajustement, par exemple en fixant S_x et S_y ;
- on n'a pas étudié l'influence de l'incertitude des paramètres sur la reconstruction 3D.

Cependant, cette étude est de nature méthodologique et très générique. La bibliographie soit fait l'impasse sur l'étalonnage des appareils photos, soit a souligné la forte influence du résultat de la reconstruction 3D à la précision des paramètres intrinsèques et extrinsèques. Notre démarche a permis de bien préciser le comportement des appareils photos, de s'assurer de la stabilité et de l'indépendance des paramètres et de définir des conditions de prises de vues optimales. Par rapport à une étude préliminaire qui avait porté sur un appareil compact (Ruy et al., rapport PNRH 2003), les appareils photos choisis sont de très bonne qualité et devraient fournir des images permettant une bonne reconstruction 3D du microrelief du sol.

4 Caractériser les possibilités de la stéréophotographie pour le suivi de différents indices de rugosité sous l'action des pluies

Résumé

Le microrelief ou la rugosité du sol a un effet marqué sur les processus hydrologiques tels que l'infiltration, la détention superficielle et l'érosion (par l'eau ou le vent), donc le suivi du microrelief de sol est important pour la prévision du ruissellement ou l'érosion. Nous avons utilisé un capteur stéréophotographique (PM) sur le terrain pour suivre l'évolution de la rugosité sous l'effet des pluies successives.

L'eau a été apportée en utilisant des buses d'arrosage pour des systèmes d'irrigation sur deux placettes (100 x 100 cm) avec deux différents niveaux initiaux de rugosité (lit de semence et labour). Trois simulations de pluie ont été réalisées sur chaque placette. Les données issues d'un rugosimètre laser (LM) ont été obtenues pour 11 profils sur chaque placette, avant la première et après la dernière simulation de pluie.

Dans un premier temps, des indices de rugosité différents ont été calculés à partir des données PM et LM, puis comparés entre eux, sur les profils mesurés par LM. Les indices suivants ont été comparés : rugosité aléatoire, tortuosité, semi-variogrammes 1D du second ordre, la différence d'altitude limite LD et la pente limite LS, et l'indice MUD.

L'indice de rugosité calculé par PM est généralement inférieur à celui calculé par LM, mais d'un point de vue qualitatif, l'évolution des indices calculés par PM sont similaire à ceux calculés avec LM.

Dans un deuxième temps, les modèles numériques de terrain (MNT) obtenus à l'aide de PM ont été analysés et différents indices 2D ont été calculés.

Nous avons ainsi montré que (i) ces MNTs pouvaient être utilisés pour le suivi de la surface du sol, et (ii) que le processus d'étalonnage du capteur PM doit être effectué très soigneusement afin d'assurer une véritable reconstruction du MNT. En raison de sa souplesse, et malgré la nécessité d'un étalonnage très précis, la photogrammétrie peut être utilisée plus largement dans les recherches sur le ruissellement et l'érosion.

Cette partie a été soumise comme deux articles dans les revues internationales suivantes : Soil Science Society of America Journal (*Annexe 5*), et Catena (*Annexe 6*). Une présentation orale a été faite sur la première partie au colloque EGU 2008 (*Annexe 4*).

4.1 Introduction

Le ruissellement et l'érosion (hydrique et éolienne) du sol sont des menaces environnementales dans le monde. Pour diminuer leurs effets négatifs, il est important d'identifier le procédé de création d'écoulement et sa distribution spatiale. Le ruissellement est un processus influencé principalement par les caractéristiques de surface du sol, dont la rugosité. Elle est donc un paramètre important pour comprendre les mécanismes de l'érosion de sol par l'eau et le vent.

La microtopographie est une composante de la rugosité : elle est utilisée pour décrire des profils micro-géométriques, des perturbations ou des irrégularités dans la surface du sol à une échelle qui est généralement trop petite pour être prise en compte par une carte topographique.

Généralement, à petite échelle, le cheminement des eaux de surface est conditionné par la microtopographie de la surface du sol. De nombreux processus extérieurs liés à l'érosion, tels que le stockage de l'eau dans les dépressions, le détachement du sol par cisaillement ou sous l'effet des gouttes de pluie ou sous l'effet du vent, et le transport de sédiments sont des grandeurs caractéristiques qui sont évaluées au millimètre près. Ainsi il est important de caractériser finement la rugosité du sol afin de comprendre les processus de ruissellement et d'érosion.

L'eau qui tombe à la surface du sol commence à humidifier la partie supérieure du sol (quelques centimètres). Le profil hydrique change. Cette augmentation de la teneur en eau en surface ne détermine pas automatiquement un transfert en profondeur: l'eau peut rester retenue dans le sol par les forces de capillarité. L'eau descend sous l'effet combiné de la gravité et du gradient d'humidité des couches inférieures. Si l'humidification du sol continue, l'eau finalement atteint la nappe par infiltration : ce phénomène est très lent et peut demander plusieurs mois. Si la pluie est forte, le sol ne peut pas absorber toute l'eau tombée, la partie supérieure du sol devient saturée mais le transfert vers la profondeur n'est pas assez rapide pour permettre l'infiltration de toute l'eau de pluie et des excès d'eau apparaissent à la surface du sol. Les petites dépressions créées par la microtopographie commencent alors à se remplir. Lorsque le volume de pluie devient suffisamment important, ces dépressions sont comblées et le surplus prend part au ruissellement de surface : une pellicule d'eau s'accumule en surface et s'écoule selon la pente du sol. L'eau qui s'écoule arrache des particules puis se rassemble en chenaux de plus en plus importants (cours d'eau). Lorsque la surface du sol est imperméable (roche

imperméable, route ou zone urbaine bitumée, croutes de battances, ...), le ruissellement apparaît sitôt que les dépressions du sol ont été remplies.

De l'autre point de vue le ruissellement superficiel peut entraîner les particules du sol : c'est l'érosion qui est composée d'un ensemble de processus complexes et interdépendants et qui se définit comme la perte de sol due à l'eau qui arrache et transporte la terre vers un lieu de dépôt.

Du fait de son impact économique, l'érosion des sols a été bien étudiée pour les sols de culture qui restent à nu une partie de l'année (au moins pendant le travail de la terre au cours des labours).

Le ruissellement agit sur le sol par des actions de détachement et de transport ce qui peut faire évoluer la surface du sol et réduire la rugosité. D'une manière globale, il est admis que la vitesse de l'eau est le paramètre prépondérant de l'action érosive du ruissellement superficiel. Et réduire la vitesse de ruissellement revient à pratiquer des techniques antiérosives. Il s'agira par exemple des techniques améliorant l'infiltration, ou des techniques pour augmenter la rugosité de la surface du sol.

Dans l'érosion éolienne les sols à la surface non rugueuse offrent très peu de résistance au vent. Toutefois, avec le temps, les rugosités peuvent se combler et s'aplanir par abrasion. Ceci résulte en une surface lisse, plus sensible au vent. Ici aussi la rugosité de surface joue un rôle très important.

Selon ce qui est écrit au-dessus, l'importance de la connaissance de la rugosité de surface du sol dans les décisions de gestion de sol et dans la description des processus d'écoulement est claire. Par exemple elle est un paramètre important pour modéliser l'érosion et l'écoulement à la surface. Si on connaît la répartition spatiale de l'eau stockée à la surface de sol à cause de la rugosité et son évolution au cours de temps, on peut distinguer les conditions aux limites que l'on utilise dans les modèles hydrologiques. La rugosité du sol affecte divers processus hydrologiques et d'érosion par exemple elle affecte le stockage de l'eau dans les dépressions de la surface et peut indirectement influencer sa capacité d'infiltration. Plusieurs études expérimentales ont montré un effet de la rugosité sur la vitesse d'infiltration. La rugosité de la surface du sol influence surtout la pluie d'imbibition mais cette influence diminue lorsque la pente du sol augmente car le volume stocké dans les flaques diminue sur les pentes fortes.

Une large gamme de techniques de mesures a été appliquée pour mesurer la rugosité. Elle peut être classifiée dans deux groupes principaux: méthodes à contacts et sans contact. Dans les méthodes avec contacts, les dispositifs de mesures ont un contact direct avec la surface du sol. Les dispositifs les plus utilisés parmi les techniques avec contact sont le rugosimètre à aiguilles (Cremers et al., 1996) ou la méthode de la chaîne (Saleh, 1993; Saleh, 1994) : ce sont les moins chers et les plus faciles à utiliser. Récemment les

techniques sans contact telles que le laser (Bertuzzi & Stengel, 1988; Darboux & Huang, 2003; Huang et al., 1988; Huang. & Bradford, 1992) et la photogrammétrie (Clegg et al., 1999; Kirby, 1991; Taconet & Ciarletti, 2007) ont été développées. Le scanner laser a une résolution et une précision importantes (10 microns). La technique de photogrammétrie a beaucoup évolué récemment. Mais il n'y a pas beaucoup d'articles la concernant. Cependant plusieurs expériences en conditions contrôlées montrent que la méthode photogrammétrie peut générer des Modèles Numériques de Terrains (MNTs) fidèles à la réalité et pouvant être utilisés pour la caractérisation la surface du sol. Taconet & Ciarletti (2007) ont noté que la stéréophotogrammétrie fournit des MNTs qui permettent des études précises des propriétés géométriques des sols qui peuvent certainement être utile pour des études hydrauliques et d'érosion.

La microtopographie de la surface du sol peut être également caractérisée par différents indices. Les profils d'altitude permettent le calcul de différents indices de rugosité de la surface du sol. Généralement ces indices sont calculés à partir de mesures réalisées le long de transects, donc 1D. On peut citer l'indice de la rugosité aléatoire (Allmaras et al., 1966), et la tortuosité (Boiffin & Papy, 1988). Govers et al (2000) et Kamphorst et al (2000) ont fait une large revue sur la rugosité de la surface du sol.

Actuellement, trop peu d'information expérimentale est disponible pour prévoir en détail les effets de la rugosité de sol sur la génération de l'écoulement. Cependant, les effets de rugosité de sol sur la génération d'écoulement peuvent être autant dus à son effet sur la capacité d'infiltration qu'à son effet sur le stockage dans les dépressions du sol.

Dans ce chapitre, je présente les résultats de mon travail, qui traite de la caractérisation quantitative de la rugosité à petite échelle sur les sols nus agricoles. Nous avons utilisé le dispositif photogramétrique pour mesurer l'évolution de la rugosité du sol sous l'action des pluies. Plus précisément, les buts de cette étude sont doubles. D'une part, il s'agit d'analyser l'adéquation d'un système stéréophotogrammétrie pour détecter les changements de la rugosité de la surface. Ceci s'est fait en calculant différents indices de rugosité largement utilisés dans la bibliographie et en comparant les indices obtenus à partir de la stéréophotographie avec ceux obtenus par un profilomètre laser, considéré ici comme la méthode de référence. D'autre part dans un deuxième temps nous avons utilisés les données 2D issues de la photogrammétrie pour suivre les changements de surface du sol Le travail présenté dans ce rapport est basé sur un ensemble de MNTs des sols nus agricoles réels obtenus par stéréophotogrammétrie.

4.2 Matériels et Méthodes

4.2.1 Travail du sol

Les essais ont été réalisés sur le domaine INRA d'Avignon. Le champ est cultivé en blé. La culture a été broyée et laissée à la surface du sol. Le sol a ensuite été tout d'abord travaillé à la charrue à soc jusqu'à environ 30 cm de profondeur. Ensuite, le sol a été

repris par un travail superficiel grâce au passage d'une herse rotative suivie d'un tassement du sol avec un cultipacker. Ceci nous a permis d'obtenir un état de surface relativement homogène et peu rugueux, représentatif d'un lit de semences pour céréales.

Deux placettes ont été étudiées. La première placette a été obtenue à partir des interventions décrites ci-dessus et la rugosité est essentiellement isotrope aléatoire. Pour la deuxième placette, nous avons créé manuellement une succession de sillons et de billons à la surface du sol à partir de l'état précédent, ceci pour générer une rugosité orientée. Dans la suite du texte, la première placette est appelée « seedbed plot », tandis que la seconde sera nommée « harrowed plot ».

Nous avons ensuite délimité une surface de 1m x 1m que nous avons suivie. Nous avons enfoncé aux quatre coins de cette placette des tiges métalliques jusqu'à 50 cm de profondeur. Sur ces tiges, nous avons fixé un cadre métallique carré contenant des points de repère positionnés précisément. Ceci afin de nous permettre de :

- repositionner nos photos d'une date à l'autre ;
- essayer de déterminer l'effet de tassement du sol sous l'action des pluies de l'effet de dégradation de l'état de surface.

4.2.2 Arrosage ou simulation de pluie

Pour des raisons pratiques, nous avons apporté de l'eau en utilisant des buses d'arrosage pour des systèmes d'irrigation destinés aux particuliers. Nous avons utilisé 4 buses RainBird à secteur variable VAN8 positionnées aux 4 coins d'un carré de 1.80 m de côté et arrosant en ¼ de cercle. Ces buses étaient fixées sur un tuyau en PEHD et étaient alimentées par un groupe suppresseur utilisant une pompe de type JETLY MONO102. Un régulateur de pression et un filtre 200 µm étaient positionnés sur le circuit. La pression était régulée à 1.7 bars.

L'homogénéité du dispositif a été testée préalablement à l'installation dans les mêmes configurations.

Lors des expérimentations, la quantité d'eau apportée par arrosage était contrôlée par 8 petits pluviomètres situés au ras du sol juste à l'extérieur de la placette. Connaissant la répartition spatiale de l'arrosage grâce à l'étalonnage préalable du dispositif d'apport d'eau, nous avons pu établir la relation entre la quantité d'eau moyenne mesurée par les pluviomètres à l'extérieur de la placette (variable x dans l'équation suivante) et la quantité d'eau effectivement apportée sur la placette (variable y) ($y = 0.8254x^2 - 27.645x + 250.59$, $R^2 = 0.9583$).

Nous avons imposé sur chaque placette 3 pluies d'intensité moyenne égales successivement à 60, 80 et 80 mm h⁻¹. De plus, deux pluies naturelles de faible intensité

et volume, ont eu lieu entre les arrosages pour seedbed plot. La chronologie des apports d'eau, naturels ou provoqués, ainsi que les séquences de mesures sont données sur la Figure 2-20.

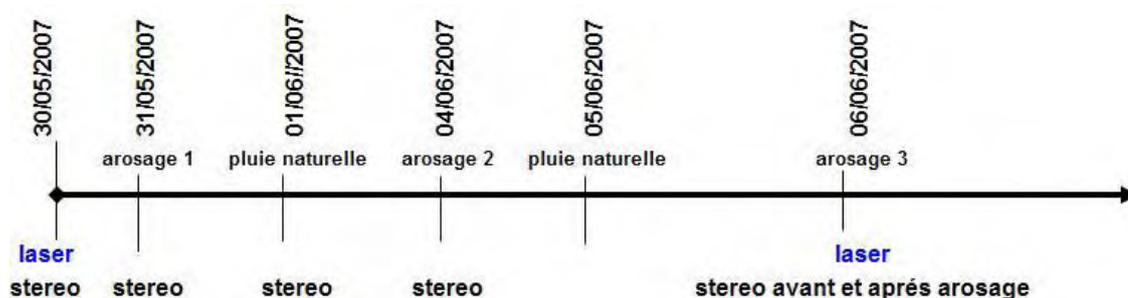


Figure 2-20: chronologie des apports d'eau, naturels ou provoqués pour « seedbed plot ». Le laser a été utilisé avant la première pluie et après la dernière.

4.2.3 Mesure de la rugosité

Deux méthodes ont été utilisées : i) le rugosimètre laser considéré comme la méthode de référence et ii) la stéréophotogrammétrie.

4.2.3.1 Laser

Le rugosimètre laser de l'INRA (Bertuzzi et al, 1988) a été utilisé pour acquérir des profils de rugosité. Du fait de la lourdeur expérimentale et de la difficulté de positionner très précisément le laser, nous avons acquis des profils de rugosité espacés de 10 cm, des repères sur le cadre métallique positionné à la surface de la placette permettant de positionner le laser à + ou - 1 mm. Nous avons réalisé 11 transects avant le début des arrosages (ce qui définit l'état initial, 2 passages sur chaque transect) et 11 transects après la fin des arrosages (ce qui définit l'état final) pour chaque placette.

Le laser se déplace sur une poutre rigide (Figure 2-21) et les mesures sont enregistrées tous les mm. La résolution verticale est submillimétrique, mais la précision est dépendante de l'étalonnage. De façon empirique, on peut définir une précision verticale d'environ 0.5 à 1 mm.

Le rugosimètre a été fabriqué à l'INRA d'Avignon il y a une vingtaine d'années, en collaboration avec le LCPC. Il est équipé de deux lentilles de focales 50 et 100 mm. Ces lentilles sont adaptées à des distances sol-laser et à des étendues de mesure différentes. Pour une faible (respect. forte) rugosité, il faut placer le laser « proche » du sol (respect. éloigné du sol) et utiliser la lentille 50 mm (respect. 100 mm).

Le pilotage du laser se fait grâce à deux logiciels développés sous LabView, un logiciel pour l'étalonnage et un logiciel pour les mesures.

Le laser doit être étalonné séparément pour chacune des lentilles. Nous plaçons une cible à des distances différentes du laser. Pour chaque distance, nous effectuons 40 mesures (estimation de la dispersion et du bruit expérimental). Nous avons utilisé comme cible un agrégat de sol. En effet, des essais préliminaires ont montré que le rugosimètre pouvait donner des données aberrantes en fonction de la texture de la cible (métal, PVC, scotch, bois, ...) et de sa couleur. Nous avons donc décidé d'utiliser une cible proche de notre objet d'étude, à savoir deux agrégats de sol collés sur un support et dont l'un était humecté (« couleur sombre ») alors que l'autre était sec (« couleur claire »). La distance laser-cible était mesurée avec un régle gradué au $\frac{1}{2}$ mm. La gamme de mesure pour la lentille 50 mm (respect. 100 mm) s'étend entre $H=180$ mm et $H=380$ mm (respect. $H=340$ mm et $H=640$ mm) où H est la distance laser-sol (Figure 2-21).

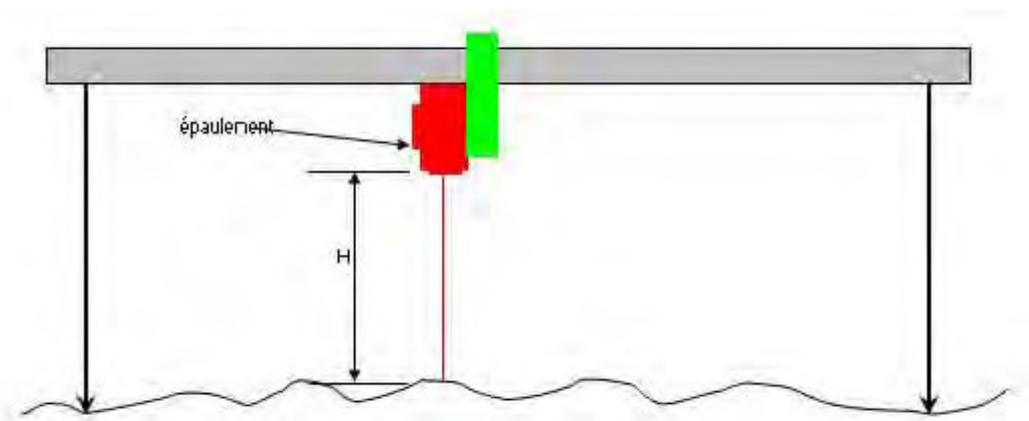


Figure 2-21: schéma de principe pour l'étalonnage du laser. La distance H est mesurée avec un régle métallique gradué au $\frac{1}{2}$ mm. La gamme de mesure est fonction de la lentille

4.2.3.2 Stéréophotographie

En stéréophotographie, le MNT est reconstitué par triangulation à partir des couples de points homologues identifiés sur deux photos (numériques dans notre cas) de la même vue prises par 2 caméras dirigées verticalement vers le sol mais légèrement écartées (quelques dm) l'une de l'autre sur un même plan horizontal.

Un support permettant la mise en place des appareils photos et leur stabilité a été réalisé à l'INRA (Figure 2-22). Ce support est relativement peu sensible au vent, il permet un réglage en hauteur (en fonction de la focale des objectifs photographiques choisis) et également le réglage de l'écartement des appareils photos. Enfin, on peut basculer le mât principal en position arrière pour éviter des effets d'interception/redistribution des pluies naturelles.

Le chapitre précédent a permis de définir des conditions optimales d'étalonnage des caméras. Nous avons utilisé ces résultats pour définir notre stratégie de calibrage du dispositif stéréophotographique : utilisation de 30 photos, ouverture proche de F8, distance d'environ 3m.

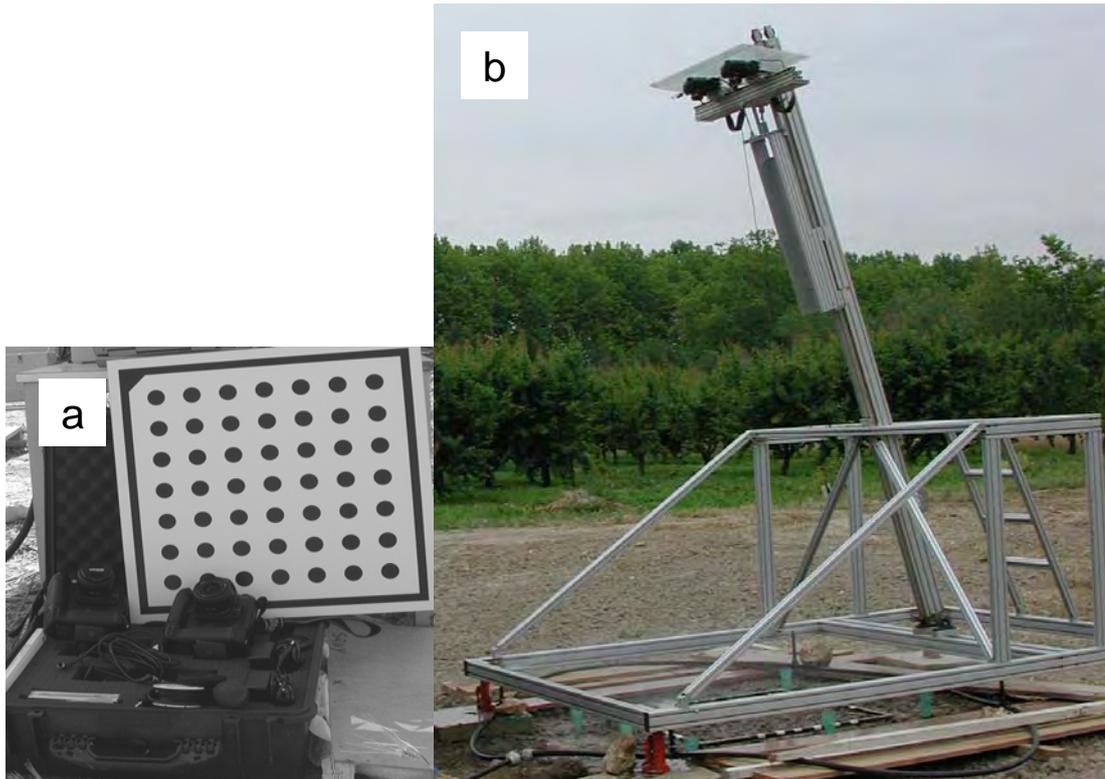


Figure 2-22: a) les caméras et la mire utilisées b) Le support pour la mise en place des appareils photos et leur stabilité, qui a été réalisé à l'INRA

Nous avons pris des photos entre chaque arrosage et entre chaque pluie naturelle, soit en tout 7 séquences de mesure. Ceci nous a permis de reconstituer 7 MNTs pour chaque placette.

4.2.4 Caractérisation de la rugosité : les indices de rugosité

La rugosité n'est pas toujours utilisée en tant que telle. Les modèles hydrologiques, par exemple, ne prennent pas en compte des profils de rugosité (ni des mini-MNTs de la surface du sol) car ces profils micro-géométriques qui représentent des perturbations ou des irrégularités de la surface du sol sont généralement acquis à une échelle qui est trop fine pour être spatialisée dans une carte topographique conventionnelle. Ainsi, ces modèles utilisent des indices de rugosité basés sur l'acquisition préalable de transects de rugosité ou de mini-MNTs.

Nous avons choisi dans la littérature cinq indices de rugosité et le semi-variogramme (voir partie 1 section 2.5):

- la rugosité aléatoire (Random Roughness RR) ;

Nous avons calculé trois écarts types pour chaque profil et chaque MNT :

- o en utilisant l'ensemble des données de hauteur (RR),

- après l'élimination de 10 % des données supérieures et inférieures (RR_rd),
 - en appliquant la correction de la hauteur (RR_cr) tel que décrit par Currence & Lovely (1970). Ces auteurs ont montré que, lorsque la rugosité aléatoire est calculée sans la transformation logarithme des données, elle est plus sensible aux changements de rugosité du sol. Nous avons donc appliqué cette méthode au cours de notre étude.
- la tortuosité (Tb) ;
 - la différence d'altitude limite (LD) et la pente limite (LS) ;
 - la dépression moyenne amont (mean upslope depression MUD) ;
 - et le variogramme : Les calculs ont été réalisés pour chaque profil en utilisant une distance régulière de 1 mm, allant de 1 mm à 250 mm.

4.3 Résultats et discussions

4.3.1 *Étalonnage du rugosimètre laser*

Les courbes obtenues pour l'étalonnage sont données dans la Figure 2-23. L'écart-type obtenu pour la surface « sombre » (« noire » ou « sol humide » sur la figure) est légèrement supérieur à celui de la surface « claire » (« blanche » ou « sol sec »). Ceci est lié au rapport bruit/signal qui est plus élevé lorsque la surface est sombre. D'ailleurs, dans une certaine gamme de luminosité ce capteur compense automatiquement cet effet, en ajustant l'intensité de la lumière émise en fonction de la clarté de la surface. Pour changer de gamme on peut faire un réglage manuel. D'après mes informations, ce rugosimètre laser est le seul à intégrer cette fonctionnalité.

Après l'étalonnage on a remarqué que la couleur a une influence claire sur les hauteurs mesurées. Ceci n'était pas le cas lors des étalonnages précédents, ce qui traduirait peut être un vieillissement de l'électronique de ce rugosimètre laser. L'appareil laser à défocalisation, fondé sur des mesures de variation d'intensité, était sensible à la couleur, ce qui induisait une erreur systématique. Le capteur à front d'ondes (rugosimètre laser 3D utilisé en laboratoire par E. Kamphorst (INRA de Laon, 2000), fondé sur un principe strictement géométrique, n'est en théorie pas sensible à la couleur, car la courbure du front d'ondes est indépendante de celle-ci.

Sur le terrain, il est impossible de choisir entre un étalonnage sur surfaces claires et celui sur surfaces sombres. De plus, selon l'état d'humidité et les conditions atmosphériques, la surface du sol peut être claire, sombre, ou hétérogène. De toute façon avant chaque utilisation de ce scanner laser, l'étalonnage a été fait et les gammes de distance qui étaient moins sensibles à la couleur ont été choisies.

4.3.2 *Obtention des MNTs par stéréophotographie*

Avant et après chaque pluie les MNTs de la surface du sol ont été obtenus par la méthode stéréophotographique. Il est bien évident (Figure 2-24) que les arrosages et les pluies ont un effet très important sur la surface du sol. On peut voir la déformation de la

surface du sol sous l'effet de l'arrosage. A cause de l'érosion, des croûtes sédimentaires sont apparues dans les dépressions. Pour connaître la qualité du MNT il faut comparer les données avec la méthode de référence. Il faut donc extraire du MNT obtenu par photogrammétrie les transects qui ont été étudiés par le rugosimètre laser. Ceci est réalisé grâce au cadre métallique carré et gradué installé à la surface du sol pendant toute la durée de l'expérimentation

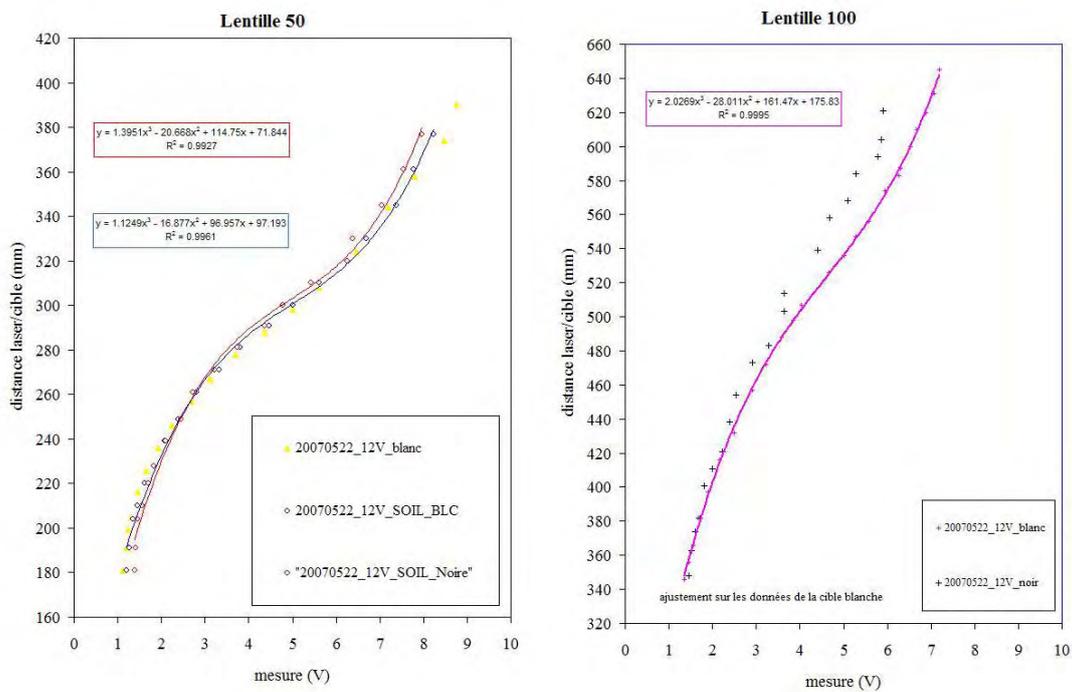


Figure 2-23: Les courbes d'étalonnage de rugosimètre laser avec deux lentilles (50 et 100 cm) ; BLC : Blanc



Figure 2-24: État initial (gauche) et final (droit) de la surface du sol pour la placette « seedbed plot »

Le système de coordonnées de ces MNTs a été tout d'abord transformé en utilisant les points précis sur le cadre en métal autour des placettes.

Les résultats sont présentés dans deux parties principales, (i) comparaison entre la

méthode de laser avec stéréo sur les différents profils (ii) utilisation des MNTs pour le suivi des états de surface.

4.3.3 Comparaison entre laser et photogrammétrie sur les profils

4.3.3.1 Profils d'altitude de sol

La comparaison entre les deux méthodes a été conduite sur chaque profil des altitudes de sol. Dans cette partie, seul un profil est montré pour chacune des placettes, mais des résultats semblables peuvent être trouvés avec les autres profils. Afin de comparer les profils obtenus par le laser à la méthode stéréo, les mêmes profils ont été choisis pour les deux méthodes. Pour réaliser ceci, des matrices de rotation et de transformation ont été employées pour calculer les coordonnées du MNT, initialement obtenues dans un système lié au capteur stéréophotographique, dans le même système de coordonnées que celui du laser.

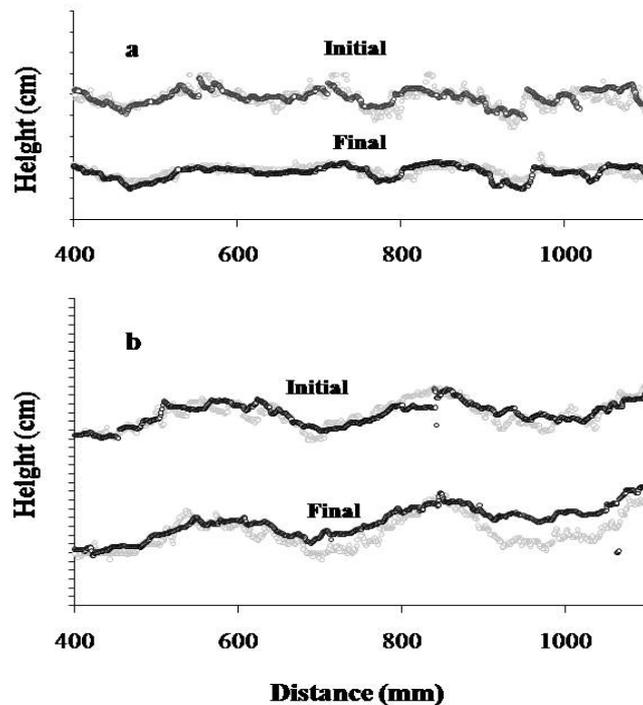


Figure 2-25: Comparaison des profils d'altitudes obtenus par le laser (points gris) et la stéréophotographie (points noirs) pour les placettes «seedbed plot» (a) et « harrowed plot » (b). Dans ce dernier cas, les profils sont perpendiculaires à la direction du travail du sol

La Figure 2-25 donne une vue générale d'une comparaison directe entre le laser et la photogrammétrie dans les deux placettes expérimentales. Pour « seedbed plot », les profils d'altitude obtenus avec la méthode de laser sont très semblables à ceux obtenus par la photogrammétrie. Pour « harrowed plot », plus de différences peuvent être trouvées particulièrement à l'état final. Il semble que la méthode de photogrammétrie donne des

profils d'altitude de sol plus lisses que la méthode laser. Nous nous attendons donc à ce que les indices de rugosité calculés à partir des données stéréo soient inférieurs à ceux calculés à partir des données laser. Pour l'état final calculé sur « harrowed plot », nous observons de plus des différences plus importantes sur la droite du profil que sur la gauche. Nous pensons que cela résulte soit d'incertitudes ou d'erreurs commises lors du changement de repère, soit d'une horizontalité imparfaite de la poutre laser. L'examen des autres profils étant similaires, l'erreur devient systématique due cette image et est attribuée à des incertitudes lors du processus de changement de repère.

Pour une placette donnée, la différence entre l'état initial et final est claire quelle que soit la méthode utilisée. Cependant, avec la stéréophotographie, l'évolution du profil d'altitude de sol est plus prononcée sur la placette « seedbed plot » : après un cumul de précipitation de 160 mm, de nombreux agrégats ont disparu ou ne sont plus individualisables et la morphologie de la surface de sol a changé.

De point de vue qualitatif, la photogrammétrie semble pouvoir être employée pour examiner des changements de surface du sol sur des profils d'altitude du sol. Cependant, cette validation qualitative doit être mesurée en utilisant des indices de rugosité.

4.3.3.2 Rugosité aléatoire (Écart type d'altitude) :

Une résolution spatiale identique entre les 2 méthodes de 1 millimètre a été employée, pour éviter le biais dû à des résolutions spatiales différentes entre les deux méthodes (Kamphorst et al., 2000).

D'abord, nous avons vérifié l'hypothèse de la distribution normale des données d'altitude. Cette vérification, qui est exigée pour l'analyse statistique ordinaire, comme lors du calcul de la rugosité aléatoire, était invalide pour plusieurs des profils particulièrement sur la placette « harrowed plot ». Cela est en contradiction avec les résultats de plusieurs auteurs qui ont montré que la distribution des données d'altitude est gaussienne (ex. Currence & Lovely., 1970). Nous avons examiné la distribution des données pour la moitié des profils (46 profils sur un total de 86) en employant les deux tests classiques : Kolmogorov-Smirnov et χ^2 pour la distribution normale et log-normale. La Figure 2-26 montre les données d'altitude observées et les données d'altitude normales prévues (Q-Q plot) pour le même profil obtenu avec les deux méthodes pour l'état initial de la placette « seedbed plot ». Malgré une certaine concordance visuelle entre les données expérimentales et théoriques, les tests rejettent les hypothèses de distribution normale ou log-normale au seuil de 5%. Ces courbes prouvent que la distribution des données ne s'adapte pas au modèle gaussien. Donc il est possible que les statistiques calculées ne décrivent pas de manière adéquate l'ensemble de données à cause d'un mauvais ajustement au modèle normal (Linden. & Van-Doren., 1986). Seulement six cas ont une distribution normale Une transformation log-normale a eu peu d'effet, et améliore la distribution gaussien seulement dans quelques cas. Ainsi il n'était pas nécessaire

d'employer la transformation log sur les altitudes pour le calcul des indices de rugosité tels que le RR, contrairement à d'autres observations (Allmaras et al., 1966; Burwell et al., 1963). De plus, Currence & Lovely (1970) ont montré que la rugosité aléatoire sans transformation log est plus sensible à l'évolution de rugosité.

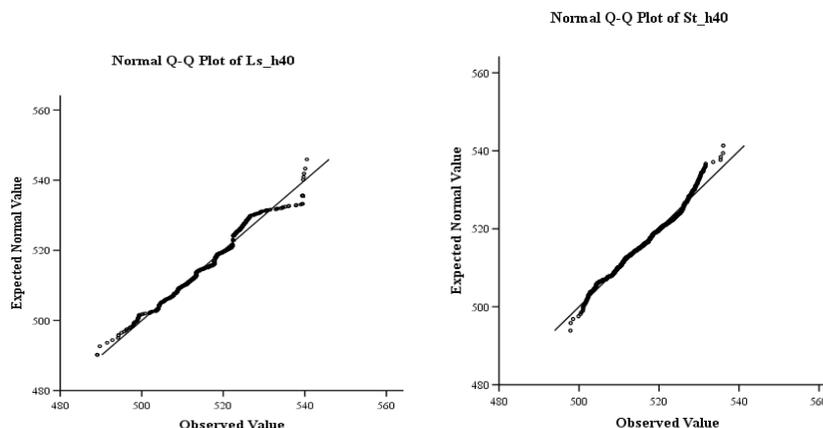


Figure 2-26: Q-Q plot pour les altitudes mesurées sur un profil par la méthode laser sur la placette « seedbed plot » (à gauche) et le même profil obtenu par la stéréophotographie (à droite).

Le Tableau 2-7 montre un exemple des calculs de rugosité avec les deux techniques pour l'état final de la placette « seedbed plot ». Les deux méthodes sont en bon accord, mais quelques anomalies peuvent être observées.

Pour la placette « seedbed plot », les indices aléatoires moyens calculés à partir des données laser sont 16.7 (RR), 5.1 (RR_rd) et 4.9 (RR_cr), tandis qu'ils sont respectivement 13.0 (RR), 6.9 (RR_rd) et 5.5 (RR_cr) une fois calculés à partir des données stéréo.

Tableau 2-7: un exemple des indices de la rugosité aléatoire (RR) calculés pour 11 profils obtenus à partir des deux méthodes pour l'état final de la placette « seedbed plot ». RR est calculé avec toutes les données d'altitude, RR_rd après élimination des 10 % de données extrêmes et RR_cr après filtrage supplémentaire de la pente et du travail du sol

Profil	Technique de laser			Technique de photogrammétrie		
	RR	RR_rd	RR_cr	RR	RR_rd	RR_cr
1	22.2	4.0	4.0	14.2	4.6	4.4
2	17.5	3.4	3.3	15.0	4.4	4.1
3	16.9	3.8	3.8	14.6	7.2	5.2
4	17.1	4.3	4.3	14.6	5.2	4.1
5	16.1	4.8	4.8	11.8	6.2	6.2
6	15.9	4.3	4.3	12.1	6.0	5.4
7	15.8	4.8	4.3	12.5	7.3	5.0
8	14.7	4.6	4.0	11.6	7.7	6.2
9	15.3	5.7	5.5	12.2	7.9	6.8
10	16.0	8.0	7.4	12.8	10.6	7.5
11	16.0	8.3	7.7	11.6	8.9	5.7
Moyen	16.7	5.1	4.9	13.0	6.9	5.5
STDEV	2.0	1.6	1.4	1.3	1.9	1.1

L'élimination de 10% des données des altitudes extrêmes, comme suggéré par

Burwell et al. (1963) et Allmaras et al. (1966), a une influence forte sur le calcul de l'indice RR (notation : RR_rd). Ensuite, enlever l'effet de la pente et l'effet du travail du sol pour filtrer l'effet de la rugosité orientée a peu d'influence sur le calcul de RR (notation RR_cr).

Un test statistique a été employé pour déterminer si ces indices sont différents ou pas. Ce test consiste en une analyse de variance (« one-way ANOVA »), utilisée pour comparer le biais de deux ou plusieurs échantillons en utilisant la distribution de Fisher. Tout d'abord, l'homogénéité des variances de tous les indices (groupes) a été vérifiée. Le test de Leven a conduit à accepter l'hypothèse nulle H0 (H0 : les variances des groupes sont homogènes), ce qui veut dire que les variances des groupes sont égaux au seuil choisi de 5%, exceptés pour deux groupes où le seuil d'acceptation est de 1%. Enfin les résultats du test d'ANOVA ont montré que les moyennes de ces trois groupes (RR, RR_rd, RR_cr) sont significativement différentes au seuil de 5%. Les résultats sont récapitulés dans la

Tableau 2-8. Dans tous les cas, RR_rd et RR_cr sont significativement différents par rapport à RR ($P=5\%$). Des résultats obtenus sont semblables pour l'état initial ou final quelle que soit la placette. Les indices RR_cr sont identiques dans 3 cas pour la placette « seedbed plot » mais dans seulement un cas pour la placette « harrowed plot » ($P=5\%$). La raison de cette différence entre RR_rd et RR_cr sera discutée plus tard.

Tableau 2-8: Test d'ANOVA entre les trois indices de rugosité aléatoire; les valeurs sont des différences entre les moyennes.

		RR		RR_rd		RR_cr	
		RR_rd	RR_cr	RR	RR_cr	RR	RR_cr
Seedbed							
	LS_IN	-5.0*	-5.1*	5.0*	-.1	5.1*	.1
	ST_IN	-3.4*	-3.7*	3.4*	-.3	3.7*	.3
	LS_FI	-11.6*	-11.8*	11.6*	-.2	11.8*	.2
	ST_FI	-6.1*	-7.5*	6.1*	-1.4*	7.5*	1.4*
Harrowed							
	LS_IN	-9.2*	-11.4*	9.2*	-2.2	11.4*	2.2
	ST_IN	-5.8*	-9.7*	5.8*	-3.9*	9.7*	3.9*
	LS_FI	-8.2*	-11.0*	8.2*	-2.8*	11.0*	2.8*
	ST_FI	-10.6*	-31.1*	10.6*	-20.5*	31.1*	20.5*

* la différence moyenne est significative au seuil de 5%.

Des statistiques calculées sur tous les profils sont récapitulées dans le Tableau 2-9 pour les deux placettes. En regardant les valeurs estimées de la moyenne on observe qu'il y a une bonne correspondance entre le type de travail du sol et la valeur moyenne (notée M) de l'indice considéré quelle que soit la méthode utilisée. Pour la placette « harrowed plot », RR_cr est d'environ 22mm avant la pluie et de 15mm après les pluies. Pour la placette « seedbed plot », les profils ont des valeurs autour de 7.5 millimètres pour l'état

initial et de 5.5mm pour l'état final.

Deux résultats principaux peuvent être dérivés de ce tableau. D'une part, l'indice RR ne peut pas détecter des changements de rugosité sous l'action de la pluie. Les changements ne sont pas réguliers et aussi l'évolution du RR sous la pluie dépend de la méthode (laser vs photogrammétrie). Après élimination de 10 % des données supérieures et inférieures d'altitude, l'indice estimé de rugosité (RR_rd) montre une diminution monotone avec la quantité d'eau de la pluie, ce qui était attendu. Cependant, l'effet du type de travail de sol et de la pente sont incorporés dans le calcul de RR_rd. De plus, la valeur dépend de la méthode (en particulier pour la placette « harrowed plot »). Après filtrage de l'effet du travail du sol et de la pente, nous observons une diminution de l'indice RR_cr quelle que soient la méthode et la placette. Le changement est plus important pour « harrowed plot » que pour « seedbed plot », mais le rapport final/initial pour RR_cr est à peu près identique. Regardant le RR_cr estimé, il y a une bonne concordance entre les deux méthodes qui montrent une évolution relative et des valeurs semblables. Les différences entre les deux placettes démontrent que les différents traitements ont un grand effet sur la rugosité de sol, et probablement également sur la capacité maximale de stockage dans les dépressions du sol (MDS, pour Maximal Depressionnal Storage) car la capacité de stockage et la rugosité aléatoire sont étroitement liées (Kamphorst et al., 2000).

Tableau 2-9: moyenne (M) sur les 11 profils des différents indices de rugosités obtenus par les deux techniques pour les deux placettes, avant la première pluie (« initial ») et après la dernière simulation de pluie (« final »). σ est l'écart type

Placette	État		Technique laser			Technique photogrammétrie		
			RR	RR_rd	RR_cr	RR	RR_rd	RR_cr
Seedbed	Initial	M	15.6	7.1	7.0	13.4	8.0	7.6
		σ	3.5	1.6	1.6	1.4	1.5	1.6
	Final	M	16.7	5.1	4.8	13.0	6.9	5.5
		σ	2.0	1.6	1.4	1.3	1.9	1.1
	rapport		1.07	0.72	0.69	0.97	0.86	0.72
Harrowed	Initial	M	37.3	28.1	23.9	31.2	25.8	21.1
		σ	3.4	3.2	2.4	4.0	5.2	3.4
	Final	M	28.5	21.9	14.5	46.8	36.7	15.4
		σ	3.0	2.9	1.5	4.3	5.1	1.5
	rapport		0.76	0.78	0.61	1.50	1.42	0.72

D'une part, nous observons que la rugosité aléatoire RR_cr a été réduite sous l'impact des précipitations. Les ratios de ces évolutions sont dans le Tableau 2-9. Parmi les trois indices (RR, RR_rd, RR_cr), RR_cr est le plus sensible pour le suivi des changements de rugosité. D'ailleurs, les deux méthodes donnent des résultats très semblables pour cet indice : pour la placette « seedbed plot », le rapport de ces changements entre état initial et état final est de 0.69 une fois calculé avec la méthode de laser et il est de 0.72 une fois calculé avec la photogrammétrie. Pour la placette « harrowed plot », les rapports pour RR_cr sont de 0.61 avec la méthode de laser et de 0.72 avec l'autre méthode, soit une différence de 15 % entre les deux méthodes.

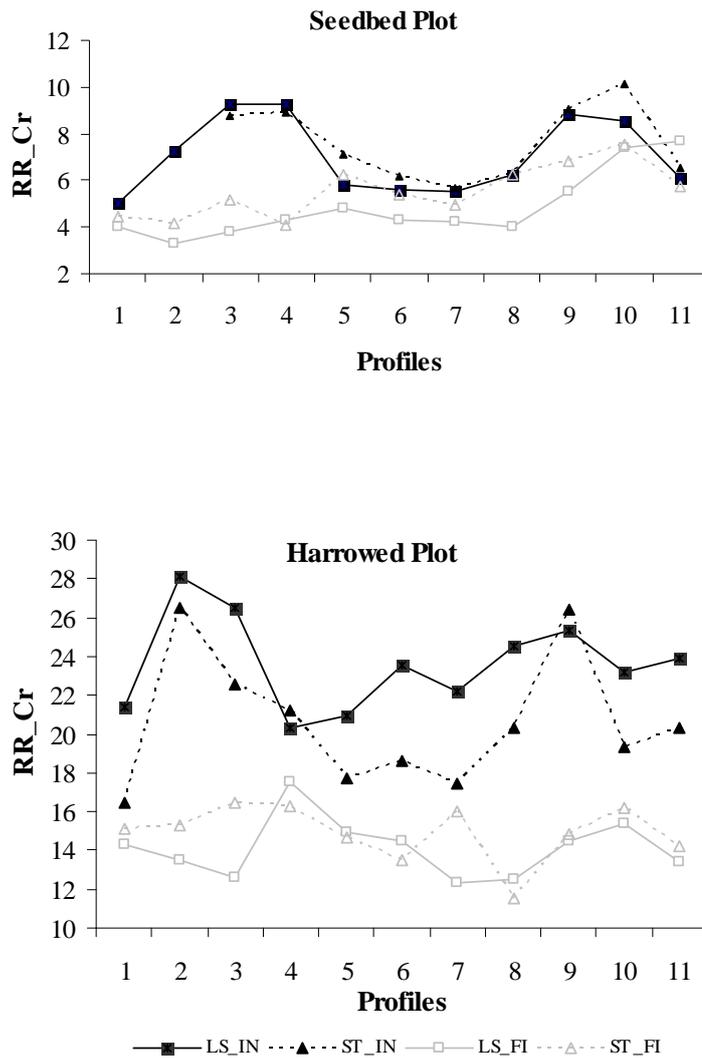


Figure 2-27: RR_cr calculé sur tous les profils acquis par la méthode laser (LS) et stéréophotographique (ST), avant la pluie (initial : IN) et après la dernière pluie (final : FI), pour les deux placettes. Pour la placette « harrowed plot », les profils sont perpendiculaires à la direction des sillons.

La Figure 2-27 montre les valeurs de RR_cr estimés pour tous les profils (n=11) sur les deux placettes. Nous nous sommes attendus à ce que les valeurs de RR_cr estimées à partir de la photogrammétrie soient inférieures aux valeurs calculées avec la méthode de laser sur chaque profil. Ceci est vrai seulement pour « harrowed plot » à l'état initial, c'est-à-dire pour la placette la plus rugueuse. Ceci pourrait être expliqué par les effets d'ombre (surfaces cachées) auxquels la photogrammétrie est plus sensible que la méthode laser. L'évolution entre les états initial et final est similaire pour les deux méthodes.

Comme conclusion partielle, nous pouvons dire que la méthode laser est un peu plus sensible aux changements de la rugosité aléatoire que la méthode photogrammétrique. Quoi qu'il en soit, les évaluations de rugosité aléatoire (RR_cr) par les deux méthodes sont très étroitement liées. Par conséquent, la photogrammétrie peut être utilisée en routine pour observer les évolutions de rugosité aléatoire sur la surface de sol.

4.3.3.3 Tortuosité (Tb)

Cet indice est l'un des l'indice de rugosité le plus utilisé, car très facile à mettre en œuvre et à calculer. La Figure 2-28 montre cet indice Tb sur tous les profils communs pour les états initial et final respectivement.

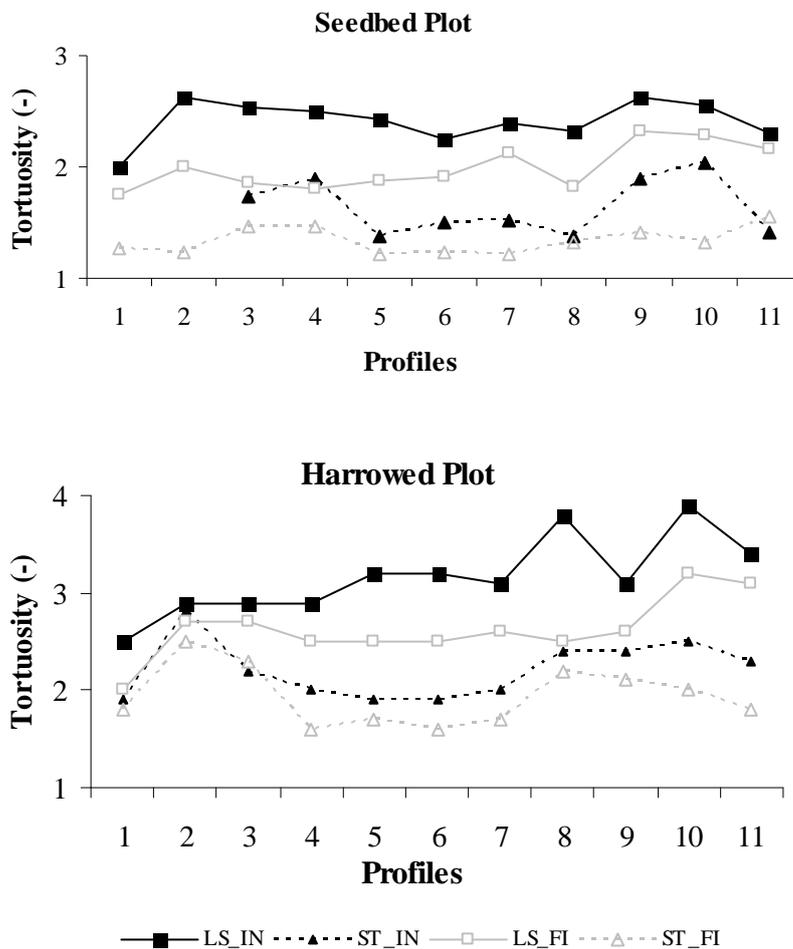


Figure 2-28: Tortuosité Tb calculée sur tous les profils pour les deux placettes. LS : méthode laser ; ST : stéréophotographie, IN : état initial, FI : état final

Des résultats sont commentés pour la placette « seedbed plot ». Pour l'état initial, la moyenne de Tb est 2.41 avec la méthode laser et 1.64 avec la photogrammétrie. Pour l'état final, les valeurs sont de 1.99 (lasers) et de 1.34 (photogrammétrie), cf. Tableau 2-10. Ceci montre une diminution de 18% pour laser et de 17% pour photogrammétrie après une quantité de pluie de 160 millimètres : les ratios sont donc très comparables d'une méthode à l'autre. Des résultats semblables peuvent être trouvés pour la placette « harrowed plot ».

La tortuosité calculée (Tb) par photogrammétrie est toujours inférieure à celle calculée avec la méthode laser. Ceci est en accord avec le fait que les profils des données d'altitude obtenues à partir de la photogrammétrie sont toujours plus lisses que ceux issus

du rugosimètre laser. Cependant, ce n'était pas le cas pour l'indice de rugosité RR_cr. Pour le calcul de Tb, toutes les données d'altitude sont utilisées, alors que pour le calcul de RR_cr, les données représentant les 10% extrêmes sont éliminées : ceci peut être une première explication. De plus, le calcul de la tortuosité fait intervenir les pentes locales, d'un pixel à l'autre, alors que le calcul de RR_cr ne fait intervenir que les données d'altitude : nos données sembleraient montrer que même si « en moyenne » les altitudes le long d'un profil sont identiques qu'elles soient calculées à partir des données laser ou issues de la stéréophotographie, en revanche les pentes locales sont plus faibles lorsqu'elles sont calculées à partir des données stéréo que à partir des données laser.

En moyenne, l'indice calculé pour « harrowed plot » est plus grand que celui calculé pour « seedbed plot », en accord avec une rugosité plus élevée de la surface de sol.

Tb diminue après la pluie mais ces valeurs décroissantes sont plus marquées en valeur absolue avec la méthode laser. Quoi qu'il en soit les deux méthodes détectent et montrent l'évolution de la rugosité en employant l'indice de tortuosité Tb.

Tableau 2-10: moyenne calculée pour la tortuosité obtenue par les deux techniques sur les deux placettes, avant la première et après la dernière simulation de pluie. σ : Écart type (n=11 excepté état initial-Seedbed plot-photogrammétrie: n=9)

État	Seedbed Plot			Harrowed Plot		
	Laser	Stéréo	Rapport (ST/LS)	Laser	Stéréo	Rapport (ST/LS)
Initiale	2.41	1.64	0.68	3.17	2.21	0.70
σ	0.19	0.25		0.41	0.30	
Final	1.99	1.34	0.67	2.63	1.94	0.74
σ	0.20	0.12		0.32	0.30	
Rapport (FI/IN)	0.82	0.82		0.83	0.88	

4.3.3.4 Variogramme

L'espace choisi pour les classes de distance est régulier et est égal à 1 mm, ce qui correspond au pas d'espace d'acquisition des données. L'effet de la pente globale de la placette a été corrigé en employant une régression linéaire du deuxième degré. Des variogrammes directionnels ont été calculés dans la direction des lignes pour la première placette et dans la direction des colonnes (perpendiculaire à la direction des sillons) pour la parcelle « harrowed plot ».

Plusieurs modèles théoriques de variogrammes (sphérique, exponentiel, gaussien, puissance, circulaires) ont été ajustés à nos données expérimentales en employant le logiciel ILWIS. Les expressions exponentielle et puissance n'ont pas permis un bon ajustement du modèle. Le meilleur ajustement a été obtenu avec le modèle sphérique pour la parcelle « seedbed plot » et avec le modèle circulaire pour la parcelle « harrowed plot ». L'expression du modèle sphérique est :

$$\gamma(h) = C_0 + C * \left(\frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3} \right) \quad \text{pour } 0 < h \leq a$$

$$\gamma(h) = C_0 + C \quad \text{pour } h > a$$

Le modèle circulaire est défini par :

$$\gamma(h) = C_0 + C * \left(1 - \frac{2}{\pi} * \arccos\left(\frac{h}{a}\right) + \frac{2h}{\pi a} \sqrt{1 - \frac{h^2}{a^2}} \right) \quad \text{pour } 0 < h \leq a$$

$$\gamma(h) = C_0 + C \quad \text{pour } h > a$$

La fonction $\gamma(h)$ (mm²) est le semi-variogramme (souvent appelé variogramme pour simplifier), h (mm) est une distance égale à un multiple de l'intervalle d'échantillonnage, C_0 (mm²) est la valeur de la pépité (une ordonnée à l'origine indique un effet de pépité), C (mm²) est la valeur du pallier (souvent les valeurs du variogramme se stabilisent autour d'une certaine valeur appelée pallier) et a (mm) est la portée.

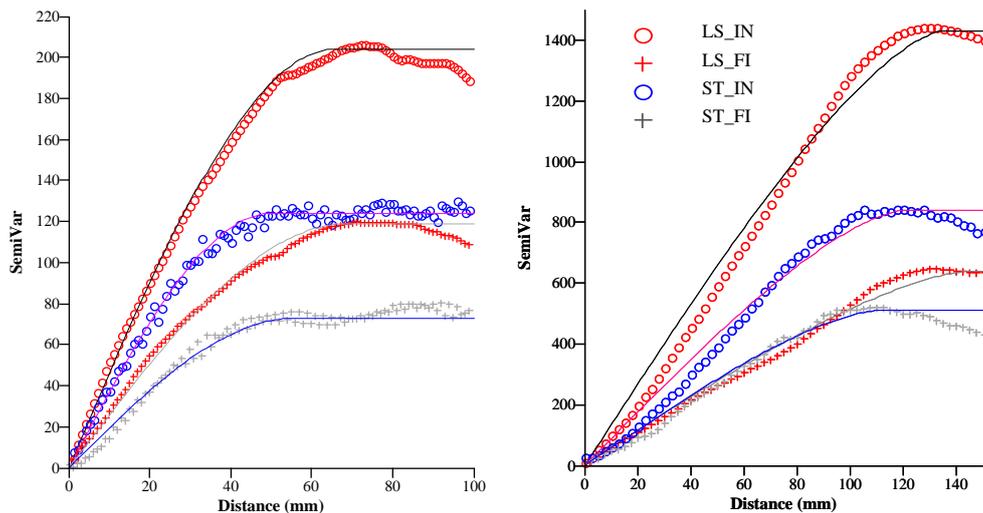


Figure 2-29: Ajustement entre les variogrammes expérimentaux (les points) et théoriques (les lignes). A gauche : placette « seedbed plot » et modèle sphérique. A droite : placette « harrowed plot » et modèle circulaire.

Un exemple de variogramme est montré sur la Figure 2-29 pour une longueur de profil de 90 cm. L'accord entre les données expérimentales et le meilleur modèle convenable est correct pour les deux placettes expérimentales : les coefficients R^2 sont habituellement supérieurs à 0.85.

Un variogramme qui commence à zéro n'indique aucun effet de pépité. Les valeurs moyennes ajustées de pépité étaient 5.1 mm² et 18.5 mm² pour le laser et la photogrammétrie respectivement, ce qui montre un désaccord non-corrélatif (C_0 ou pépité) de 1.2% pour le laser et de 3.1% pour la photogrammétrie par rapport à la variabilité totale dans les deux placettes. La pépité peut être interprétée comme une incertitude de

mesure lors de l'obtention de l'altitude. Vu la petite valeur de la pépité, nous avons décidé de placer sa valeur à 0. Les résultats sont présentés dans la Tableau 2-11 pour la placette « seedbed plot » et dans le

Tableau 2-12 pour la placette « harrowed plot ».

Tableau 2-11: les paramètres des variogrammes théorique s(pallier : mm² ; portée : mm) pour la placette « seedbed plot ». La pépité est fixée à 0.

Profil	État Initial: "seedbed plot"				État Final: "seedbed plot"			
	Laser		Stéréo		Laser		Stéréo	
	Pallier	Portée	Pallier	Portée	Pallier	Portée	Pallier	Portée
20	313	40	90	60	47	40	73	70
30	270	70	91	53	40	70	73	75
40	128	63	63	57	40	63	52	65
50	140	65	38	35	51	60	32	54
60	61	31	30	30	23	33	26	42
70	59	40	38	30	24	50	35	35
80	130	74	85	45	62	55	43	47
90	204	66	124	50	119	69	73	56
98	91	37	52	38	52.3	34	35	34
Moyenne	155.1	54.0	67.9	44.2	50.9	52.7	49.1	53.1
CV%	57.8	30.8	46.5	25.9	56.1	27.2	39.3	28.0

Tableau 2-12: les paramètres des variogrammes théoriques (pallier : mm² ; portée : mm) pour la placette « harrowed plot ». La pépité est fixée à 0. Les profils sont perpendiculaires aux sillons.

Profil	État Initial: "harrowed plot"				État Final: "harrowed plot"			
	Laser		Stéréo		Laser		Stéréo	
	Pallier	Portée	Pallier	Portée	Pallier	Portée	Pallier	Portée
2	1190	150	505	128	860	180	405	150
10	1840	145	1300	130	1220	140	705	125
20	1190	150	1110	120	790	150	700	130
30	1610	130	620	130	860	180	550	130
40	1995	135	580	120	780	150	480	120
50	1380	140	880	145	800	150	590	120
60	1430	135	835	120	640	145	518	120
70	1750	150	805	118	550	140	487	135
80	1800	145	870	130	680	140	740	135
90	1580	140	680	105	990	165	790	130
98	1305	150	650	115	530	150	430	125
Moyenne	1551.8	142.7	803.2	123.7	790.9	153.6	581.4	129.1
CV%	17.7	5.0	29.5	8.4	25.1	9.7	22.8	6.9

Les valeurs du pallier et de la portée pour « seedbed plot » sont clairement plus petites que pour « harrowed plot », quel que soit le profil. La portée représente la distance maximale de corrélation. Quel que soit le profil utilisé, l'état considéré ou la méthode utilisée, la portée varie entre 30 et 75 mm pour la placette « seedbed plot », et entre 105 et 180 mm pour la parcelle « harrowed plot ». Les faibles valeurs de la portée pour « seedbed plot » démontrent que la distance de corrélation est faible, ce qui traduit une

distribution essentiellement aléatoire des données d'altitude. Le diamètre maximal des agrégats créés lors de la préparation du lit de semence sur cette placette est de l'ordre de 30 mm (estimation visuelle), ce qui correspond à l'ordre de grandeur de la portée calculée. En prenant en compte là aussi les deux états et les deux méthodes, Les valeurs du pallier s'étendent de 23 à 313 mm² pour « seedbed plot » contre 405 à 2000 mm², qui montre une différence très grande. Au vu de ces résultats, nous pouvons dire que des travaux du sol différents conduisent à des variogrammes clairement distincts.

Pour l'état initial et pour les deux placettes, les valeurs de pallier calculées avec les données de laser sont plus importantes que celles calculées avec les données de photogrammétrie. Pour l'état final, les deux méthodes donnent une valeur à peu près identique pour « seedbed plot » alors que dans « harrowed plot » la méthode de photogrammétrie a donné des valeurs plus faibles. Là aussi, et de même que pour le calcul de la tortuosité T_b , il semble que les profils obtenus par stéréophotographie soient plus lisses que ceux obtenus par laser (voir Tableau 2-10 par rapport au Tableau 2-11 et

Tableau 2-12).

La Figure 2-29 montre différents variogrammes pour les états initial et final pour les deux méthodes. Pour les deux placettes, une diminution de la valeur du pallier peut être observée quelle que soit la méthode employée, ce qui était prévu du fait de l'impact de la simulation de pluie.

Ces changements n'ont pas été vus pour les valeurs de la portée. Dans « seedbed plot », la portée calculée à partir des données de laser est restée constante entre l'état initial et l'état final : elle passe de 54 mm (+- 31 %) à 52.7 mm (+- 27 %). Lorsque l'on utilise la méthode photogrammétrique, on constate une légère augmentation : la portée évolue de 44 mm (+- 26 %) à 53 mm (+- 28 %). Du fait de la dispersion expérimentale d'un profil à l'autre cependant, cette augmentation n'est pas significative en moyenne. En moyenne, la portée reste constante entre le début et la fin des expérimentations. Lors de nos expériences, l'évolution de la surface du sol s'est fait principalement à courte distance, sous l'effet de « splash » (éclaboussure) créé par l'impact des gouttes de pluies. La pente étant très faible, il y a eu peu de ruissellement et aucune trace d'érosion concentrée. Le ruissellement de faible hauteur a été distribué sur toute la placette (ruissellement en nappe) et dans une direction perpendiculaire à celle du calcul du variogramme directionnel. Ainsi, les particules mises en suspension ont sédimenté de façon homogène sur toute la placette : la surface du sol a été lissée sans qu'une nouvelle structure apparaisse.

Les mêmes constatations peuvent être formulées pour la placette « harrowed plot ».

L'analyse du variogramme est une manière d'analyser la rugosité et sa distribution spatiale. La dimension fractale peut être estimée à partir des semivariogrammes dans la

gamme de distance étudiée (Huang, & Bradford, 1992; Vazquez et al., 2005). Dans le travail de Darboux et al. (2001) les variogrammes ont montré un abaissement progressif du pallier d'une manière homothétique après chaque précipitation additionnelle, ce qui correspond également à nos données.

4.3.3.5 Limitation de la différence (LD et LS):

Comme nous l'avons mentionné précédemment, l'interprétation statistique d'un indice de rugosité comme RR est limité à la distribution aléatoire des données, ce qui n'est pas vérifié systématiquement dans nos expérimentations. De plus, il ne fournit aucune information sur la structure spatiale de l'altitude. Pour cette raison, Linden & Doren (1986) ont présenté deux nouveaux indices. Ces indices, notés LD et LS, sont calculés à partir d'un « variogramme du premier ordre » établi sur la distribution spatiale des altitudes (voir section 2.5.4 pour la description du calcul). Dans ce cas, l'indice LD représente le pallier mais pour la moyenne des différences absolues entre les altitudes (mean absolute-elevation-difference). LS, comme Kamphorst et al. (2000) l'a indiqué, n'est pas la pente de surface (surface slope) extérieure mais représente la pente à l'origine du variogramme du 1^{er} ordre. Un exemple de variogramme du 1^{er} ordre $\Delta Z(\Delta X)$, et du modèle théorique ajusté, est présenté sur la Figure 2-30 pour un profil extrait de la placette « harrowed plot ».

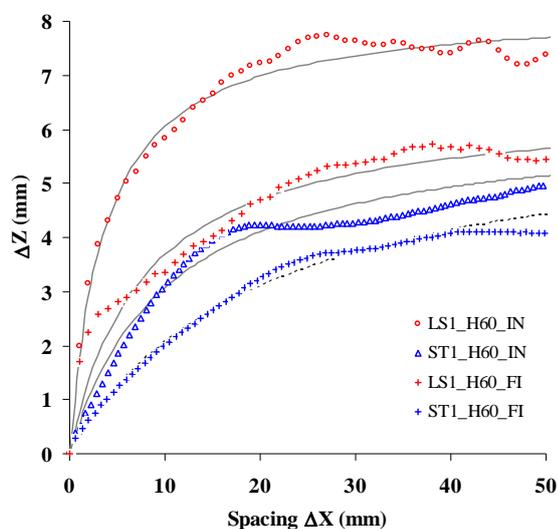


Figure 2-30: Variogrammes du 1^{er} ordre, expérimentaux (symboles) et théoriques (lignes), calculés selon Linden & Doren (1986) pour un profil de la placette « harrowed plot » avec les données laser (LS) et stéréo (ST)..

Tableau 2-13: Indices LD et LS calculés sur tous les profils, placette « seedbed plot ».

Profil	Etat initial: Seedbed				Etat final: Seedbed			
	Laser		Stéréo		Laser		Stéréo	
	LD	LS	LD	LS	LD	LS	LD	LS
1	9.0	1.2			9.0	1.2	7.1	0.7
2	10.4	2.6			6.2	1.3	12.7	0.4
3	22.3	1.2	15.4	0.7	7.6	1.1	7.4	0.7
4	26.7	0.9	13.6	1.2	11.3	0.4	9.2	0.6
5	18.1	0.7	12.0	0.6	12.6	0.3	11.1	0.2
6	22.2	0.8	10.0	0.6	14.8	0.5	8.1	0.5
7	8.3	2.3	6.2	0.6	6.5	0.8	6.8	0.3
8	9.5	2.1	9.6	0.8	6.7	0.8	6.9	0.8
9	19.6	1.2	25.3	0.6	13.0	0.9	16.8	0.7
10	22.6	1.0	16.3	0.7	18.1	0.7	8.5	0.6
11	10.2	2.0	14.3	0.8	10.9	0.9	11.6	1.1
Moyenne	16.26	1.45	13.64	0.74	10.61	0.81	9.66	0.61
CV (%)	0.42	0.46	0.40	0.24	0.36	0.42	0.32	0.43

Tableau 2-14: Indices LD et LS calculés sur tous les profils, placette « harrowed plot ».

Profil	Etat initial: "harrowed plot"				Etat final: "harrowed plot"			
	Laser		Stéréo		Laser		Stéréo	
	LD	LS	LD	LS	LD	LS	LD	LS
1	71	0.82	31	0.95	42	0.64	31.1	0.85
2	110.5	0.75	85.3	0.76	22.6	0.89	22.6	0.89
3	90.7	0.97	84.7	0.64	48.5	0.21	56.5	0.63
4	80.8	0.81	70.7	0.69	74.5	0.64	40.3	0.61
5	54.8	0.86	115.4	0.57	53.3	0.46	43.4	0.56
6	63.9	0.83	75.5	0.87	39	0.54	39	0.54
7	73.9	0.78	85.4	0.9	44.9	0.3	44.5	1.03
8	70.3	1.26	72.9	0.79	37	0.42	31.3	0.92
9	85.7	0.85	112.9	0.72	58.8	0.44	45.4	0.63
10	71	1.08	81.7	0.78	79.9	0.33	72	0.56
11	83.9	0.64	60.6	0.92	17.9	0.62	40.2	0.5
Moyenne	77.86	0.88	79.65	0.78	47.13	0.50	42.39	0.70
CV (%)	0.19	0.19	0.29	0.16	0.41	0.39	0.31	0.26

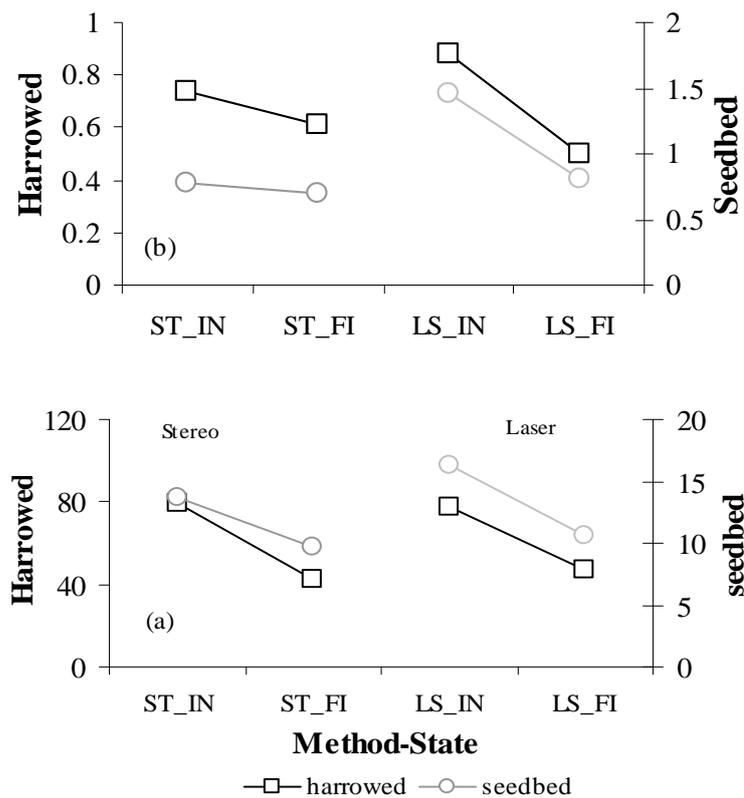


Figure 2-31: Evolution des valeurs moyennes des indices LS (en haut) et LD (en bas) estimés par le laser (LS) et la photogrammétrie (ST). IN : état initial ; FI : l'état final.

Tableau 2-15: Valeurs obtenues pour l'indice MUD sur les différents profils de sol pour les 2 placettes.

Profile	Seedbed				Harrowed			
	Initiale		Finale		Initiale		Finale	
	Laser	Stéréo	Laser	Stéréo	Laser	Stéréo	Laser	Stéréo
1	2.38	*	1.81	1.39	7.3	5.08	4.45	2.96
2	2.61	*	1.2	1.48	7.23	7.98	5.98	3.65
3	3.58	2.03	1.91	1.81	5.81	7.39	5.18	2.59
4	3.32	2.22	1.45	1.81	9.94	5.06	4.6	4.18
5	2.61	1.96	1.43	1.64	8.12	5.06	4.64	2.15
6	3.29	1.55	1.58	1.08	7.99	6.11	4.45	3.01
7	1.88	1.26	1.06	0.99	7.04	6.16	5.05	4.22
8	1.96	1.56	1.02	1.09	7.33	6.59	5.99	2.46
9	3.15	2.43	1.43	1.35	8.38	8.42	5.77	2.93
10	3.23	2.56	1.8	1.24	9.11	7.66	6.13	3.52
11	1.57	1.38	1.1	0.9	7.46	6.25	4.91	2.43
Moyen	2.69	1.88	1.44	1.34	7.79	6.52	5.2	3.1
CV	0.25	0.25	0.22	0.24	0.14	0.18	0.13	0.23

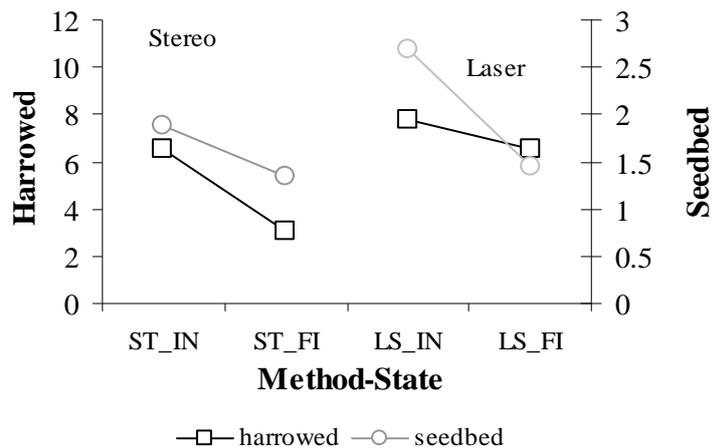


Figure 2-32: Valeurs moyennes de l'indice MUD, pour l'état initial (IN) et final (FI), par les méthodes laser (LS) et photogrammétrie (ST).

Quelle que soit la méthode, les valeurs initiale et finale de LD sont d'environ 16 et 11 respectivement pour la placette « seedbed plot » (voir Tableau 2-13et Tableau 2-14), tandis qu'ils sont environ 78 et 45 pour la placette « harrowed plot ». Ces résultats montrent que la longueur de corrélation des données d'altitude est plus longue sur « harrowed plot » que sur « seedbed plot », ce qui est en accord avec l'analyse des variogrammes (voir la section précédente).

Une autre remarque intéressante est la sensibilité élevée du LD aux précipitations : en moyenne, la diminution du LD est égale à 32 % pour la placette « seedbed plot » et à 55 % pour la placette « harrowed plot »

4.3.3.6 Moyen Dépression d'Upslope (MUD)

L'indice MUD a été calculé pour le laser et la photogrammétrie (Tableau 2-15), les valeurs moyennes sont montrées sur la Figure 2-32. Dans ce cas-là également la valeur estimée montre une différence claire entre les deux types de travail du sol et une diminution pendant la simulation de la pluie. Dans tous les cas, la photogrammétrie a eu une valeur moyenne plus petite que la méthode laser.

4.3.3.7 Conclusion partielle

Nous pouvons d'abord dire que la photogrammétrie peut détecter des changements de surface de sol sous l'action des pluies, et cela d'un point de vue qualitatif et quantitatif. Avec la photogrammétrie, nous pouvons d'une part séparer tous les indice de rugosité calculés sur la placette « seedbed plot » de ceux calculés sur la placette « harrowed plot » : la photogrammétrie est discriminante par rapport au type de travail du sol, au moins dans la gamme de variation étudiée. D'autre part, elle permet de suivre l'évolution de tous ces indice sous l'impact de la pluie. L'indice LD calculé à partir de la

photogrammétrie était très similaire de celui calculé avec la méthode de référence (laser). Il a de plus montré une sensibilité élevée aux précipitations et peut donc être vu comme un indice très prometteur pour le suivi de l'état de surface du sol sous l'effet des pluies.

Contrairement à la méthode laser, des données 3D peuvent être obtenues en utilisant la photogrammétrie, ce qui permet de créer des mini-MNTs à l'échelle du m². Nous analysons ces résultats dans la prochaine section.

4.3.4 *Calculs de rugosité en utilisant les MNTs obtenus par photogrammétrie*

4.3.4.1 Vue générale sur la reconstruction des MNTs et leur qualité

Dans cette partie nous avons comparé les deux MNTs obtenus avant (BE) et après (AF) chaque simulation de pluie. La lettre H se réfère à la placette « harrowed plot », la lettre S à la placette « seedbed plot ». Le nombre est l'indice de la précipitation.

Comme il est mentionné dans les chapitres précédant, le procédé de calibrage est très important dans la photogrammétrie. Dès que le système stéréo a été calibré, tous les changements sur l'installation du système de caméras ou sur leurs réglages comme une modification de la focale ou de l'ouverture ainsi que tout mouvement de la position des appareils photo font que les paramètres de calibrage deviennent obsolètes, ce qui nécessite alors un nouvel étalonnage.

C'est pourquoi il est difficile d'employer cette méthode au champ (in-situ), parce que la stabilité du système de caméras peut être perdue à cause de variables naturelles (vent, oscillations du support). En dépit de l'utilisation d'un support stable, en certaines occasions on a eu des problèmes dans le procédé de calibrage, particulièrement après la simulation de pluie. Avant chaque simulation de pluie l'ensemble des photos nécessaires pour le calibrage ont été prises facilement et rapidement. Après les précipitations, le sol était très humide et nous ne pouvions pas placer directement la mire de calibrage en contact avec le sol, ce qui aurait perturbé la surface. La mire était donc tenue manuellement au dessus du sol et sans contact, ce qui a pu introduire un « bougé » lors de la prise de vue, et donc des incertitudes supplémentaires dans le processus d'étalonnage.

Par conséquent, deux ensembles d'images ont été employés pour calibrer le dispositif de photogrammétrie après chaque pluie :

1- un ensemble d'images qui ont été prises après la pluie: les résultats ont montré que tous les calibrages employant cet ensemble d'images sont inutilisables. Les paramètres intrinsèques obtenus avec cet ensemble d'images étaient légèrement différents de ceux obtenus avec les images réglées prises avant la pluie, mais ces légers changements étaient suffisamment importants pour faire échouer le processus de rectification.

2- on a donc décidé d'utiliser l'ensemble d'images prises avant la pluie. Les MNTs

sont obtenus en utilisant le logiciel Halcon.

La forme globale de chaque MNT a été vérifiée. Une première analyse a montré que ces MNTs semblaient corrects. Cependant, lors de l'analyse de l'évolution des indices de rugosité calculés à partir du MNTs, quelques anomalies sont apparues. Ces anomalies ont eu lieu seulement sur certains MNTs calculés après la simulation de pluie. Par conséquent, nous avons dû développer un critère objectif et automatique de vérification de la qualité des MNTs reconstitués, afin de décider de façon non arbitraire si le MNT peut être gardé dans la base de données expérimentales ou bien s'il doit être éliminé. Pour cela, nous avons analysé chaque MNT en utilisant un filtre permettant une analyse locale de la structure des données. Les données analysées sont les MNT reconstitués, et la valeur étudiée est celle de l'altitude de chaque pixel. Avec ce filtre il est possible de détecter les secteurs où un pixel central a une altitude qui diffère « trop » de la moyenne des altitudes des pixels voisins. Il faut donc définir un seuil en dessous duquel on considère que les variations d'altitudes sont justifiées d'un point de vue physique, et en dessus duquel ceci correspond à un artefact et donc à un mauvais appariement de point : dans ce cas, le pixel est appelé « outlier ». Nous avons choisis deux seuils différents, un pour chaque placette. Ces seuils vont finalement correspondre à la profondeur maximale des dépressions que l'on peut observer sur la placette. La distance horizontale entre chaque pixel est d'environ 1 mm pour les deux placettes. Pour la placette « seedbed plot », nous avons choisi un seuil de 10 mm ; pour la placette « harrowed plot », le seuil choisi est de 30 mm. La fenêtre de voisinage considérée est une fenêtre carrée de 3 x 3 pixels. Ces seuils sont représentatifs des diamètres typiques des agrégats s'étendant sur la surface du sol. Le choix du seuil est pour partie arbitraire, mais la procédure est ensuite totalement automatisée, ce qui réduit le risque de biais.

La Figure 2-33 montre les résultats de l'application de ce filtre. S2_AF et S3_BE sont très semblables, ce qui était attendu car la placette n'a reçu aucune pluie entre ces deux séquences de prises de vue : le nombre de outliers est relativement faible, et situé à la périphérie des agrégats les plus gros ou en bordure du MNT ; leur position reste stable. Le MNT S3_AF a ensuite été examiné. On s'attendait à ce que S3_AF soit plus lisse que S3_BE avec moins « d'outliers », mais ce n'est pas le cas : le nombre de outliers est très important, et ils sont présents sur toute la surface du MNT. Nous avons attribué ce résultat à un mauvais étalonnage et nous avons supprimé ce MNT de notre base de données. D'un point de vue visuel, ce MNT semblait cependant correct.

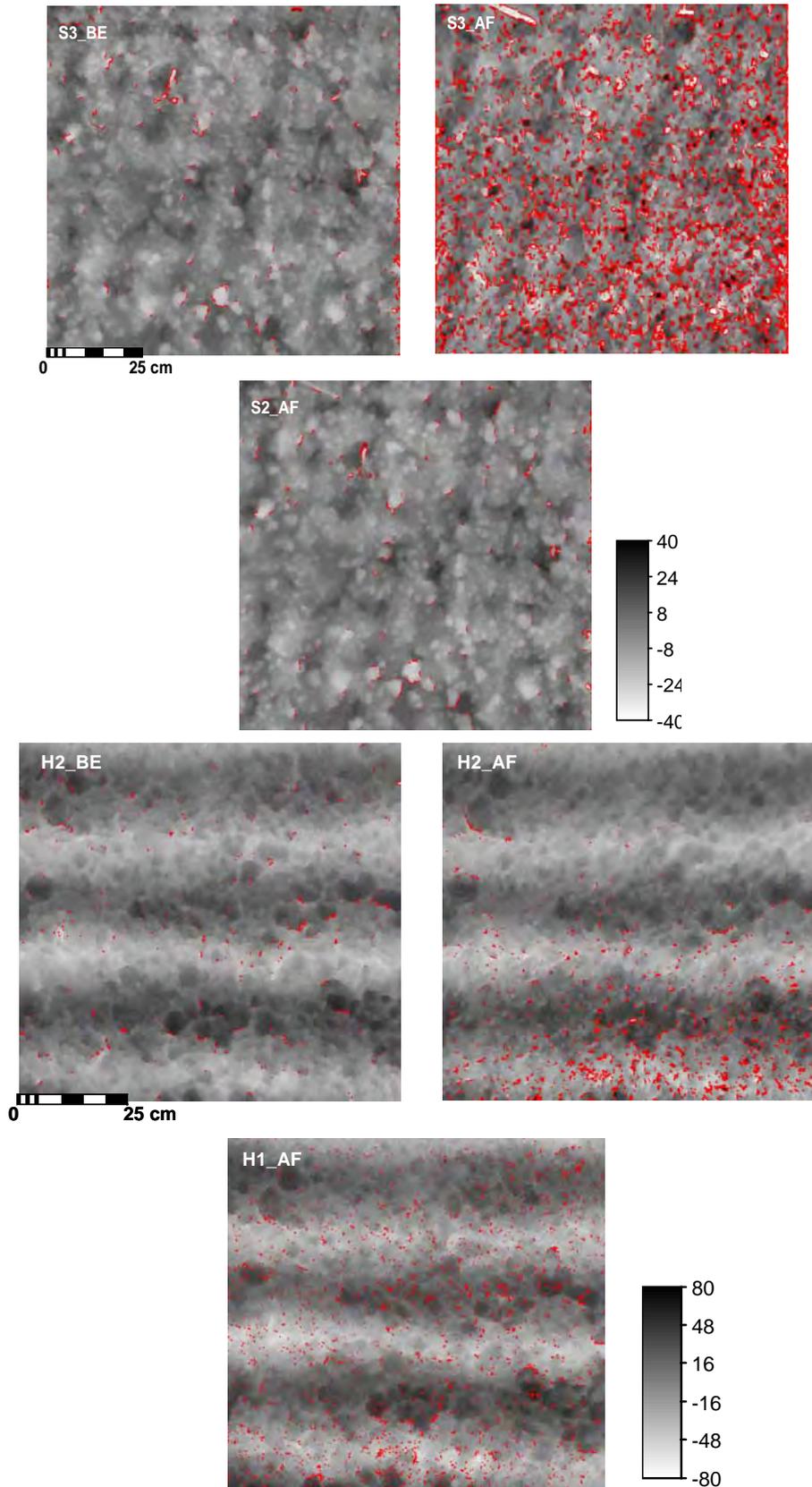


Figure 2-33: Comparaison de MNTs avant et après la pluie en utilisant les paramètres de calibrage obtenus avant la pluie. Quand il y a du vent, la stabilité du système de caméras peut être perdue et le MNT obtenu est inutilisable car fortement bruité. Les points rouges montrent les « outliers » qui correspondent à des mauvais appariements de points lors du processus de reconstruction 3D.

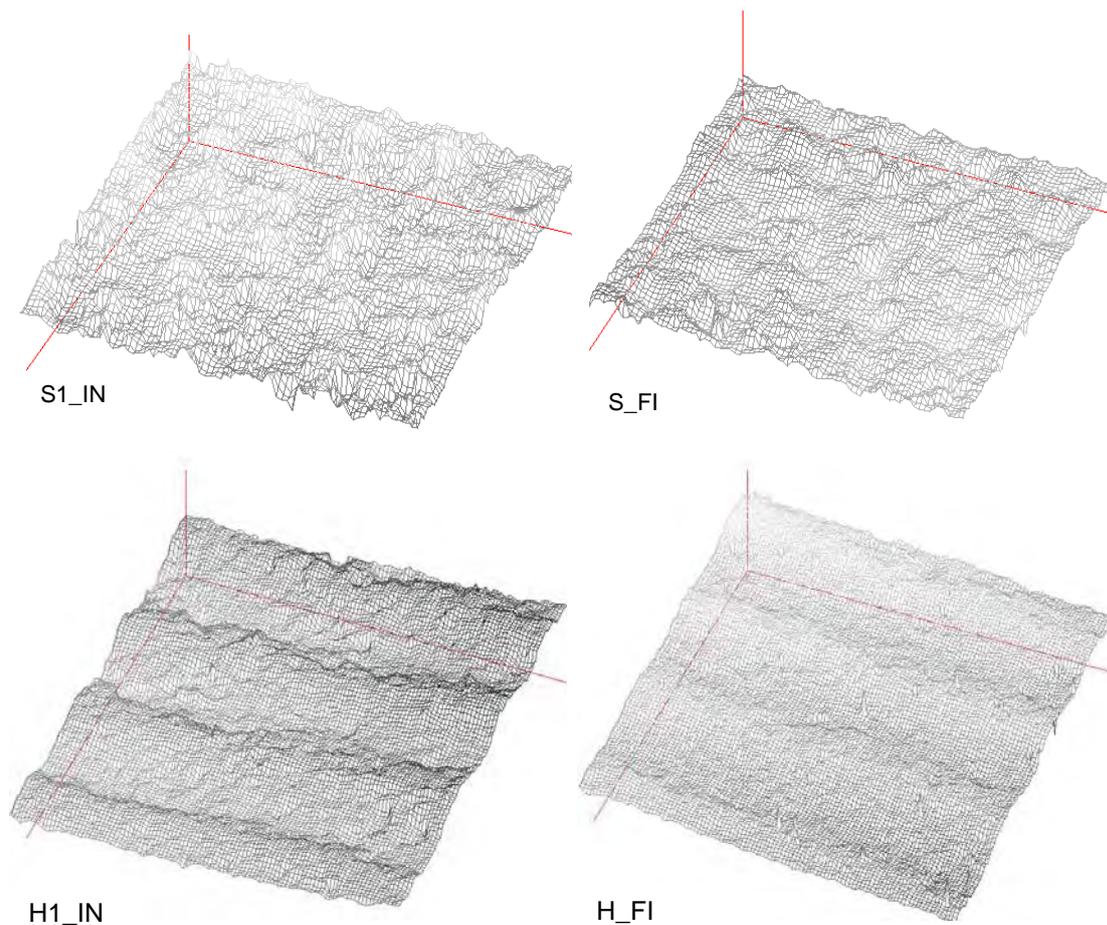


Figure 2-34: Les MNTs obtenus initialement (IN) et à la fin des expérimentations (FI) pour les placettes « harrowed plot » (H) et « seedbed plot »(S).

Quelques résultats analogues peuvent être obtenus pour « harrowed plot » : H2_BE semble d'avoir une bonne qualité, tandis qu'un grand nombre de outliers peut être vu sur H1_AF ou sur H2_AF. D'ailleurs, les outliers sur H2_AF peuvent être vus seulement sur le coin au fond à gauche de l'image, ce qui semble correspondre à un mauvais étalonnage et donc une mauvaise rectification des images. Ces résultats prouvent qu'un MNT peut sembler correct d'un point de vue qualitatif ou visuellement, tandis que beaucoup de outliers existent et devraient donc conduire à l'élimination de ce MNT avant le calcul des indices de rugosité.

Nous supposons que ces outliers sont liés aux problèmes pendant le procédé de calibrage, en raison des mouvements parasites du cadre qui soutient les deux appareils photo. Parfois lors de l'acquisition des images (S3_AF, H1_AF et H2_AF), la vitesse du vent était importante et l'armature a pu avoir des oscillations. Finalement, après l'application du filtre d'analyse de la structure, 3 MNTs ont été enlevés de notre base de données : S3_AF, H1_AF, H2_AF. Cependant nous avons cité les résultats obtenus sur ces MNTs pour montrer leur influence dans le calcul de l'indice de rugosité.

La Figure 2-34 montre quelques exemples de MNTs obtenus à partir de la photogrammétrie. Des altitudes sont linéairement interpolées sur une grille régulière, avec un intervalle de 1 millimètre dans les deux directions (vertical et horizontal) et pour tous les MNTs. En effet, le MNT obtenu à partir du processus de triangulation n'est pas obtenu le long d'une grille régulière, et les intervalles entre deux points voisins peuvent également changer de moins de 0.5 millimètre à plus de 0.8 millimètre selon la distance de la surface du sol jusqu'au plan focal des appareils-photo.

Cette figure montre que l'évolution visuelle de la surface du sol est en accord avec nos observations et la diminution de la rugosité telle qu'elle a été calculée à partir des indices de rugosité en 1D (section précédente). Au début la surface était rugueuse sur « seedbed plot », et elle devient plus lisse à la fin des expériences. Sur « harrowed plot », nous observons une diminution de l'amplitude des sillons par érosion des monticules et sédimentation dans les dépressions, et donc là aussi un lissage de la surface.

4.3.4.2 L'évolution de rugosité aléatoire (RR) :

Ici trois indices ont été étudiés. Les RR, le RR_rd et le RR_cr ont la même définition dans la section précédente (section 2.5.1) mais ils sont calculés à partir d'une surface et non d'un profil. Les résultats sont résumés dans la Figure 2-35.

Parfois les indices RR et RR_cr n'ont pas la même tendance : par exemple dans H1, le RR a diminué mais le RR_cr a augmenté tandis que dans S1 c'est le contraire. Généralement la rugosité diminue à cause de l'énergie de la pluie tandis que pour l'indice RR calculé sur « seedbed plot » ce n'est pas le cas. Pour la placette « harrowed plot », les indices RR_cr et RR_rd montrent une diminution monotone pendant les pluies successives à l'exception des MNTs éliminés qui, eux, montrent une augmentation de rugosité, ce qui n'est pas le cas pour le RR.

L'indice RR_rd sur « seedbed plot » montre une augmentation de la valeur de rugosité pour la deuxième simulation de pluie ce qui est contraire à notre observation. Par conséquent, de notre point de vue, les indices RR ou RR_rd ne sont pas fiables pour surveiller les changements de rugosité, et l'indice RR_cr devrait être préféré.

Pour la placette « seedbed plot », RR_cr est égal à 6.54 mm à l'état initial et il diminue à 4.93 mm pour l'état final, soit un ratio de 0.75. Pour la placette « harrowed plot », il passe de 19.27 mm à 15.34 mm, soit un ratio de 0.79. L'augmentation des valeurs de la rugosité aléatoire RR_cr pendant les pluies pour trois MNTs (H1_AF, H2_AF et S3_AF) est attribuée aux erreurs de MNTs (voir la section précédente).

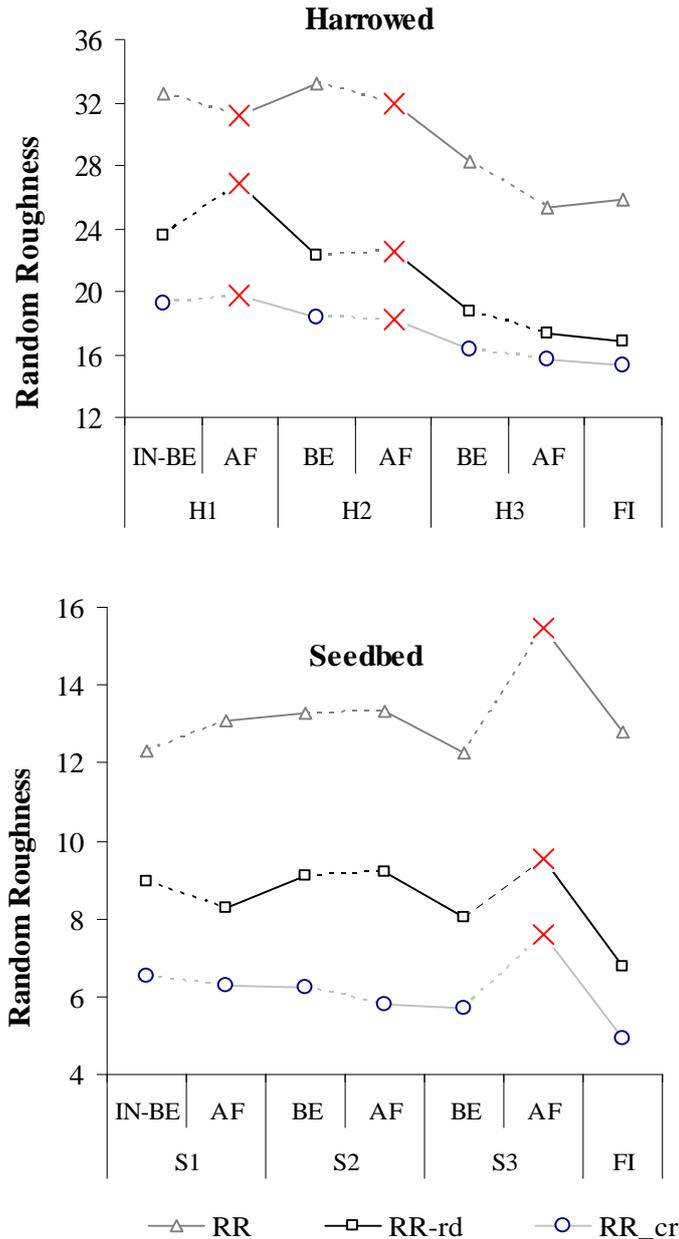


Figure 2-35: Evolutions des indices de rugosité aléatoires, calculés à partir de MNTs obtenus par la photogrammétrie pour « seedbed plot » (S) et « harrowed plot » (H). BE (respect. AF) est pour avant (respect. après) la simulation de pluie. Les segments discontinus montrent les états avant et après chaque simulation de pluie. L'indice représente le nombre de simulation de pluie. Les symboles x représentent les MNTs éliminés.

Les valeurs de ces trois indice de rugosité (à savoir RR, RR_rd et RR_cr) sont toujours différentes considérant le type de travail de sol. Pour « harrowed plot », les valeurs moyennes de RR, RR_rd et RR_cr sont 29.7, 21.1 et 17.5 mm respectivement tandis que pour « seedbed plot » ils sont de 13.2, 8.5 et 6.2 mm. Ceci prouve que les deux placettes ont une gamme différente de ces indice de rugosité.

Il y a une bonne corrélation entre la pluie cumulée et l'indice RR_cr (voir Figure 2-36), malgré la faible érosivité de la pluie simulée. L'indice de rugosité diminue avec la quantité cumulée de pluie, et la vitesse de cette diminution pour « harrowed plot » est

plus élevée que pour « seedbed plot ».

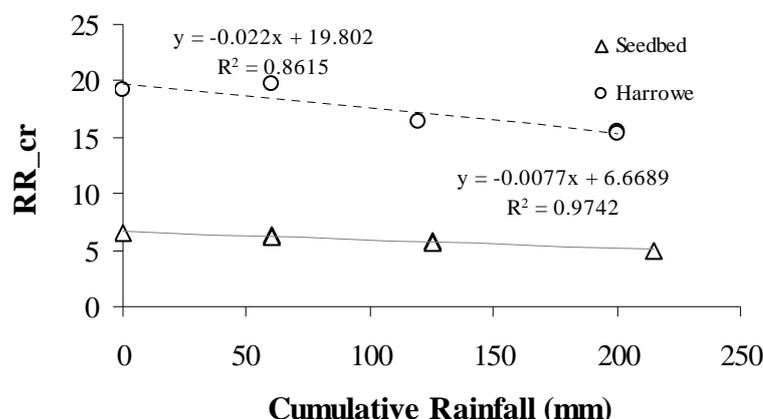


Figure 2-36: Corrélation entre la pluie cumulée (mm) et l'indice RR_cr (mm) pour les placettes « harrowed plot » et « seedbed plot ».

Les valeurs de RR_cr obtenues à partir des MNTs (2D) avec une résolution de 1 millimètre sont proches de celles obtenues à partir des profils d'altitude (1D). Mais généralement les valeurs de rugosité obtenues par MNTs sont plus petites que les valeurs de 1D.

La chose intéressante dans RR_cr est sa capacité de comparer la rugosité estimée pour les pluies successives. Pendant le séchage de sol on a observé que le RR_cr est relativement stable, avec une petite augmentation pour « seedbed plot ». Par conséquent, il est possible de suivre les changements de rugosité par le calcul de l'indice de RR_cr par une méthode de photogrammétrie.

4.3.4.3 Tortuosité

L'évolution de Tb avec les simulations successives de pluie est présentée sur la Figure 2-37 pour les deux placettes.

Tb montre une diminution pendant la pluie à l'exception des MNTs éliminés (S3_AF, H1_1F et H2_AF). Cette diminution est légère pour « seedbed plot » : Tb s'étend de 1.45 pour l'état initial à 1.28 pour l'état final (rapport =0.88). Cette évolution est donc très petite pendant une pluie individuelle: par exemple, Tb change de 1.45 à 1.42 pendant le premier événement. Pour « harrowed plot », la diminution de Tb est plus grande : sa valeur change de 2.55 (état initial) à 1.91 (état final) (ratio=0.74).

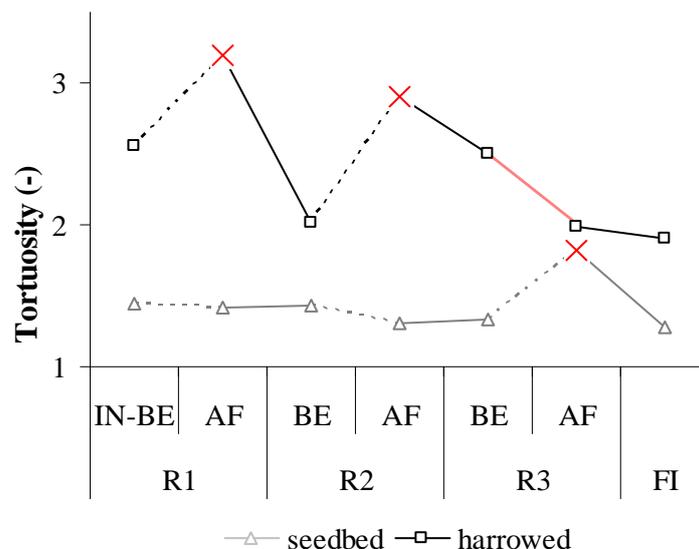


Figure 2-37: l'évolution de l'indice de tortuosité T_b , calculé à partir des MNTs obtenus par la photogrammétrie. BE (respect. AF) représente l'état du sol avant (respect. après) la simulation de pluie, IN (respect. FI) est pour l'état initial (respect. final), R+nomb est la séquence de pluie

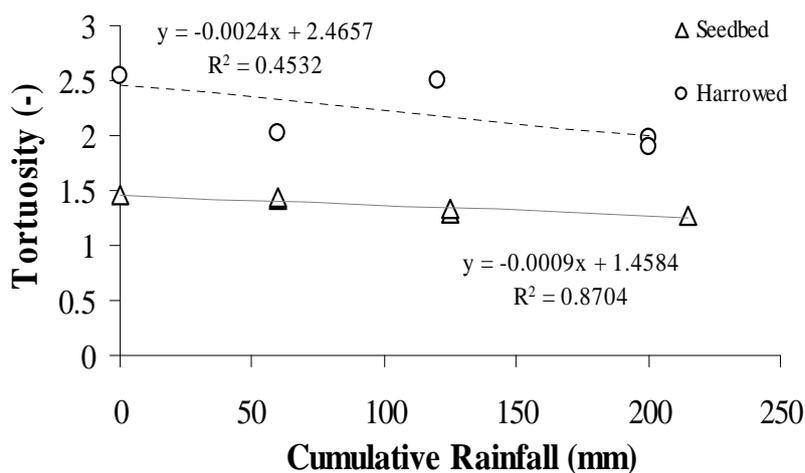


Figure 2-38: Corrélation entre la pluie cumulée (mm) et l'indice de tortuosité T_b ($m^2 m^{-2}$).

Les valeurs obtenues à partir des MNTs sont différentes des valeurs obtenues à partir des profils pour la caractérisation de l'état initial. Pour l'état final cependant, les valeurs sont très proches.

Il y a une bonne corrélation entre la pluie cumulée et les valeurs de T_b (voir Figure 2-38), malgré la faible érosivité des pluies simulées. L'indice de rugosité T_b diminue avec le volume de pluie reçu, et la vitesse de diminution est plus importante pour « harrowed plot » que pour « seedbed plot ».

Nous avons également étudié le rapport entre RR_{cr} et la tortuosité (Figure 2-40). Il y a une relation linéaire significative ($R^2 = 0.83$) pour « seedbed plot ». Pour la placette

« harrowed plot », il n'y a pas de corrélation ($R^2 = 0.13$).

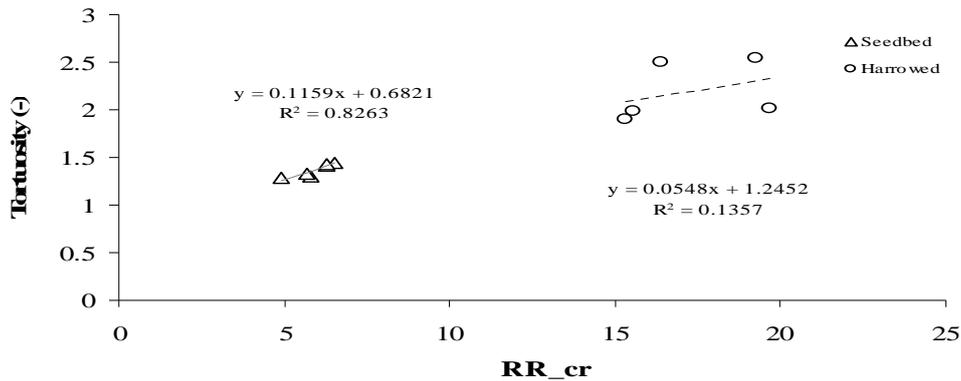


Figure 2-39: Corrélation entre l'indice de tortuosité Tb et l'indice de rugosité aléatoire RR_cr

4.3.4.4 Analyse des variogrammes

Contrairement aux données des profils, nous obtenons des données d'altitude en 3D avec la photogrammétrie. Par conséquent, on a calculé un variogramme omnidirectionnel (variogramme surfacique) pour expliquer l'anisotropie possible dans la corrélation spatiale des données d'altitude. Nous avons employé le logiciel ILWIS-GIS et nous présentons les variogrammes obtenus pour l'état initial et final pour les deux placettes (Figure 2-40). Ici seulement $90 \times 90 \text{ mm}^2$ du centre de la placette a été considéré car le nombre maximum des classes de distance permis dans notre version du logiciel ILWIS est 45 (dans notre cas la résolution = 1mm).

Pour « seedbed plot », les isocontours ont une forme circulaire, ce qui démontre une isotropie de l'altitude dans toutes les directions. Ceci est valable pour l'état initial et l'état final. Il n'est pas certain que le pallier soit atteint pour une distance maximale de 45 mm, il est donc impossible de conclure sur l'évolution du pallier ou de la portée entre les états initial et final. Les valeurs à l'origine sont très faibles : l'effet de pépite semble négligeable, ce qui est conforme aux calculs réalisés à partir des profils. On observe également que pour une distance donnée, les valeurs du variogramme de l'état final sont toujours inférieures aux valeurs à l'état initial : il semble qu'il y ait soit une diminution du pallier (ce qui confirmerait les résultats obtenus en 1D), soit un « aplatissement » du variogramme, soit les deux phénomènes. La faible gamme de distance étudiée ne permet pas de conclure définitivement.

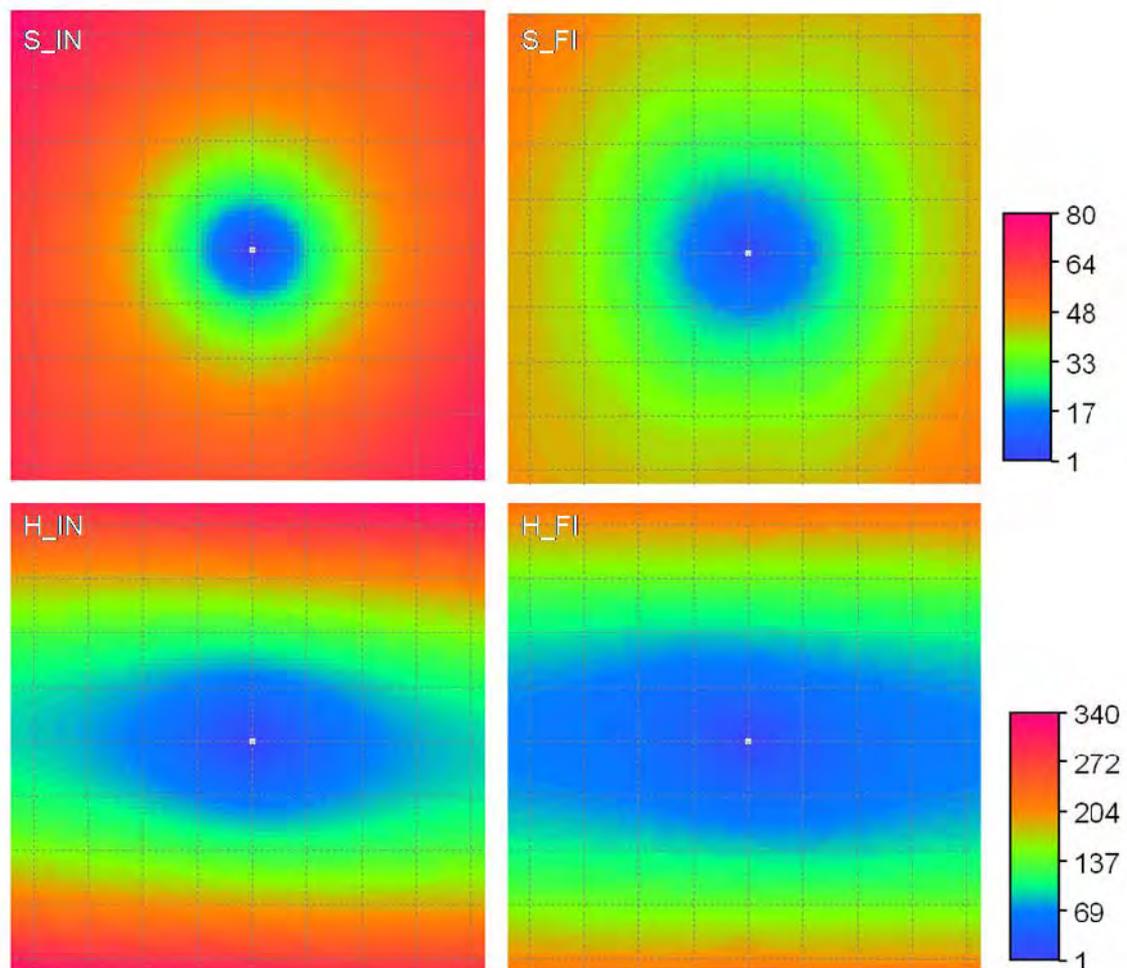


Figure 2-40: Variogrammes surfaciques calculés à partir de classes directionnelles de distance pour « seedbed plot » (S) et « harrowed plot » (H) pour l'état initial (IN) et final (FI). Les lignes tiretées sont espacées de 10 mm.

Pour « harrowed plot », le variogramme a une forme en ellipse relativement aplatie, le grand axe étant dans la direction du travail du sol : la corrélation spatiale est supérieure dans la direction du travail du sol. Pour « seedbed plot », les valeurs du variogramme s'étendent de 12 (respect. 9) à l'origine à 74 (respect. 51) à une distance de 45 millimètres pour l'état initial (respect. l'état final).

Pour « harrowed plot », les valeurs du variogramme montrent les mêmes tendances, à savoir une diminution de la valeur de la pépite et un aplatissement du variogramme jusqu'à la distance maximale étudiée de 45 mm.

D'un point de vue qualitatif, il était facile d'observer n'importe quel changement de la structure spatiale pour les données d'altitude. Il était ainsi possible d'examiner des évolutions spatiales dues aux précipitations en utilisant des données photogrammétriques au moyen du calcul de variogramme surfacique (2D).

Comme conclusion, nous pouvons dire qu'il est possible d'examiner l'évolution spatiale due aux précipitations en employant des données de photogrammétrie par le calcul de variogrammes 2D.

4.3.4.5 Indices de LD et de LS

Des indices LD et de LS sont calculés à partir de la régression linéaire entre l'inverse de la différence absolue moyenne d'altitude (the mean absolute elevation difference) ΔZ et l'inverse de la distance (lag distance) ΔX ou ΔY (voir la section 2.5.4). Comme la structure spatiale peut montrer un certain degré d'anisotropie (voir la section précédente), ces paramètres ont été obtenus séparément pour deux directions perpendiculaires sur les lignes (x) et les colonnes (y). Linden & Van-Doren (1986) ont montré qu'un ensemble de 50 échantillons ayant des segments de longueur totale de 20 cm dans les deux directions sont suffisant pour calculer ces paramètres.

D'abord nous avons étudié l'influence que pourrait avoir le choix du nombre de sous-segments sur le calcul des paramètres d'intérêts *LD* et *LS*. Pour cela, 50, 200 et 500 segments ont été choisis aléatoirement pour trois MNTs. Nos résultats montrent que les valeurs des indices *LD* et *LS* ne changent que légèrement avec l'augmentation du nombre de segments, en accord avec les résultats de Linden & Van-Doren (1986). Nous avons choisi de prendre 200 échantillons pour tous les MNTs.

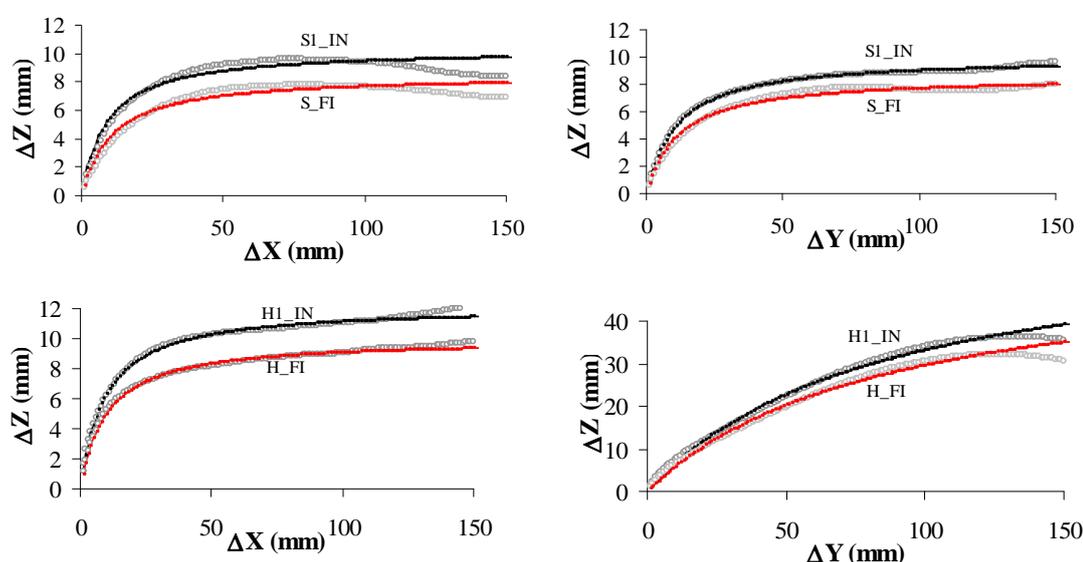


Figure 2-41: Evolution expérimentale (symboles) et théorique (ligne) de la différence absolue moyenne d'altitude (mean absolute elevation difference) ΔZ avec la distance (lag distance) pour les états initial (IN) et final (FI). ΔX est la distance dans la direction du travail du sol, ΔY est la distance dans la direction orthogonale.

Tableau 2-16: Valeurs des indices LD et LS sur les placettes « harrowed plot » et « seedbed plot ». La direction X (respec. Y) est la direction parallèle (respec. perpendiculaire) au travail du sol.

		HARROWED (H)				SEEDBED (S)			
		ROW (X)		COL (Y)		ROW (X)		COL (Y)	
		LD	LS	LD	LS	LD	LS	LD	LS
Rain1	BE	12.13	1.31	61.10	0.72	10.29	1.16	9.98	0.91
	AF	11.96	1.30	59.33	0.75	8.95	1.16	9.23	0.81
Rain2	BE	11.16	1.27	58.44	0.70	9.16	1.01	9.08	0.97
	AF	12.12	2.12	63.56	0.81	8.46	0.86	8.28	0.63
Rain3	BE	11.12	2.12	56.08	0.81	8.48	0.80	8.57	0.74
	AF	10.83	1.20	52.62	0.74	12.20	3.11	12.89	3.51
	FI	9.95	1.00	51.09	0.64	8.01	0.72	7.38	0.65
rapport = IN/FI		0.82	0.76	0.90	0.88	0.78	0.62	0.74	0.71

Une autre considération était la longueur des segments. Après analyse d'une partie du variogramme, nous avons observé que la portée des variogrammes était inférieure à 15 cm dans tous les cas. Ainsi nous avons décidé de prendre des segments de 15 cm pour calculer ces paramètres. La distance maximale est donc de 150 mm, le pas de calcul étant de 1 mm. Un segment individuel est choisi aléatoirement dans une ligne ou une colonne donnée. Le variogramme du premier ordre est calculé et les indices *LD* et *LS* sont estimés. Ceci est répété 200 fois. Enfin les moyennes par ligne et par colonne ont été calculées (Tableau 2-16).

La Figure 2-41 montre les variations expérimentales et théoriques de ΔZ avec la distance pour les états initiaux et finaux pour les deux placettes et les 2 directions. Il y a un bon accord entre les données expérimentales et l'expression théorique. La valeur de la portée est également inférieure à 150 mm. Les valeurs estimées sur les lignes et les colonnes sont identiques pour la placette « seedbed plot », ce qui est en accord avec l'isotropie de la rugosité. Ceci n'est pas valable pour la placette « harrowed plot », où le variogramme du 1^{er} ordre calculé dans la direction parallèle au travail du sol (X) est inférieur à celui calculé dans la direction orthogonale (Y). Quel que soit la direction considérée et le type de travail du sol, on observe un aplatissement du variogramme du 1^{er} ordre entre l'état initial et l'état final, ce qui correspond à une diminution de la rugosité et est conforme aux données précédentes.

Les valeurs numériques des indices *LD* et *LS* sont présentées dans le Tableau 2-16 pour les deux placettes et pour l'ensemble des simulations des pluies. Il est attendu que les valeurs de *LD* et *LS* diminuent avec les pluies reçues, du fait de la diminution de l'amplitude de la rugosité et du lissage de la surface du sol. Ceci est globalement le cas, sauf pour certains MNTs qui sont issus des MNTs mal reconstitués (S3_AF, H1_AF, H2_AF). Une fois enlevés les 3 MNTs de mauvaise qualité, on observe que l'évolution de *LD* est régulière : la décroissance est monotone sur les deux placettes et quelle que soit la direction de calcul. Cela n'est pas le cas pour *LS* dont l'évolution est plus bruitée. Ces résultats confirment le travail de Bertuzzi et al. (1990).

Comme conclusion, il est possible d'obtenir facilement des valeurs de *LD* et de *LS* dans une direction quelconque de l'espace à partir de l'extraction de profils issus des MNTs obtenus par la photogrammétrie.

4.3.4.6 Conclusion partielle

En comparant les résultats 1D et 2D on peut conclure que :

- Les indices *RR_cr* obtenus en 1D et en 2D sont très semblables ;
- Pour *LD* les valeurs obtenues en 2D sont plus inférieures à celles obtenues en 1D. Elles sont dans la gamme 51-61 vs 60-75 pour la placette « harrowed plot », et dans la gamme 8-10.3 vs 9-13 pour la placette « seeded plot ». De toutes façons avec les données 3D on peut obtenir les données suivant différentes directions.

4.4 Conclusion

La microtopographie du sol est l'un des principaux facteurs dans de nombreux processus hydrologiques. Les développements récents dans des techniques de mesure de rugosité ont maintenant permis l'acquisition des données d'altitude avec une précision infra-millimétrique.

Cette étude s'est concentrée sur les changements de la microtopographie de surface du sol à cause de la pluie en utilisant une technique stéréophotographique ou photogrammétrique. Tout d'abord, j'ai examiné la capacité des données photogrammétriques à refléter les changements de rugosité du sol pendant les pluies. Cette étude a été conduite en calculant plusieurs indices statistiques de rugosité et en les comparant avec ceux directement issus de données obtenues par un profilomètre laser, qui est considérée comme une méthode de référence. Pour cela, nous avons extraits des MNTs obtenus par photogrammétrie les profils scannés par le laser. Nous avons préféré faire cette étude sur les indices plutôt que sur les données brutes d'altitudes pour les raisons suivantes :

- Par construction, le MNT issu de la stéréophotographie est obtenu le long d'une grille irrégulière, alors que pour le laser l'acquisition se fait le long d'un transect avec un pas régulier de 1 mm. Il est donc nécessaire d'interpoler les données stéréo pour obtenir un MNT au pas régulier de 1 mm. Dans ce cas, la méthode d'interpolation peut avoir une influence et les données comparées ne sont plus les données brutes en ce qui concerne la stéréo ;
- Les repères d'espace dans lesquels sont acquis les données sont différents selon les méthodes : il faut donc opérer un changement de repère (pour les données stéréo), ce qui introduit là aussi une transformation des données brutes ;
- Il est très difficile de garantir que le profil extrait des MNTs soit exactement le

profil obtenu par laser, et non pas un profil très proche. Le spot laser a un diamètre d'environ 2 mm, et le MNT est obtenu au pas de 1 mm, ce qui introduit une première source d'erreurs. L'extraction proprement dite se fait là aussi avec une incertitude estimée au mieux à + ou - un pixel, d'où une deuxième source d'erreurs ;

- Enfin, de nombreuses relations empiriques ont été développées dans la littérature à partir d'indices de rugosité, soit pour les relier entre eux, soit pour calculer de nouveaux paramètres d'intérêt telles que la MDS qui est reliée à la rugosité aléatoire RR (Onstad et al. 1986 ; Kamphorst et al. 2000), ou le coefficient de rétrodiffusion dans le cas de la télédétection radar (Zribi et al. 2000). Il était donc important de savoir si les indices calculés à partir des MNTs obtenus par stéréo sont comparables aux indices 1D utilisés dans ces relations empiriques.

Ensuite des évolutions de la rugosité ont été étudiées après 3 pluies successives en analysant les MNTs obtenus par la technique stéréo.

Dans la première partie de ce travail, cinq indices de rugosité, ainsi que l'analyse des variogrammes, ont été utilisés. La photogrammétrie peut refléter la forme générale de la surface et des agrégats du sol, mais elle produit une surface plus lisse que la technique de laser. Pour cette raison, les indices de rugosité calculés en utilisant cette méthode étaient généralement inférieurs à ceux calculés avec la technique de laser. Les différentes rugosités de la surface du sol pour les deux placettes (« seedbed plot » et « harrowed plot ») peuvent être détectées par les deux méthodes. Et bien que la photogrammétrie ait généré une surface plus lisse, l'évolution de la rugosité est clairement mise en évidence avec cette technique : la sensibilité de la méthode stéréo est donc suffisante. L'étendue des changements de rugosité estimée par la méthode laser est plus importante en valeur absolue que par la méthode stéréo. En valeur relative cependant, les évolutions sont similaires pour les deux méthodes. **Ainsi, la méthode stéréophotographique peut être utilisée pour le suivi de plusieurs indices de rugosité du sol, mais les valeurs obtenues sont généralement différentes des valeurs obtenues par un rugosimètre laser dit « de référence ».** Nous avons également étudié la sensibilité des différents indices. Tous les indices de rugosité peuvent détecter des changements de microtopographie due aux précipitations. L'indice de rugosité aléatoire RR devrait cependant être calculé après l'élimination de 20 % des données (10% des données supérieures et 10% des données inférieures), et après correction de l'effet de la pente (notation : RR_cr). L'indice *LD* de Linden & Van-Doren (1986) calculé par la photogrammétrie était très semblable à celui calculé par la méthode laser. Il a montré de plus une forte sensibilité à la pluie. Nous pensons donc que cet indice est très intéressant.

La deuxième partie de cette étude s'est ainsi concentrée sur l'emploi des MNTs (données 3D) obtenus par la stéréo. En effet, la méthode laser (avec notre laser) prend beaucoup de temps et nécessite un étalonnage fastidieux. Même si les rugosimètres laser

récemment développés sont beaucoup plus rapides et permettent de scanner une surface et non plus seulement un profil, ils restent d'un emploi délicat et ils sont particulièrement adaptés à une utilisation en laboratoire où les conditions d'éclairage en particulier peuvent être très bien contrôlées. Là aussi, nous avons montré que l'indice *RR_cr* donne une réponse plus fiable à la simulation de pluie que les autres variantes de l'indice de rugosité aléatoire. On observe également qu'il y a une corrélation linéaire entre l'indice *RR_cr* et la pluie cumulée. Les indices spatiaux *LD* et *LS* ont une signification plus physique et *LD* montre également une sensibilité plus importante par rapport aux changements de surface dus aux pluies.

Cette étude des MNTs a également montré que la mise en œuvre de la stéréophotographie doit être soigneuse et qu'elle est sensible à différents paramètres non contrôlables :

- Une étude préliminaire doit être réalisée pour déterminer les caractéristiques des appareils-photo (paramètres intrinsèques) et les conditions optimales de prise de vue (voir chapitre précédent) ;
- La qualité des MNTs reconstitués est très sensible à l'étalonnage : après chaque mouvement ou déplacement du système d'appareils-photo ou du support, le système stéréo doit être calibré de nouveau ;
- Le système stéréo d'appareil-photo doit rester rigide tout au long de l'expérimentation. En particulier, le support doit être rigide et stable et les conditions atmosphériques sont importantes, en particulier la présence de vent. En effet, le vent peut induire des mouvements du système d'appareils-photo et donc une modification des paramètres d'étalonnages (paramètres extrinsèques) ;
- La technique de reconstruction 3D est basée sur un algorithme de mise en correspondance (appariement), et sur un critère de similarité entre voisinages de pixels candidats. La taille de la fenêtre de corrélation joue un rôle très important sur la qualité du MNT, comme cela a déjà été souligné par Taconet et Ciarletti (2007) (cf. *Annexe* 6, Figure 1).

Cependant, malgré ces nécessaires précautions de mise en œuvre, le système stéréophotographique est très souple :

- Le calibrage peut se faire in situ rapidement (quelques minutes) ;
- Le processus d'acquisition des images est instantané et peut être réalisé sous la pluie ;
- des photos multiples peuvent être enregistrées facilement et rapidement pendant l'expérience, fournissant des informations additionnelles sur le processus d'écoulement/érosion ;
- Les données obtenues sont des MNTs, donc des données 3D beaucoup plus

riches d'informations sur la « micro-géomorphologie » du sol que des seules données obtenues sur des transects.

Cette étude prouve que la photogrammétrie peut maintenant être employée comme une méthode standard pour le suivi de la rugosité de surface du sol. Cette méthode devrait être employée intensivement dans la condition réelle au champ dans les diverses conditions pédoclimatique. La taille de la placette de mesures peut facilement être changée entre 1 m² au 4 m² en changeant la hauteur des caméras. Les données 3D ont un grand intérêt pour des études hydrologiques, par exemple pour la validation du dispositif de télédétection radar (Zribi et al, 2000) ou pour le calcul de la capacité de stockage dans les dépressions, ce qui constitue le chapitre suivant.

- 5 *Développement d'une méthodologie permettant de mesurer la valeur de la détention superficielle et son évolution au cours d'une pluie par une méthode de type photogrammétrique*

Résumé

Le stockage d'eau dans le microrelief (les dépressions) peut être un élément important sur la genèse du ruissellement et a également une influence importante sur l'infiltration. Au cours des dernières décennies, plusieurs méthodes ont été développées pour déterminer la détention superficielle maximale (DSM). Jusqu'à présent il n'existe aucune étude visant à la détermination de la détention superficielle (DS) au cours d'une pluie, ce qui est l'objectif de cette étude. Une méthodologie a été développée et validée pour le suivi de la détention superficielle et sa quantification (surface et volume) au cours de la pluie.

Trois bases de données ont été utilisées dont deux expériences au laboratoire et une expérience dans un champ en conditions réelles. Avant et après chaque simulation de pluie, des modèles numériques de terrain (MNT) de la surface du sol ont été obtenus en utilisant un dispositif photogrammétrique (PM). Pour les expériences de laboratoire, un rugosimètre laser a également été utilisé et a été considéré comme la méthode de référence. Cependant, au cours des pluies, le suivi de l'évolution de la DS n'est pas possible avec le laser.

Les résultats ont montré que l'utilisation de la seule PM n'est pas suffisante pour détecter l'évolution de DS au cours de la pluie. Nous avons alors proposé une méthode combinant PM avec des techniques de traitements et d'analyse d'images qui ont permis la visualisation de l'emplacement et de la topologie des flaques d'eau.

Après rectification des images, les coordonnées de contours des flaques et leurs surfaces au miroir ont été obtenues pour chaque dépression. Le volume de stockage de l'eau a été déterminé en croisant les contours des flaques d'eau, obtenus par traitement d'images, avec le MNT obtenu (par PM ou par laser).

Différents facteurs comme la hauteur moyenne de l'eau dans les dépressions, le volume et la superficie de l'eau ont été utilisés pour comparer les deux méthodes d'obtention du MNT, méthodes PM et laser. Les résultats montrent une bonne correspondance entre les deux méthodes ce qui confirme la précision des MNTs obtenus par PM. La seule difficulté est l'acquisition des contours de l'eau qui nécessite une bonne compréhension des techniques de traitements et d'analyses d'images.

Cette méthode peut aider à obtenir des informations utiles sur l'évolution de la DS au cours de la pluie, sur les mécanismes de générations du ruissellement et sur le couplage infiltration-ruissellement en présence d'états de surfaces hétérogènes.

Cette partie a été soumise comme article dans *Journal of Hydrology* (*Annexe 7*).

5.1 Introduction

La génération de l'écoulement de surface, l'érosion et la vitesse d'infiltration peuvent être affectées par la microtopographie du sol, que l'on peut désigner sous le terme de rugosité du sol (Helming et al., 1998 ; Monteith, 1974).

La détention superficielle (DS) et la détention superficielle maximale (DSM) dépendent ainsi de la microtopographie qui présente des changements spatiaux et temporels dus à différents facteurs tels que la pluie, le travail du sol et la couverture des cultures (Eltz & Norton, 1997). La DSM est un facteur de première importance en hydrologie : Moore & Larson (1979) ont signalé des valeurs qui sont dans la gamme de 5 à 27 mm pour différentes surfaces labourées avec une pente nulle, ces valeurs étant inférieures à 8 mm pour une surface non-labourée. Elle peut commander la génération du ruissellement particulièrement à petite échelle (m^2). A cette échelle, où le mécanisme prédominant de la formation du ruissellement est Hortonien (écoulement de surface par refus à l'infiltration), la genèse de l'écoulement superficiel est directement commandée par la rugosité du sol. En effet la DS ou la DSM agissent sur le stockage de l'eau dans les dépressions et également sur la vitesse de l'infiltration par accroissement du gradient hydraulique dans un premier temps.

Dans les modèles d'érosion, la genèse du ruissellement a été habituellement considérée après remplissage complet de la DSM. Ainsi, la DSM est un des paramètres du modèle WEPP et est calculée par la fonction dérivé par Onstad (1984) (Stone et al., 1995) et peut affecter le ruissellement d'une manière considérable (De Jong van Lier et al., 2005). Dans la nouvelle version du modèle LISEM (Jetten, 2002) la DSM a été également employée et elle est calculée à partir des relations obtenues par (Kamphorst et al., 2000). Cependant, à l'échelle locale, le ruissellement peut également se produire en même temps que le remplissage des dépressions (Darboux, 1999 ; Huang & Bradford, 1990 ; Kamphorst, 2000 ; Moore & Larson, 1979 ; Onstad, 1984). Pour cette raison bien que le concept de DSM soit largement répandu pour les modèles hydrologiques (Jetten et al., 1996), il n'est pas approprié pour la prédiction précise du ruissellement à l'échelle locale.

Linsley et al. (1947) et Moore & Larson(1979) ont présenté trois étapes dans le remplissage des dépressions dues à l'hétérogénéité spatiale de la microtopographie : (i) tout excès d'eau sert à remplir les dépressions et il n'y a pas de ruissellement ; (ii) certaines dépressions débordent, tandis que d'autres continuent de se remplir. On peut donc observer un phénomène de ruissellement à certains endroits, mais de façon très

localisée ; et **(iii)** la détention superficielle maximale est atteinte et toute la surface contribue au ruissellement. Sneddon & Chapman (1989) ont montré que le point de sortie d'une dépression est non seulement dépendante au volume de la dépression mais également de la superficie drainée.

Un des aspects importants de l'effet des dépressions sur la vitesse d'infiltration peut être expliqué par la hauteur de l'eau stockée dans les dépressions. Fox et al. (1998a) ont comparé deux profondeurs d'eau (0.5 cm et 4.0 cm) dans une simple dépression et ils ont prouvé que la vitesse d'infiltration augmente avec l'augmentation de la profondeur. Fox et al. (1998b) ont conclu que lorsque l'état de surface du sol est hétérogène, l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie peut être due d'une part à un accroissement du gradient hydraulique du fait de la charge appliquée à la surface du sol dans les bas des dépressions de faible infiltrabilité, mais d'autre part à des changements de conditions limites (passage d'une condition de flux à une condition de charge nulle ou légèrement positive) sur les parois des dépressions de plus forte infiltrabilité. Enfin, l'infiltration totale sera également modifiée du fait de la réinfiltration après l'arrêt de la pluie de l'eau stockée dans les dépressions. Le concept de DSM ne permet pas de décrire précisément ces 3 phénomènes, et il est important de suivre l'évolution des flaques au cours des pluies afin de mieux comprendre la genèse du ruissellement et de hiérarchiser les différents facteurs influençant le partage infiltration/ruissellement. Jusqu'ici il n'y a aucune méthode pour mesurer le stockage de l'eau in situ. Seul le paramètre DSM peut être obtenu à partir de différentes méthodes.

Les différentes méthodes de calcul de la DSM peuvent être divisées en deux groupes principaux:

- (i) Méthodes directes : la détention peut être directement mesurée en ajoutant l'eau dans les dépressions du sol. Dans cette méthode, il est nécessaire de disposer soit d'un sol rendu imperméable, soit d'une reproduction étanche de la surface du sol. L'imperméabilisation peut être obtenue en ajoutant du bitume (Langford & Turner, 1972), de la résine de polyester (Gayle & Skaggs, 1978), du plastique (Mwendera & Feyen, 1992) ou du plâtre (Garcia-Sanchez L., 1997). Kamphorst & Duval (2001) ont créé une bonne reproduction imperméable d'une surface de sol en polyester, en utilisant un moule de silicone.
- (ii) Méthodes indirectes : la DSM peut être obtenue soit par des relations statistiques entre la DSM et différents indice de rugosité facilement mesurables (Hansen et al., 1999) et parfois avec d'autres facteurs complémentaires tels que la pente de la surface (Kamphorst et al., 2000; Onstad, 1984), soit par des algorithmes de remplissage des modèles numériques de terrain (MNTs) qui représentent la microtopographie du sol (Mitchell & Jones, 1976; Moore & Larson, 1979;

Onstad, 1984; Planchon & Darboux, 2001; Ullah & Dickinson, 1979). Jenson & Domingue (1988) ont proposé un algorithme de remplissage qui simule le remplissage des dépressions qui est couramment employé. Tous les algorithmes de remplissage-dépression sont basés sur deux étapes successives (Planchon & Darboux, 2001) : 1) identifier des minimum locaux dans le microrelief du sol, et 2) remplir les dépressions à partir du fond jusqu'à la surverse en explorant le voisinage de chaque minimum pour trouver leurs sorties. Planchon & Darboux (2001) ont également proposé un algorithme de vidange plutôt qu'un algorithme de remplissage. Ils ont remarqué que cet algorithme fonctionne plus rapidement et est plus approprié pour étudier la microtopographie du sol.

Les méthodes directes peuvent rencontrer certaines difficultés comme cela a été souligné par Garcia-Sanchez (1997). Dans son travail, les surfaces imprégnées ont tendance à craquer lors du séchage ou lors de la mise en contact avec de l'eau.

Actuellement l'utilisation d'un MNT est admise comme la méthode standard de détermination de la DSM. Kamphorst & Duval (2001) ont conclu dans leur travail que l'algorithme de remplissage donne une valeur acceptable.

Ces algorithmes se basent sur le MNT de la surface du sol. Il est donc nécessaire de disposer d'une méthode fiable et précise pour obtenir les données d'altitude de la surface du sol avec une haute résolution.

La photogrammétrie (Jester & Klik, 2005; Mirzaei et al., in press ; Rieke-Zapp & Nearing, 2005; Taconet & Ciarletti, 2007) et les méthodes basées sur un rugosimètre laser (Abedini et al., 2006; Darboux et al., 2001; Darboux & Huang, 2003; Kamphorst et al., 2005) ont été récemment appliquées pour obtenir des MNTs à haute résolution de la surface du sol. Par haute résolution, on entend un pas spatial de 1 à 2 mm, une résolution verticale infra-millimétrique sur des surfaces de l'ordre de 1 m². En considérant les limitations et les inconvénients de l'utilisation des rugosimètres laser, malgré leur précision importante, la photogrammétrie a pu être vue comme une alternative plus pratique et plus flexible lors d'utilisation au champ, particulièrement en présence de pluie (Mirzaei et al., 2008b).

Nos objectifs dans cette étude sont de développer et de valider (par comparaison avec un rugosimètre laser vue comme la méthode de référence) une méthodologie pour le suivi du stockage de l'eau à la surface du sol, de son évolution pendant la pluie et de sa quantification. Cette méthodologie repose sur la photogrammétrie pour l'obtention des MNTs.

5.2 Matériel et méthodes

5.2.1 Bases de données

Deux techniques ont été utilisées pour obtenir des données d'altitude de la surface du sol : rugosimètre laser (LS) et photogrammétrie (PGM). Les deux méthodes produisent des données avec une haute résolution. Les données d'altitudes ont été obtenues avant et après l'apport d'eau à la surface du sol, et également pendant la pluie apportée en utilisant PGM.

Trois expériences ont été exécutées dans différentes conditions de complexité croissante : (i) utilisation d'une maquette essentiellement 1D représentant une simple surface ondulée avec des dépressions de dimensions connues, (ii) utilisation de deux surfaces moulées représentatives d'un lit de semence non dégradé et fortement dégradé avec une rugosité aléatoire isotrope, (iii) une expérimentation additionnelle en condition *in situ* avec une rugosité hétérogène. Dans ce dernier cas, seule la PGM a été utilisée et nous n'avons pas obtenu de MNT avec un rugosimètre laser.

La première expérience a été faite sur la surface nommée *maquette-a* (Figure 2-42-a) à l'INRA d'Orléans avec un sol argileux (sol de Villamblain). Cette maquette a été initialement utilisée pour obtenir des données nécessaires pour valider un modèle d'infiltration-ruissellement en 2 dimensions (Mirzaei et al., 2008a), voir la partie 2 chapitre 9 pour plus d'information. Une maquette (longueur = 50 cm, largeur = 10cm, hauteur = 20 cm) avec une surface ondulée a été construite. La surface ondulée a été formée en utilisant un gabarit en bois de façon à créer 3 dépressions successives de profondeurs croissantes (0.2 à 2.5 cm) de l'amont à l'aval. L'acquisition des données de microtopographie du sol a été réalisée par un rugosimètre à nappe laser à grande vitesse décrit par Darboux & Huang (2003) et par la stéréophotographie décrite dans les chapitres précédents, voir aussi Mirzaei et al. (2008c) et Mirzaei & Ruy (2008). La pluie a été simulée à l'aide d'un simulateur de pluie décrit par Le Bissonnais et al (online publication) avec une intensité de 52 mmh^{-1} pendant environ 80 minutes jusqu'à arriver à une condition de ruissellement constant.

La deuxième expérience a été conduite sur deux surfaces reconstituées et imperméables qui ont été déjà employées par Kamphorst & Duval (2001). Les deux surfaces ont différé dans la rugosité et sont appelées *maquette-rugueuse* et *maquette-lisse* (Figure 2-42-b). Des données de laser ont été obtenues par Kamphorst & Duval (2001) et les données de photogrammétrie ont été faites à l'INRA d'Avignon. L'eau a été apportée manuellement avec un récipient de façon successive, de façon à contrôler la quantité d'eau.

La troisième acquisition de données a été effectuée dans un site expérimental situé sur le domaine expérimental de l'INRA d'Avignon. Le site était cultivé avec du blé. Le sol a été classifié comme Calcolsol d'origine alluviale. Après une récolte manuelle du blé,

le travail du sol a consisté en un labour d'une charrue à soc, suivi du passage d'une herse rotative couplée à un rouleau permettant un léger compactage du sol. Nous avons ainsi obtenu une surface plus ou moins lisse du sol qui représente un lit de semences. Une trace de roue d'un tracteur a été incorporée au milieu de la placette, dénommée placette *au champ* (Figure 2-42-c). La pluie a été appliquée avec un petit simulateur de pluie (Bogner et al., 2008). La pluie était sous la forme de fines gouttelettes : l'énergie cinétique de la pluie apportée était très faible, ce qui, couplé avec la stabilité structurale du sol étudié, a permis de ne pas modifier de façon importante l'état de surface de la placette au cours des simulations de pluie.

Les différentes surfaces étudiées ainsi que l'ensemble des données expérimentales sont présentés dans la Figure 2-42 et dans le Tableau 2-17 respectivement.



Figure 2-42: Photos des différentes surfaces étudiées. a) *maquette-a* (en haut à gauche) ; b) les surfaces reconstruites *maquette-lisse* (en bas à gauche) et *maquette-rugueuse* (en bas à droite) ; c) placette *au champ* (en haut à droite)

Tableau 2-17: Ensemble des données utilisé pour cette étude

N° de l'expérience	Nom	Dimensions (cm)	Résolution (mm)		Résolution utilisée pour l'utilisation des MNTs (mm)
			Laser	PGM	
a	Maquette a	10*50	0.5	0.2-0.4	0.5
b-1	Maquette-lisse	50*50	2	0.5-0.7	2
b-2	Maquette-rugueuse	50*50	2	0.5-0.7	2
c	Au champ	100*100	***	0.5-0.7	0.6

*** le rugosimètre laser n'a pas été utilisé dans cette expérimentation.

5.2.2 Système de photogrammétrie

Le système de caméras a été présenté dans les chapitres précédents.

Tout d'abord avant chaque simulation de pluie, le système de photogrammétrie a été calibré en prenant plus de 20 photos de la mire dans différentes positions. Ce calibrage a également été effectué après simulation de pluie et disparition des flaques. Les paramètres ainsi calibrés ont été employés pour obtenir des MNTs pour les conditions initiale et finale. Pour la *maquette-lisse* et la *maquette-rugueuse*, un seul procédé de calibrage a été réalisé car la surface est en polyester et donc elle est stable et rigide et ne subit aucun changement sous l'action de l'eau.

Des photos ont obtenues à différents instants pendant la simulation de la pluie sur les surfaces *maquette-a* et *au champ*. Ceci nous a permis de suivre l'accumulation de l'eau dans les dépressions au cours du temps. Les paramètres de calibrage pour les photos intermédiaires (pendant la pluie) ont été obtenus dans deux conditions différentes. Pour la *maquette-a*, nous avons été obligés de basculer le mât du support stéréo parce que le simulateur de pluie était situé au-dessus du système de caméras, qui aurait alors intercepté la pluie. Le temps nécessaire pour basculer le mât à l'aplomb de la maquette, prendre une photo et re-basculer le mât en arrière était de plusieurs secondes (environ 10 s), temps durant lequel la simulation de pluie était arrêtée. Pour cette expérience, du fait de la rigidité de notre support stéréo, nous avons supposé que les paramètres de calibrage qui avaient été obtenus soit avant soit après la simulation de pluie pouvaient être employés pour la reconstruction de MNT en utilisant les photos intermédiaires. Pour les autres expériences, l'axe de l'appui a été laissé fixe, soit parce que l'eau était apportée manuellement avec un récipient (surfaces *maquette-lisse* et *maquette-rugueuse*), soit parce que le simulateur de pluie était situé sous le système de caméra (surface *au champ*). Dans ce cas, nous pouvions utiliser indifféremment les paramètres de calibrage obtenus avant ou après la pluie.

5.2.3 Algorithme et procédé informatique

Deux méthodes ont été considérées pour calculer le stockage de l'eau dans les dépressions de la surface du sol :

1) **Photogrammétrie** : en obtenant le MNT apparent directement à partir des images intermédiaires. Nous avons supposé que les flaques d'eau étaient suffisamment opaques et « texturées » pour pouvoir être reconnues par l'algorithme de PGM. La détention superficielle peut alors être calculée en soustrayant le MNT initial (sol seul) du MNT apparent (sol+surfaces des flaques)

2) **Combinaison de photogrammétrie avec le traitement d'image:**

Dans ce procédé, on utilise le dispositif stéréo simplement pour obtenir le MNT du sol. Au cours de la pluie, nous utilisons une seule des deux photos (de façon indifférenciée, la photo prise par la caméra gauche ou par la caméra droite). Cette photo est alors traitée par un algorithme approprié pour retrouver les contours des flaques individuelles. Après orientation de cette photo dans le repère utilisé pour l'obtention du MNT du sol, les contours sont reportés sur ce MNT, et la détection superficielle est obtenue en soustrayant le MNT du sol à un MNT apparent obtenu en ajustant un plan horizontal aux contours des flaques. L'algorithme est expliqué ci-dessous, ainsi que sur les Figure 2-43 et Figure 2-44 :

1. Calibrage des appareils-photo ;
2. Reconstruction du MNT du sol ;

Pendant la pluie :

3. Séparation des flaques et des surfaces de sol émergées, en utilisant des algorithmes de traitement d'image (différents filtres pour une analyse de la texture) ;
4. Détermination des bordures des flaques d'eau et des dépressions ;
5. Obtention des coordonnées des contours et aussi de la surface au miroir pour chacune des flaques d'eau fermées ;
6. Croisement des contours des flaques avec le MNT produit dans PGM ;
7. Obtention de l'altitude moyenne du contour de chaque flaque fermée à partir du MNT du sol. Pour le calcul de cette moyenne les 10% des données supérieures et les 10% inférieures sont éliminées, pour éviter un biais dû à la présence de outliers ;
8. On suppose que chaque la surface de chaque flaque individuelle est horizontale : on détermine donc une altitude moyenne (notée Dep-H) de la surface de l'eau pour chaque flaque nommée ;
9. Intersection pour chaque flaque individuelle de la surface horizontale de la flaque avec le MNT du sol. Pour chaque pixel situé à la surface de la flaque, on peut donc calculer la profondeur de la flaque au droit de ce pixel : pour chaque flaque, on obtient donc la carte des altitudes du fond de la flaque, nommée POLY-DEM en raison de la forme polygonale des flaques ;
10. La quantité de stockage de l'eau ou DS (appelé WSD-DEM) est calculée en soustrayant Dep-H et POLY-DEM.

Le MNT du sol peut être obtenu par PGM ou par un rugosimètre laser. Lorsque l'on utilise la PGM, toutes les étapes (1 à 10) peuvent être réalisées dans le logiciel Halcon (MVTec, 2006a), logiciel que nous avons utilisé. Cependant, pour des raisons pratiques, les étapes 1 à 5 ont été faites dans le logiciel Halcon, et les étapes 6 à 10 ont été réalisées dans un logiciel de SIG, à savoir le logiciel ILWIS (voir Figure 2-44).

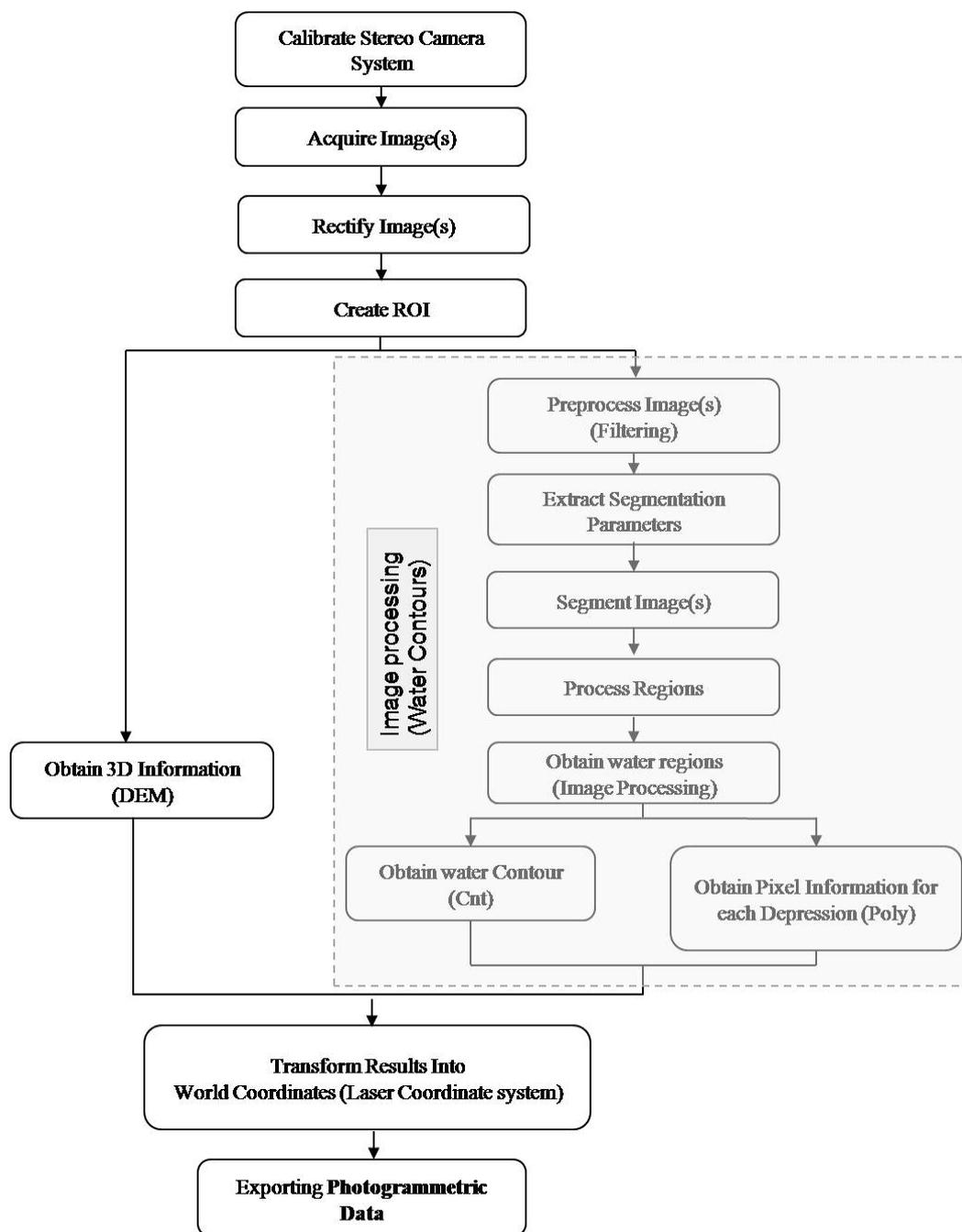


Figure 2-43: Organigramme pour obtenir les données photogrammétrique et les coordonnées des régions d'eau. ROI : les régions d'intérêt. La partie grise montre l'organigramme du traitement de l'image pour déterminer les flaques.

La taille du pixel est un facteur important qui affecte les résultats obtenus pour les caractéristiques du sol (Kamphorst et al., 2000 ; Abedini et al., 2006). Donc pour comparer la méthode laser et le PGM, une taille commune de pixel a été employée. Nous avons choisi d'utiliser comme résolution spatiale la résolution obtenue par la méthode laser, qui est généralement moins fine que la résolution obtenue par PGM (Tableau 2-17).

Les données de sortie du logiciel de Halcon étaient également le long d'une grille irrégulière. Ainsi nous avons fait une interpolation entre les données pour obtenir un MNT avec une grille régulière. Différentes méthodes d'interpolation sont disponibles dans n'importe quel logiciel de SIG. Nous avons choisi l'interpolation par moyenne mobile qui a été effectuée sous le logiciel de ILWIS. Cette étape d'interpolation est le processus le plus chronophage de notre algorithme.

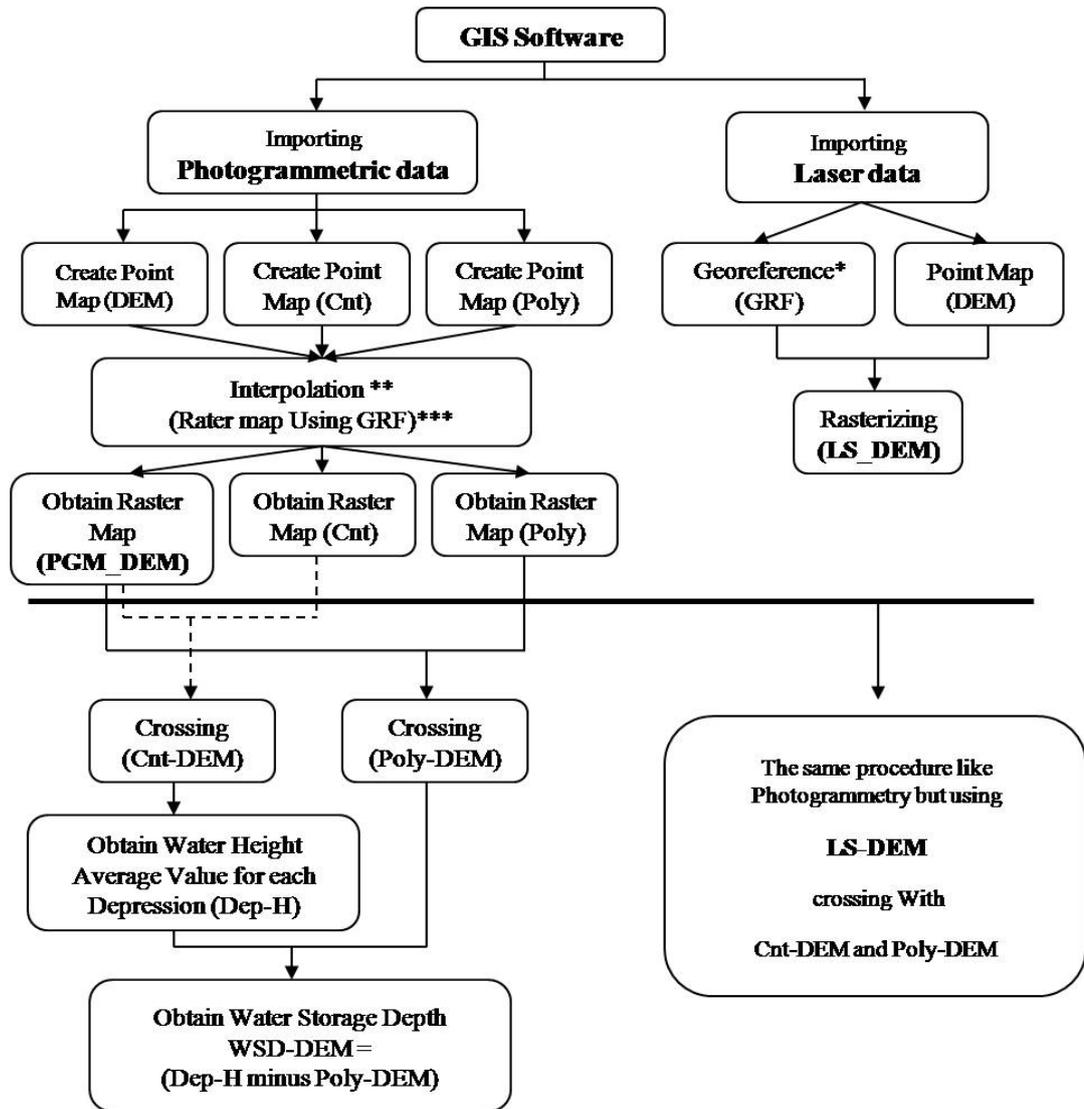


Figure 2-44: Algorithme pour obtenir la profondeur d'eau dans chaque flaque,

* Un géoréférence définit la relation entre les lignes et les colonnes d'une carte raster et les coordonnées-XY. La position des pixels dans une carte raster est donc définie par une géoréférence. On conseille que les cartes raster du même secteur emploient le même géoréférence.

** La taille des pixels était toujours égale à celles des données laser

***La géoréférence utilisée est identique à celle employée pour les données LS ou PGM.

5.2.4 Traitement d'image pour l'identification des flaques d'eau

Quelques termes techniques de traitement d'image utilisés dans cette étude sont définis dans la suite :

Image rectifiée : une image rectifiée est une image qui ne présente plus de distorsion ni aucune déformation de perspective.

Classification supervisée : les algorithmes de classification permettent d'identifier (de classifier) dans une image des zones homogènes par rapport à un certain critère. Ce critère et les algorithmes permettant de le calculer est appelé « classificateur ». La classification est dite supervisée lorsque l'opérateur « entraîne » le classificateur à identifier les différentes zones d'intérêt dans l'image. Concrètement, l'utilisateur doit identifier visuellement certaines zones homogènes et les indiquer au classificateur. Dans notre cas, il s'agit d'identifier des zones recouvertes d'eau (les flaques) et des zones où le sol émerge. Pour obtenir les flaques d'eau nous avons employé plusieurs échantillons pour les régions recouvertes d'eau et les régions de sol émergeant séparément. Le classificateur qui a été entraîné sur ces échantillons peut être utilisé ensuite sur l'ensemble de l'image de façon automatisée.

Filtres de texture : ce sont des filtres qui sont employés pour faire une analyse de texture, c'est à dire qu'ils sont utiles pour séparer des zones de l'image présentant localement des textures différentes. Nous avons utilisés deux types de filtres dans notre étude : le filtre *fuzzy-entropy*, et les filtres de Laws (Laws, 1980 ; MVTEC, 2006b)

Filtres de Laws nommés **texture-laws** : ces filtres ou masques sont appliqués séquentiellement selon les lignes puis les colonnes de l'image à analyser. Concrètement, cela revient à remplacer la valeur du pixel par une combinaison linéaire des valeurs des pixels voisins situés sur la même ligne ou la même colonne. Laws a défini 5 masques typiques, l'identifiant étant constitué d'une lettre (L pour « level » [niveau], S pour « spot » [point], E pour « edge » [bordure], W pour « wave » [vague] et R pour « ripple » [ondulation]) suivi d'un chiffre (3, 5, 7) qui représente la longueur du masque en pixels. Ainsi un filtre de Law nommé E5S5 consiste à appliquer sur les lignes un filtre de longueur 5 pixels et dont les valeurs sont celles du masque E, suivi d'une application sur les colonnes d'un filtre de longueur 5 de type S. Les différents masques élémentaires de Law sont, pour la longueur 5 :

$$\begin{aligned}L5 &= [1 \ 4 \ 6 \ 4 \ 1] \\E5 &= [-1 \ -2 \ 0 \ 2 \ 1] \\S5 &= [1 \ 0 \ 2 \ 0 \ 1] \\W5 &= [-1 \ 2 \ 0 \ -2 \ -1] \\R5 &= [1 \ -4 \ 6 \ -4 \ 1]\end{aligned}$$

Après plusieurs essais, nous avons utilisé les masques $E7 = [-1 \ -4 \ -5 \ 0 \ 5 \ 4 \ 1]$ et $S7 = [-1 \ -2 \ 1 \ 4 \ -1 \ 2 \ 1]$ qui semblaient donner les meilleurs résultats. L'image d'entrée est alors convertie en une nouvelle image où la texture supposée (E, L, S, ...) est augmentée et devient plus facilement identifiable.

Fuzzy-entropy: calcule l'entropie d'un ensemble flou. Pour faire ainsi, l'image est considérée comme un ensemble flou. L'entropie est alors une mesure montrant comment une image rapproche une image blanche ou noire.

Médian-séparate : c'est un filtre de lissage qui effectue un lissage non linéaire par voisinage mobile sur l'image d'entrée.

Min-max-grey : c'est un filtre qui détermine la plus petite ou la plus grande valeur de gris (pour une image en niveau de gris, une image couleur doit être convertie en niveau de gris) dans une région donnée de l'image.

Seuillage:c'est un filtre binaire (oui/non) qui teste chaque pixel et détermine si leur valeur est comprise entre une valeur minimale et une valeur maximale. L'image retournée est une image binaire (noir/blanc).

L'algorithme employé pour obtenir les frontières des flaques d'eau (Figure 2-44) peut être récapitulé comme suit en utilisant le logiciel Halcon.

D'abord l'image prise de la surface du sol pendant les précipitations (avec de l'eau dans les dépressions), a été rectifiée en utilisant les paramètres de calibrage obtenus avant ou après la pluie (dépend du MNT du sol utilisé). Selon l'expérience, on a éliminé de 2 à 4 cm de la surface à partir des bordures avant de définir une région d'intérêt (ROI : region of interesting) pour chaque placette. Pour obtenir les bordures des flaques, nous avons testé plusieurs méthodes : classification supervisée (utilisation de l'image couleur multi canal RVB), filtrage ordinaire (type *median-separate* + seuillage) ou analyse de texture suivie de filtrage ordinaire. Les valeurs de seuillage ont été choisies de façon dynamique à partir des histogrammes des images.

Un exemple pour ceci est un histogramme multimodal des valeurs de niveau de gris, chaque mode correspondant à une classe d'objets (voir par exemple Figure 2-55-c-2).

Il peut arriver que le seuillage identifie comme flaques des zones de sol émergé, ce qui correspond à une mauvaise identification. Ceci est particulièrement vrai pour les zones de sol émergé qui se situent à l'ombre (effet d'ombrage du support stéréo par exemple). Il peut être nécessaire d'utiliser des critères additionnels pour séparer les flaques d'eau. Ces critères sont décrits si nécessaires dans les sections suivantes. Chaque image a alors un certain nombre de régions individualisées qui sont considérées comme des flaques fermées. Les coordonnées des contours sont alors acquis pour chaque région

Quelques exemples sont montrés dans les résultats (voir Figure 2-57 et Figure 2-60).

5.3 Résultats et discussion

Récemment les études ont montré que la photogrammétrie peut être employée comme une méthode fiable pour obtenir les caractéristiques de la surface du sol (Jester & Klik, 2005 ; Mirzaei & Ruy, 2008 ; Mirzaei et al., in press ; Taconet & Ciarletti, 2007). Nous avons comparé les méthodes PGM et LS au moyen des deux premières expériences qui seront présentées d'abord, et ensuite le calcul de DS est discuté séparément.

5.3.1 Comparaison entre la méthode laser et la photogrammétrie

5.3.1.1 Maquette-a

Une simulation de pluie a été apportée sur la *maquette-a* en laboratoire avec une intensité de 50 mm/h pendant environ 80 minutes. Les MNTs ont été obtenus avant et après la simulation de pluie en utilisant deux méthodes (LS, PGM) qui sont présentés sur la Figure 2-45. Visuellement les deux méthodes ont une bonne concordance. Pour une comparaison plus quantitative, des fréquences cumulées d'altitude ont été tracées sur la Figure 2-46: elles s'avèrent très semblables. Après la pluie et à cause de l'impact des gouttes de pluie (qui peut briser les agrégats et disperser les particules de sol), de l'érosion et du transport d'agrégats, les altitudes des dépressions ont été diminuées et la forme des dépressions a été changée (Figure 2-45), ceci est vrai en particulier pour la troisième dépression (partie noire). Après la pluie les fréquences d'altitude des petites altitudes (qui montrent habituellement une dépression) ont été diminuées, ce qui pourrait être attribué au remplissage des dépressions par le dépôt de sédiments. On peut également voir une légère diminution des fréquences pour les grandes altitudes, ce qui peut être attribué à l'érosion pour les monticules ce qui est en accord avec d'autres observations (Courault et al., 1993; Fox et al., 1998b; Onstad et al., 1984).

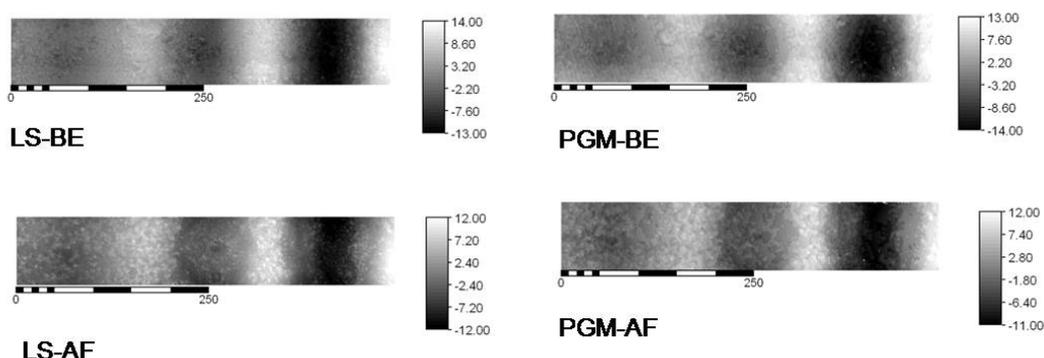


Figure 2-45: MNTs du sol avant (BE) et après la simulation de pluie (AF), par la photogrammétrie (PGM) et la méthode laser (LS), l'échelle verticale (millimètre) représente l'altitude au-dessus et au-dessous d'un plan horizontal moyen. Les échelles sont en mm.

La DSM a été calculée en utilisant l'algorithme de remplissage et en supposant la

maquette libre (pas de parois verticales sur les limites) : ceci conduit à des faibles valeurs de DSM qui ne sont pas représentatives des conditions expérimentales (présence de parois verticales sur les bords). Cependant, cela va permettre de mettre en évidence la sensibilité de la PGM pour le calcul des faibles DSM. Nous avons également calculé la surface recouverte d'eau lorsque la DSM est atteinte, ainsi que sa localisation spatiale. Une inspection visuelle sur l'image en niveau de gris (Figure 2-47) montre que les deux méthodes peuvent détecter les changements effectués par la pluie sur le MNT. La distribution spatiale des dépressions est presque la même pour les deux méthodes. Sous l'effet de la pluie, la surface flaquée et la DSM ont diminué respectivement d'environ 50 % et 19 % pour LS et d'environ 54 % et 26 % pour PGM (Tableau 2-18), ce qui est très comparable.

Contrairement à ce qui était attendu, les DSMs calculées à partir des données LS étaient inférieures à celles calculées à partir des données PGM, que ce soit à l'état initial ou à l'état final. D'autres études ont montrées que PGM donnent un MNT plus lisse que LS (Jester & Klik, 2005; Mirzaei et al., in press) et donc une valeur de la DSM inférieure (Mirzaei et al., in press). Cela peut se produire en raison du changement de la taille du pixel pour PGM qui était d'environ 0.3 mm avant interpolation avec plus de détails que la méthode LS où le pas d'espace est de 0.5 mm. Abedini et al. (2006) ont montré que changer le pas d'espace (la taille du pixel) change de manière significative la profondeur moyenne de la dépression et de la surface flaquée. Cependant les valeurs estimées à partir des données LS ou PGM sont malgré tout très proches.

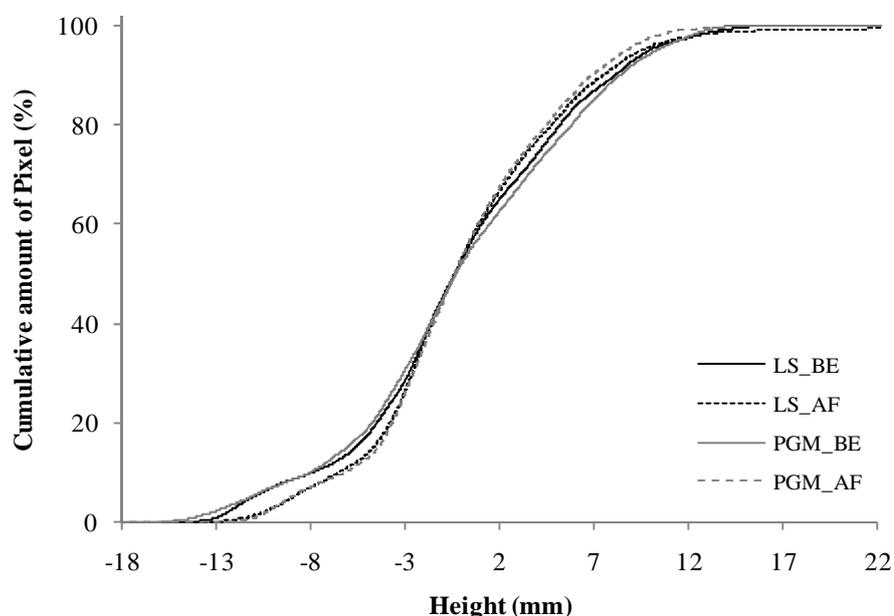


Figure 2-46: Fréquences cumulées des altitudes des MNTs, pour les deux méthodes (laser : LS ; photogrammétrie : PGM), avant (BE) et après (AF) la pluie.

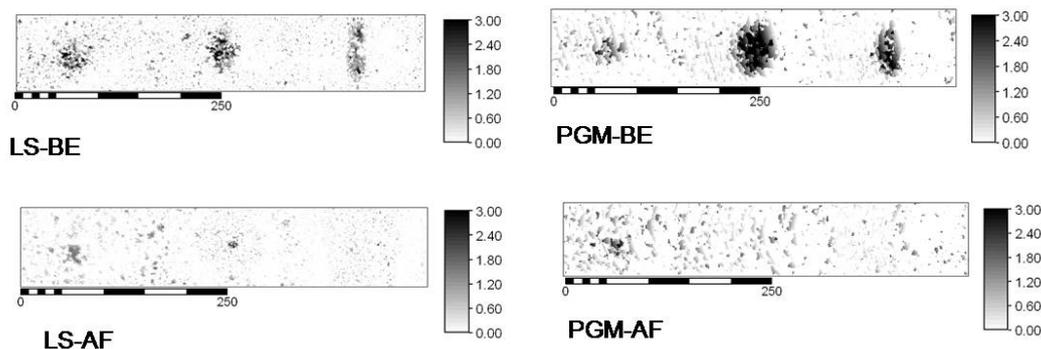


Figure 2-47 : Distribution spatiale des dépressions après calcul de la DSM avant (BE) et après (AF) la pluie. LS: Méthode laser et PGM: photogrammétrie.

Tableau 2-18 : DSMs calculées par les méthodes laser ou photogrammétriques sur la *maquette-a* avant et après la pluie.

	Laser		Photogrammétrie	
	Avant	Après	Avant	après
DSM (millimètre)	0.16	0.08	0.22	0.10
Surface de flaques (%)	0.27	0.22	0.26	0.19

5.3.1.2 Maquettes-b

La Figure 2-49 fournit une vue d'ensemble générale des comparaisons directes entre les résultats du laser et de la photogrammétrie pour les deux maquettes après acquisition du MNT. Plusieurs profils sont fournis dans deux directions orthogonales X et Y (Figure 2-48). Un bon accord peut être vu entre les deux méthodes et les formes générales des agrégats du sol sont bien reproduites par PGM. Mais PGM génère un MNT dont chaque point a une altitude supérieure à celle calculée par LS. Ceci est attribué à une erreur systématique due à un mauvais changement de repère entre les données laser et stéréo.

On a calculé la différence entre les MNTs obtenus par les deux méthodes. La carte des différences montre deux résultats intéressants : d'abord comme représenté sur la Figure 2-49, cette carte est relativement uniforme (les couleurs sont les représentations d'altitude) pour les deux maquettes ce qui prouve que la différence est uniforme et suggère une erreur systématique. Cette erreur peut être due aux points de repère employés (seulement trois points) pour transformer le système de coordonnées de la PGM par celui lié au LS. Un autre résultat intéressant de cette comparaison est que la différence est plus importante dans les frontières. PGM a produit également les agrégats avec des frontières plus douces.

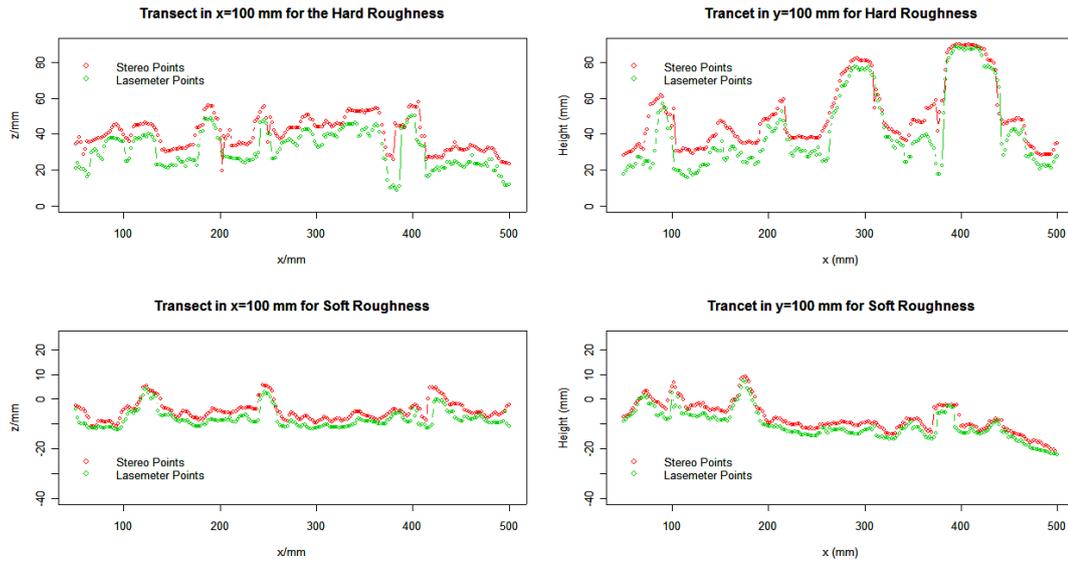


Figure 2-48 : Comparaison des profils d'altitude obtenus en utilisant la méthode laser (points verts) et la photogrammétrie (les points rouges), sur la *maquette-lisse* (en bas) et sur la *maquette-rugueuse* (en haut)

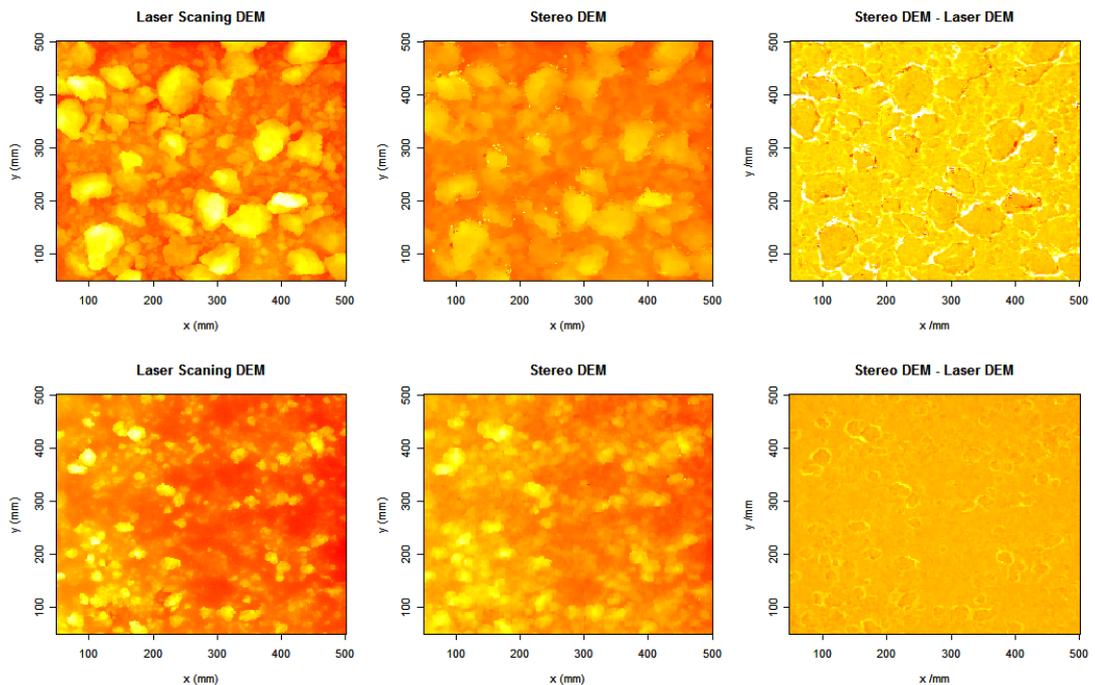


Figure 2-49: MNTs obtenus par les deux méthodes pour les deux maquettes, et en soustrayant les deux MNTs (Stéréo-MNT moins Laser-MNT)

La comparaison visuelle (Figure 2-50) sur la carte de la profondeur des dépressions a montré une bonne correspondance entre les deux méthodes particulièrement pour la surface *maquette-lisse*. Des formes générales de la dépression peuvent être reconstruites par PGM contrairement aux résultats de Jester & Klik (2005) qui avaient trouvé des différences très claires dans la représentation des dépressions entre deux méthodes. Sur la surface *maquette-rugueuse*, quelques dépressions n'ont pas été reproduites sur le MNT

obtenu par PGM. La DSM calculée (voir Tableau 2-19) était plus grande par la méthode laser (0.78 mm) par rapport à la méthode PGM (0.61mm) alors que sur la *maquette-lisse* la DSM calculée par le LS (0.23 mm) a donné une valeur plus petite mais quasiment similaire à celle calculée par la PGM (0.25 mm).

Tableau 2-19: Calcul des DSMs des surfaces flaquées, et des surfaces flaquées ayant une profondeur maximale supérieures à un seuil donné pour les 2 surfaces et les 2 méthodes.

	LS	PGM	PGM - LS (%)
	Maquette-rugueuse		
DSM (mm)	0.78	0.61	-22
Surface flaquée (%)	21.4	19.8	-1.6
superficie des dépressions (%) > 10 mm	1.37	0.45	-0.92
Maquette-lisse			
DSM (mm)	0.23	0.25	9
Surface flaquée (%)	24	25.7	1.7
superficie des dépressions (%) > 10 mm	0	0.17	0.17

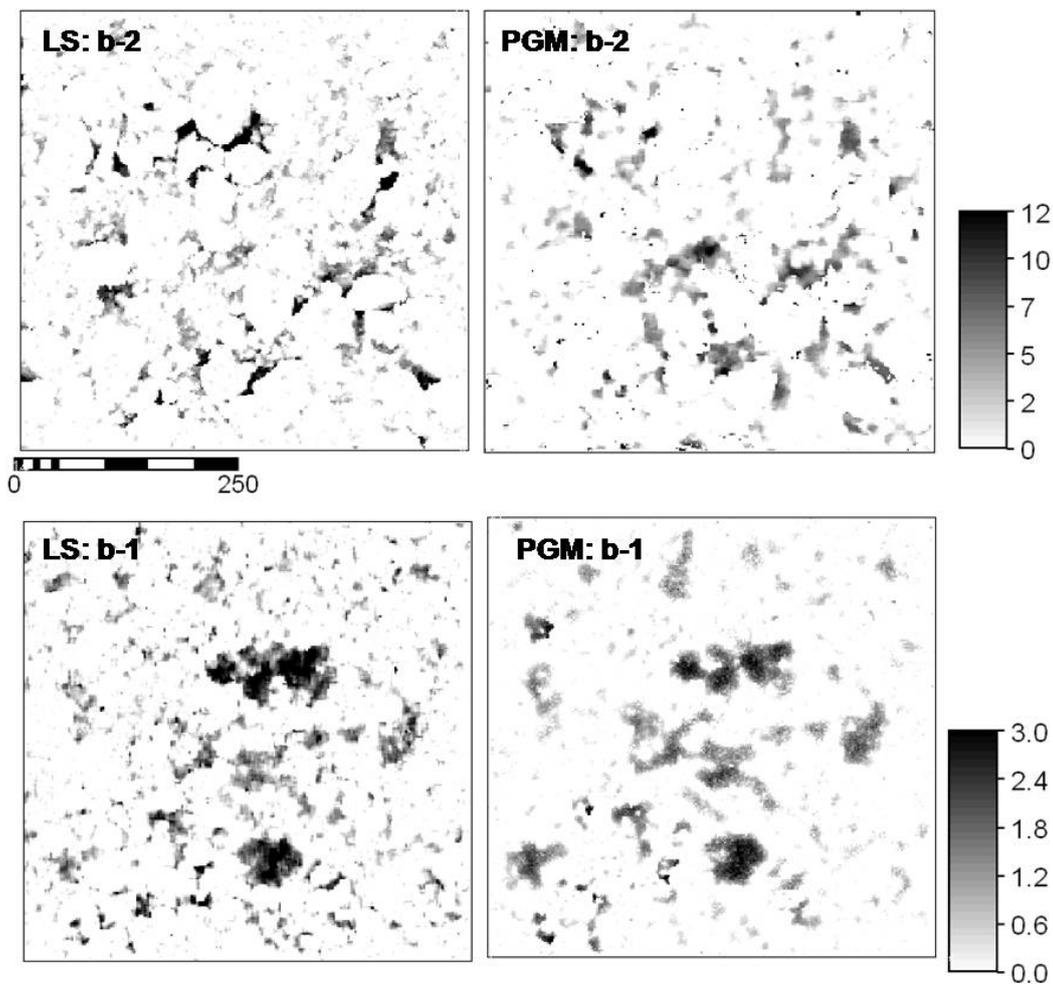


Figure 2-50: Répartition spatiale des profondeurs d'eau (échelle en mm) lorsque la DSM est atteinte pour les surfaces *maquette-lisse* (en bas) et *maquette-rugueuse* (en haut), en utilisant les MNTs issus du rugosimètre laser (LS, à gauche) et de la photogrammétrie (PGM, à droite).

Pour comprendre pourquoi les valeurs de DSM diffèrent entre les deux méthodes, d'abord nous avons calculé la superficie des zones de flaques d'eau, dénommée « surface flaquée », pour chaque maquette (Tableau 2-19). Lorsque la DSM est atteinte, nous avons également tracé la distribution du volume d'eau stocké (cf. Figure 2-51) et de la surface flaquée (cf. Figure 2-52) en fonction de la profondeur d'eau dans les dépressions. Le tableau montre une corrélation positive entre ces deux variables, différente selon la surface étudiée. Pour la surface *maquette-rugueuse*, la DSM est sous-estimée d'environ 22% par la PGM par rapport à LS. Pour la surface flaquée, cette sous-estimation est seulement de 1.6 %. Ainsi, la différence dans l'estimation du volume ne peut pas s'expliquer seulement par le nombre et la surface totale de flaques, qui sont relativement proches. Par contre, le nombre de dépressions de forte profondeur est beaucoup plus faible pour PGM que pour LS. Ces dépressions, même si elles sont peu nombreuses, semblent contribuer significativement à la DSM, ce qui est confirmé par la Figure 2-51 où les désaccords entre les courbes PGM et LS deviennent importants pour une profondeur d'eau supérieure à 10 mm. Nous attribuons ces différences au lissage du MNT lorsqu'il est obtenu à partir de PGM pour des surfaces rugueuses. Les MNTs obtenus par PGM sont plus lisses que ceux obtenus par LS, ce qui influe à la fois sur le calcul des indices de rugosité (voir partie précédente) et sur le calcul de la DSM.

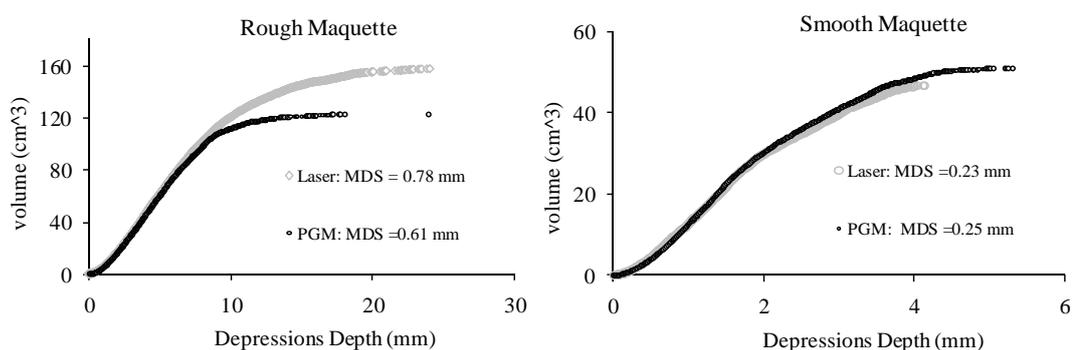


Figure 2-51: Distribution du volume d'eau stocké dans les dépressions en fonction de la profondeur d'eau pour la surface *maquette-rugueuse* (à gauche) et *maquette-lisse* (à droite), pour le MNT issu des données laser ou photogrammétrique (PGM)

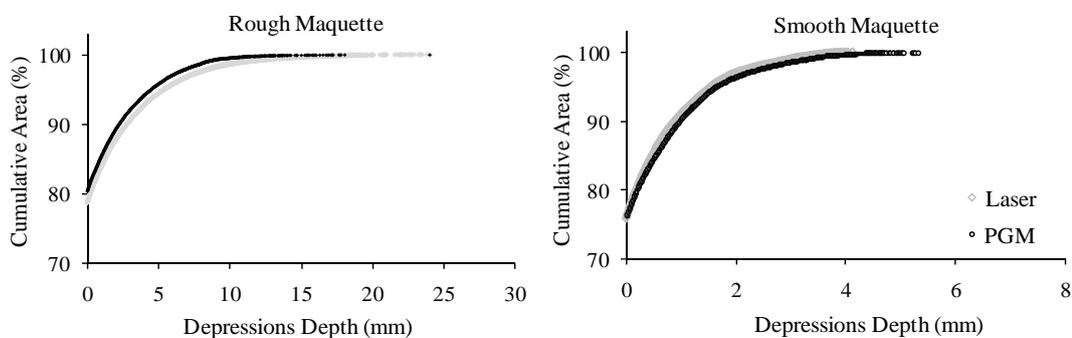


Figure 2-52: Distribution de la surface flaquée (en % de la surface flaquée totale) en fonction de la profondeur d'eau pour la surface *maquette-rugueuse* (à gauche) et *maquette-lisse* (à droite), pour le MNT issu des données laser ou photogrammétrique (PGM)

Pour la surface *maquette-lisse*, la DSM estimée à partir des données PGM est supérieure de +9 % à celle calculée à partir des données LS. Pour la surface flaquée, la différence est de +1.7 % seulement : on constate donc, dans le cas d'une surface moins rugueuse, un très bon accord entre les deux méthodes. Dans ce cas, il existe peu de dépressions de grande profondeur et seules quelques dépressions de profondeur supérieure à 4.1 mm sont présentes dans le MNT issu de PGM (Figure 2-51), qui contribuent de façon marginale à la DSM, contrairement au cas de la *maquette-rugueuse*.

5.3.1.3 Conclusion partielle

On peut indiquer que les MNTs issus des données photogrammétriques permettent le calcul de la DSM, avec un très bon accord avec la méthode de référence dans le cas de surface du sol peu rugueuse, et avec une sous-estimation d'environ 20 % dans le cas de surfaces plus rugueuses. Lorsque les surfaces sont peu rugueuses (surfaces *maquette-a* et *maquette-lisse*), le MNT issu de la stéréo est très proche du MNT issu du laser, ce qui permet des estimations très similaires de la DSM et des variables associées (distribution du volume et de la surface flaquée). Lorsque les surfaces sont plus rugueuses (cas de *maquette-rugueuse*), le MNT issu de la stéréo est plus lisse que celui issu du laser : les dépressions de grande profondeur, qui se situent majoritairement à l'aplomb des agrégats ou des mottes de plus grande taille (cf. Figure 2-50) constituent autant de zones cachées et donc de points manquants dans le MNT, points qui sont reconstitués par moyenne mobile à partir des pixels voisins. Ces dépressions, même si elles sont peu nombreuses, contribuent significativement à la DSM, ce qui explique la sous estimation. Pour les dépressions de plus faibles profondeurs, l'accord entre stéréo et laser est très bon.

5.3.2 Le suivi de la détention superficielle pendant la pluie

Les résultats sont présentés séparément pour chaque expérience.

5.3.2.1 Par la photogrammétrie seule

Surface maquette-a:

Pour la *maquette-a*, 2 calibrages ont été faits pour la photogrammétrie, un avant et un après la pluie. La réalisation de l'expérimentation a été faite 4 fois, donc un total de 8 calibrages ont été effectués sur le même dispositif avec une configuration spatiale constante des appareils-photo. Tous ces calibrages ont été faits quand la surface du sol était sans excès d'eau.

En utilisant des paramètres du calibrage courant (pour les données utilisées ici), une bonne représentation du MNT a été obtenue (Figure 2-53-a) pour le sol sans eau. Inversement, le processus de reconstruction du MNT apparent en présence de flaques a échoué dès que les excès d'eau sont apparus à la surface du sol, et ceci quel que soit le calibrage utilisé (Figure 2-53-c, Figure 2-53-b). Deux suppositions peuvent être faites

pour expliquer cet échec. La première est que l'algorithme de reconstruction du DEM est inadéquat : les flaques d'eau ne sont pas suffisamment opaques ou la texture de la surface de l'eau est trop homogène et l'algorithme ne peut pas trouver les points correspondants sur les photos gauches et droites. Le second concerne un problème expérimental : le mât du dispositif stéréophotographique devait être basculé entre les séquences de prise de vue car il aurait intercepté la pluie apportée par le simulateur situé au dessus du système de caméras. Ce mouvement avant et arrière pourrait avoir induit une modification sur la configuration spatiale des appareils-photo et donc le calibrage devrait avoir été effectué pour chaque image intermédiaire, ce qui n'était pas possible pour des raisons de temps (un calibrage prend plusieurs minutes). Ces résultats sont confirmés quels que soit l'étalonnage utilisé.

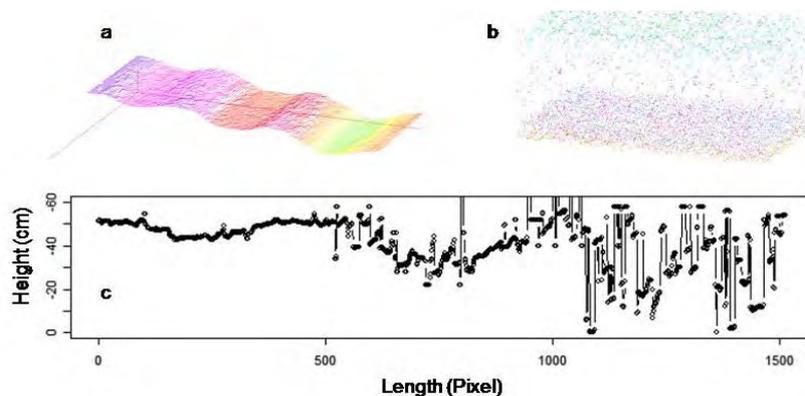


Figure 2-53: Reconstitution des MNTs en fonction des paramètres d'étalonnage du dispositif PGM et des conditions expérimentales. (a) MNT du sol sans excès d'eau obtenu en utilisant l'étalonnage initial. (b) Un exemple de MNT apparent du sol avec excès d'eau. Ce MNT a été obtenu en utilisant l'étalonnage initial, mais les MNTs sont similaires quel que soit l'étalonnage utilisé. (c) Un profil extrait d'un MNT apparent en présence d'excès d'eau.

Le fait de faire pivoter le mât induit une légère modification de la configuration spatiale du dispositif. Cette modification, même si elle n'est pas visible par l'opérateur, est suffisante pour nécessiter un nouvel étalonnage. Ceci confirme la forte sensibilité du dispositif stéréo à l'étalonnage, et donc la nécessité de le réaliser de façon très minutieuse. Pour les autres expérimentations, le mât du support stéréo est resté fixe et ce problème a été évité.

Surface au champ

La Figure 2-54-a montre un MNT obtenu avant la pluie sans excès d'eau à la surface du sol et la Figure 2-54-b présente un MNT apparent obtenu pour une image intermédiaire en présence de flaques d'eau à la surface du sol. On peut observer que les excès d'eau peuvent être identifiés au sein du passage de roue : ils correspondent aux zones avec une hétérogénéité très forte des niveaux de gris. Ces niveaux de gris, qui vont du blanc au noir, correspondent directement à des altitudes : l'algorithme de mise en correspondance et de reconstruction 3D génère donc des zones très abruptes au niveau

des flaques, alors qu'il devrait générer une surface plus ou moins horizontale. Un profil dans l'axe du passage de roue ressemblerait alors à ce qui a été montré sur la *maquette-a* (Figure 2-53-c). Ceci correspond donc à un échec de l'algorithme. Une des raisons du mauvais appariement peut être expliquée par l'existence d'une texture relativement uniforme et très lisse région recouverte d'eau, ce qui met en échec le processus d'appariement de points basé sur l'analyse de la variabilité locale des niveaux de gris. Nous avons essayé de résoudre ce problème en projetant sur le sol et au-dessus de la surface du sol une image créée numériquement avec une texture très marquée. Cependant, cela n'a pas permis d'améliorer les résultats : la puissance du projecteur était trop limitée lors de nos expérimentations réalisées en plein champ, au soleil. En dépit des problèmes dans la détermination du MNT en présence des flaques d'eau, nous avons tout de même calculé la quantité d'eau libre présente à la surface de sol (DS) et la proportion de surface horizontale occupée par les flaques à trois moments différents pendant la pluie. La DSM a été également calculée par un algorithme de remplissage basé sur le MNT obtenu avant ou après la pluie. Des frontières ont été imposées dans trois côtés du MNT, avec une sortie du côté de la placette de terrain qui était en accord avec les conditions expérimentales. Ces résultats sont montrés dans le Tableau 2-20.

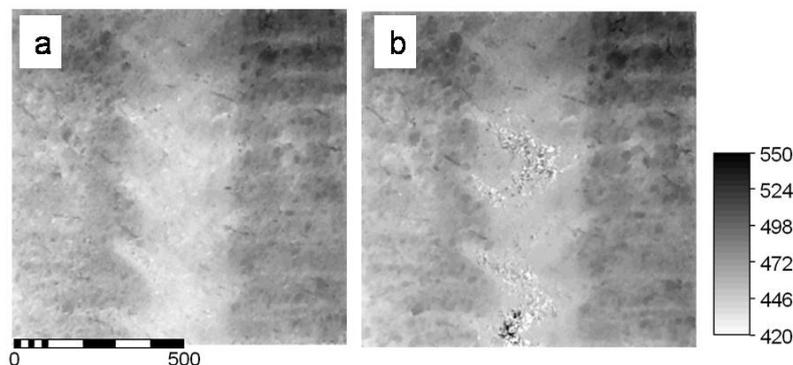


Figure 2-54: (a) Visualisation du MNT de la placette *au champ* l'état initial en absence de flaques. (b) MNT apparent de la même placette au cours de la pluie en présence d'eau libre à la surface du sol dans le passage de roue. L'algorithme permet d'identifier les flaques, qui correspondent à des zones avec des fortes variations de niveau de gris. Cependant ces fortes variations correspondent directement à des altitudes et sont donc issues de mauvais appariement. Les échelles sont en mm et l'échelle verticale représente l'altitude de la surface du sol par rapport à un plan horizontal arbitraire.

La DSM diminue légèrement pendant la pluie à la suite des impacts des gouttes de pluie sur le sol. La diminution est très faible (0.94 à 0.84 millimètre) en raison de la stabilité structurale du sol et de la faible énergie cinétique de pluie. La DS varie de 1.4 mm à 1.1 mm au cours de la pluie, alors que nous avons observé que la quantité d'eau présente à la surface du sol augmentait lors de la pluie. Nous observons donc une double contradiction : la DS diminue au cours de la pluie, et elle est supérieure à la DSM ce qui est là aussi impossible. Donc, **en utilisant la PGM seule, on ne peut pas faire un suivi de la DS pendant la pluie**, que ce soit d'un point de vue qualitatif ou quantitatif. PGM peut être employée pour obtenir le MNT, mais elle doit être complétée par une autre

méthode pour le suivi de la DS.

Tableau 2-20: Calcul de la DS et de la surface flaquée sur la surface *maquette au champ*, en utilisant la PGM seule ou la PGM associée à un algorithme de traitement d'images. Inter désigne un instant intermédiaire entre le début et la fin de la simulation de pluie.

	PGM		Traitement d'image de PGM+		
	Détention (mm)	Surface flaquée (%)	Surface flaquée (%)	-Détention (mm)	Nombre de flaques (-)
Avant la pluie	0.94*	32.52			
Inter-1	1.4	34.4	5.89	0.27	17
Inter-2	1.2	34.13	7.88	0.49	47
Inter-3	1.1	31.65	9.4	0.56	5
Après la pluie	0.83*	31.41			

calcul de la DSM par un algorithme de remplissage.

Utilisation de la photogrammétrie associée à des algorithmes de traitement d'image.

Classification supervisée

Pour obtenir les contours des flaques d'eau, les différentes méthodes décrites précédemment ont été examinées : (i) la classification supervisée, (ii) un simple filtrage, et (iii) l'analyse de la texture. La méthode de classification fonctionne automatiquement et a besoin seulement de quelques régions identifiées par l'opérateur comme « flaque » ou « sol émergé » pour « entraîner » le classificateur. Cependant dans cette étude, nous n'avons pas obtenu de résultats satisfaisants : les contours sont mal définis et des erreurs apparaissent (identification par le classificateur de zones comme étant des flaques, alors qu'il s'agit de sol émergé). Les contours des flaques, qui peuvent être très tortueux, sont mal estimés. Il semble que la classification fonctionne mieux sur des objets aux contours bien marqués (ex. : des polygones)

Utilisation de filtres de détection de contours

Il existe dans la littérature de nombreux filtres, linéaires ou non, permettant de déterminer des contours sur des images. On peut citer les filtres de Sobel, de Frie, de Laplace (e.g. J.C. Russ, 2002. The image processing handbook, CRC Press Ed., 4th edition, 732 p). Nous avons essayé d'appliquer tous ces filtres, mais le contraste entre les zones flaquées et le sol émergé n'est pas suffisant au niveau des contours pour que ces filtres donnent des résultats cohérents.

Utilisation de filtres d'analyse de texture

Parmi les nombreux filtres existant, nous avons utilisé les filtres de Laws (1980), suivi de l'application d'un filtre de type *median-separate*. L'application automatisée de

ces filtres sur l'ensemble de notre base de données a fonctionné dans la majorité des cas sans intervention de l'opérateur. Pour les expérimentations sur les *maquette-lisse* et *maquette-rugueuse*, nous nous sommes contentés du filtre *median-separate* du fait du contraste important entre les imprégnations en résine de polyester (de couleur blanche) et l'eau apportée (assombrie par l'ajout de sédiments en suspension).

Ici nous donnons quelques exemples au sujet de la façon d'extraire les bordures des flaques d'eau. Une comparaison sera présentée entre les résultats obtenus par les données de PGM et méthode laser.

Dans cette étude, tous les filtres ont été appliqués à une image monochrome en niveaux de gris. Toutes les images initialement en couleur RVB ont donc été transformées sous Halcon en niveaux de gris, en utilisant la routine *rgb1-to-gray*.

Maquette-a

11 images intermédiaires ont été choisies à des instants différents au cours de la simulation de pluie, entre le début du flaquage et la fin de la simulation de pluie lorsque le régime permanent était atteint pour le ruissellement (9 images), ainsi que deux images prises après l'arrêt de la pluie lors de la disparition des flaques d'eau. Comme illustration, nous montrons les résultats issus de l'image 10, prise immédiatement après la fin de la pluie, nommée *maquette-a-10* (Figure 2-55).

Sur cette maquette, il y a une certaine quantité d'eau dans la plus grande dépression près de l'exutoire. Les contours de la flaque ne sont pas nets, et visuellement il est très délicat pour un opérateur de faire la différence entre la flaque d'eau libre et des agrégats du sol simplement entourés d'un film d'eau. Il semble donc très difficile de trouver un critère de segmentation pour séparer la région d'eau du reste de la maquette. Il n'y a ni un bord clair ni une différence significative entre les valeurs grises des deux secteurs. Ainsi il n'est pas très prometteur d'employer un opérateur d'identification de bord ou un simple seuillage. Une solution à ce problème est d'employer une analyse de texture car les agrégats de sol non recouverts d'eau sont plus texturisés que les flaques d'eau. Pour souligner cette différence, une transformation de texture a été réalisée en utilisant les masques de Laws (MVTec, 2006a), les filtres E7E7, S7S7 ou E7S7 ont donnés des réponses satisfaisantes. L'image issue directement de l'application des filtres de Laws (Figure 2-55, b-1) ne peut cependant pas être employée directement pour identifier des régions d'eau, parce que les zones recouvertes d'eau ne sont pas homogènes. L'histogramme correspondant (Figure 2-55, b-2) ne montre pas de seuil clairement identifiable pour séparer les différentes régions.

L'analyse de la texture a été poursuivie en utilisant un filtre de type *médian-separate* (Figure 2-55 c-2). Nous avons juste dû trouver le *seuil* approprié à partir de son histogramme (Figure 2-55 c-2) pour séparer les flaques d'eau. L'histogramme montre

cependant deux parties distinctes (histogramme bimodal) et nous avons employé la valeur de 49 dans l'opérateur de seuillage dans HALCON.

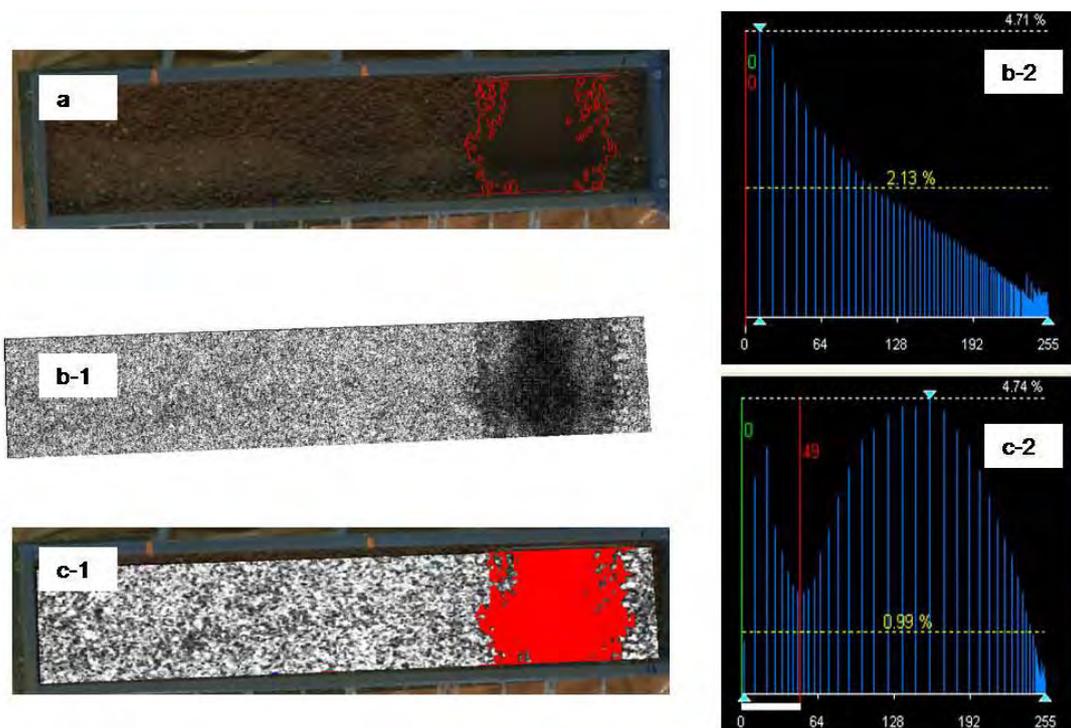


Figure 2-55: Exemple de détermination des flaques d'eau pour la surface *maquette-a-10*. (a) Visualisation des contours sur la photo originale une fois le traitement réalisé. (b) Image obtenue après application des masques de Laws (b-1) et histogramme correspondant (b-2). (c) Image obtenue (c-1) après application du filtre *median-separate* sur l'image précédente et choix du seuillage à partir de l'histogramme correspondant (c-2). Sur l'image c1, la flaque est identifiée en rouge.

Nous notons qu'avec cette méthode on ne peut pas détecter les lames d'eau de faible épaisseur.

Après détermination des bordures des flaques d'eau, la détention superficielle est calculée selon l'algorithme décrit sur la Figure 2-44. Nous avons dû décider quel MNT devait être employé, celui obtenu avant ou après la pluie, du fait de l'évolution de la surface du sol sous l'action des gouttes de pluie lors de la simulation. Nous avons décidé d'utiliser le MNT final. La détention superficielle de l'eau DS a été calculée en utilisant les MNT issus du laser ou de PGM pour les 11 images intermédiaires choisies. Nous avons aussi calculé sur ces images la proportion totale de la surface qui devient recouverte de flaques (« surface flaquée »), la relation entre ces deux variables étant tracé sur la Figure 2-56. Quel que soit le MNT utilisé, les résultats sont très proches, que ce soit pour la surface ou le volume, ce qui était attendu car les MNTs eux-mêmes étaient très proches.

Dans ces conditions de laboratoire, et malgré des conditions d'éclairage peu propices, l'utilisation conjointe de la photogrammétrie et du traitement d'image permet de suivre l'évolution de la détention superficielle au cours du temps, ainsi que sa répartition

spatiale.

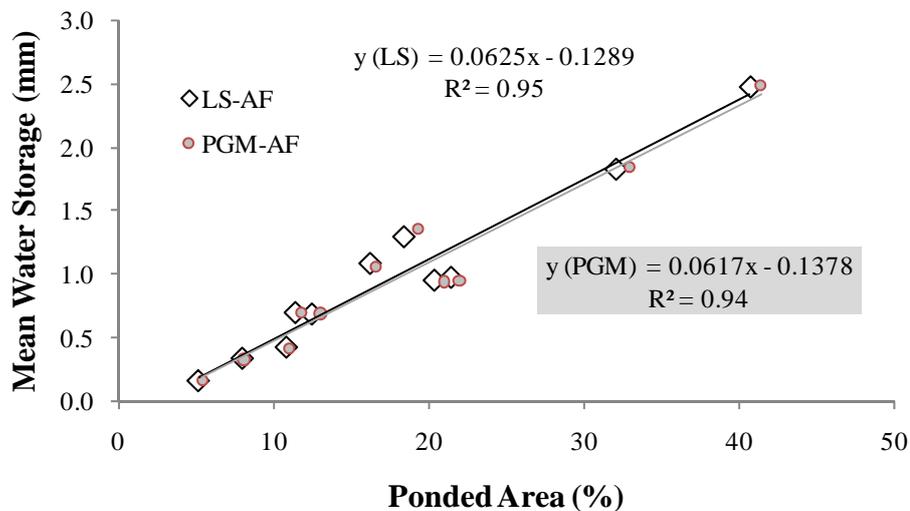


Figure 2-56: Calcul de la détention superficielle DS (mm) en fonction de la surface flaquée (exprimée en % de la surface totale) sur la *maquette-a* en utilisant 11 photos intermédiaires.

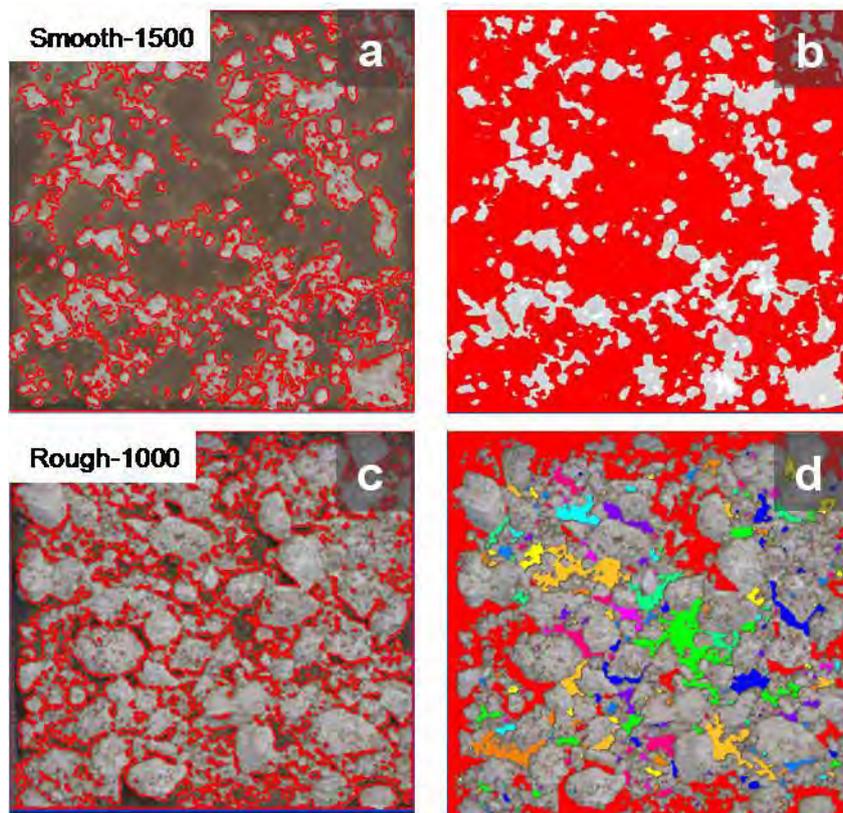


Figure 2-57: détermination des cartes du stockage superficiel de l'eau sur les surfaces *maquette-lisse* (en haut) et *maquette-rugueuse* (en bas). Les volumes d'eau apportée sont de 1500 ml sur la *maquette-lisse* et de 1000 ml sur la *maquette-rugueuse*. Sur la gauche : détermination des contours des flaques. Sur la droite : identification des flaques individuelles par des couleurs différentes.

Surfaces maquette-lisse et maquette-rugueuse.

1000 et 1500 ml d'eau ont été ajoutés (correspondant à une profondeur d'eau de 4 et 6 mm respectivement) sur la *maquette-lisse*, et 1000 et 1750 millilitres (c.-à-d. 4 et 7 mm respectivement) sur la *maquette-rugueuse*.

Dans cette expérimentation et du fait du contraste artificiel entre le moulage de sol (de couleur blanche) et l'eau colorée par des sédiments (de couleur marron), un lissage suivi d'un seuillage a été suffisant pour déterminer les contours des flaques. Cependant, l'application des filtres de Laws est également possible. Les frontières étaient très marquées comme cela peut être vu sur la Figure 2-57 pour les deux surfaces.

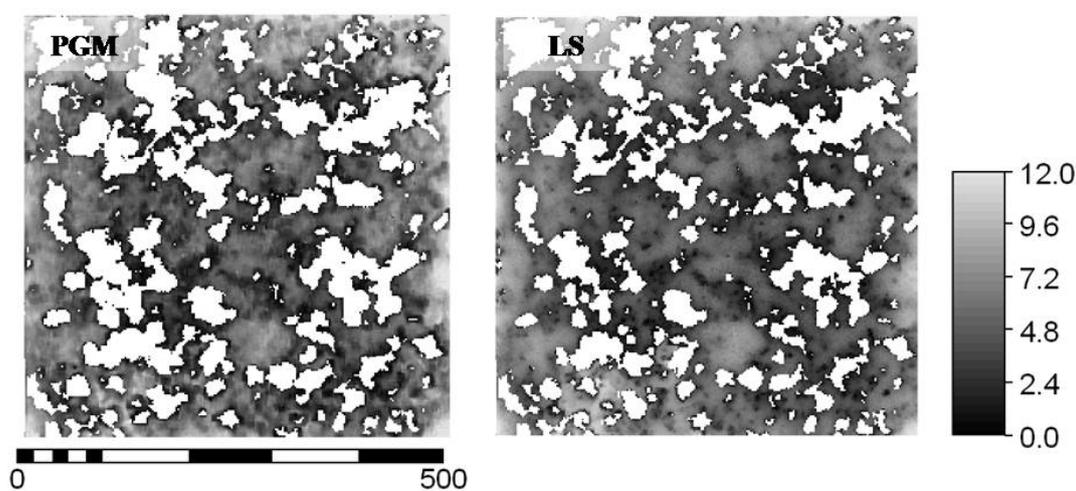


Figure 2-58: Cartographie de la profondeur d'eau sur la surface *maquette-lisse* après un apport de 1500 ml d'eau. A gauche : utilisation du MNT obtenu par PGM ; à droite : utilisation du MNT obtenu par LS. L'échelle verticale des profondeurs est en mm, ainsi que l'échelle horizontale. Le sol émergé est de couleur blanche.

Concernant la surface *maquette-lisse*, la comparaison des cartes de stockage de l'eau a montré une bonne correspondance entre LS et PGM (Figure 2-58) en dépit de quelques différences qui pourraient être provoquées par la transformation du système de coordonnées entre les 2 méthodes.

La DS et la surface flaquée correspondante ont été calculées pour les 2 surfaces, pour 2 apports d'eau différents et en utilisant les MNTs issus de PGM ou LS. Les résultats sont portés Figure 2-59. Pour la *maquette-lisse* les valeurs calculées sont très proches du niveau d'eau imposé (4.16 et 5.58 mm respectivement pour 4 et 6 mm de stockage) tandis que dans la *maquette-rugueuse* les valeurs calculées sont approximativement la moitié de la quantité d'eau apportée (1.99 mm et 2.85 mm contre respectivement 4 mm et 7 mm). Ces différences sur la *maquette-rugueuse* étaient attendues pour plusieurs raisons :

- Une grande partie de l'eau a été stockée contre les parois, ce qui correspond à une zone éliminée dans le processus (effets de bordures importants) ;
- Cette maquette n'était pas totalement imperméable et des fissures étaient apparues ;

- Enfin le MNT estimé par PGM était lissé par rapport au MNT de référence obtenu par laser. Une même surface flaquée correspond alors à un volume d'eau stockée sous estimé car les dépressions sont de plus faible profondeur.

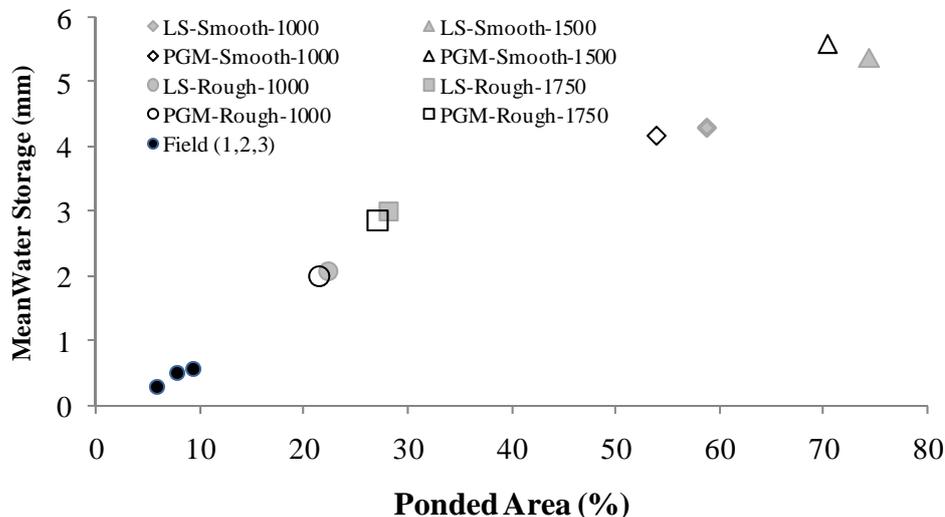


Figure 2-59: Relation entre la quantité d'eau stockée dans les dépressions de la surface du sol DS et la surface flaquée (en % de la surface totale). Pour les surfaces *maquette-lisse* et *maquette-rugueuse*, la quantité d'eau stockée est calculée pour les 2 MNTs, celui obtenu par PGM et celui obtenu par LS. Les cercles noirs correspondent aux données obtenues sur la placette *au champ*.

A l'issue de ces expérimentations conduites sur des surfaces imprégnées, nous pouvons de nouveau conclure que l'utilisation conjointe de la stéréophotographie et du traitement d'image permet de calculer la DS et sa répartition spatiale pour différents apports d'eau lorsque la surface du sol n'est pas trop rugueuse. D'un point de vue quantitatif, les quantités calculées sont très proches des quantités apportées, ce qui valide partiellement cette approche, malgré le faible nombre de points expérimentaux (2). Lorsque le sol est trop rugueux, on calcule une DS sous-estimée. Cette sous-estimation est due au MNT trop lisse obtenu par PGM.

Placette au champ.

Cette expérimentation correspond à une utilisation finale du dispositif, à savoir le suivi en conditions réelles de la DS.

Dans un premier temps, nous avons vérifié que l'application des filtres de Laws sur un sol nu ne permet pas de générer des zones que l'on pourrait identifier comme des flaques, ce qui introduirait un biais important. Les figures Figure 2-60-a-1, Figure 2-60-a-2 et Figure 2-60-a-3 montrent respectivement l'état initial en l'absence d'eau, l'image obtenue après analyse de texture par application des masques de Laws et l'histogramme correspondant : aucune zone que l'on pourrait identifier comme une flaque n'est générée. Cette vérification étant réalisée, nous avons appliqué l'algorithme décrit dans le Figure 3 à des images intermédiaires en présence d'excès d'eau à la surface de la placette.

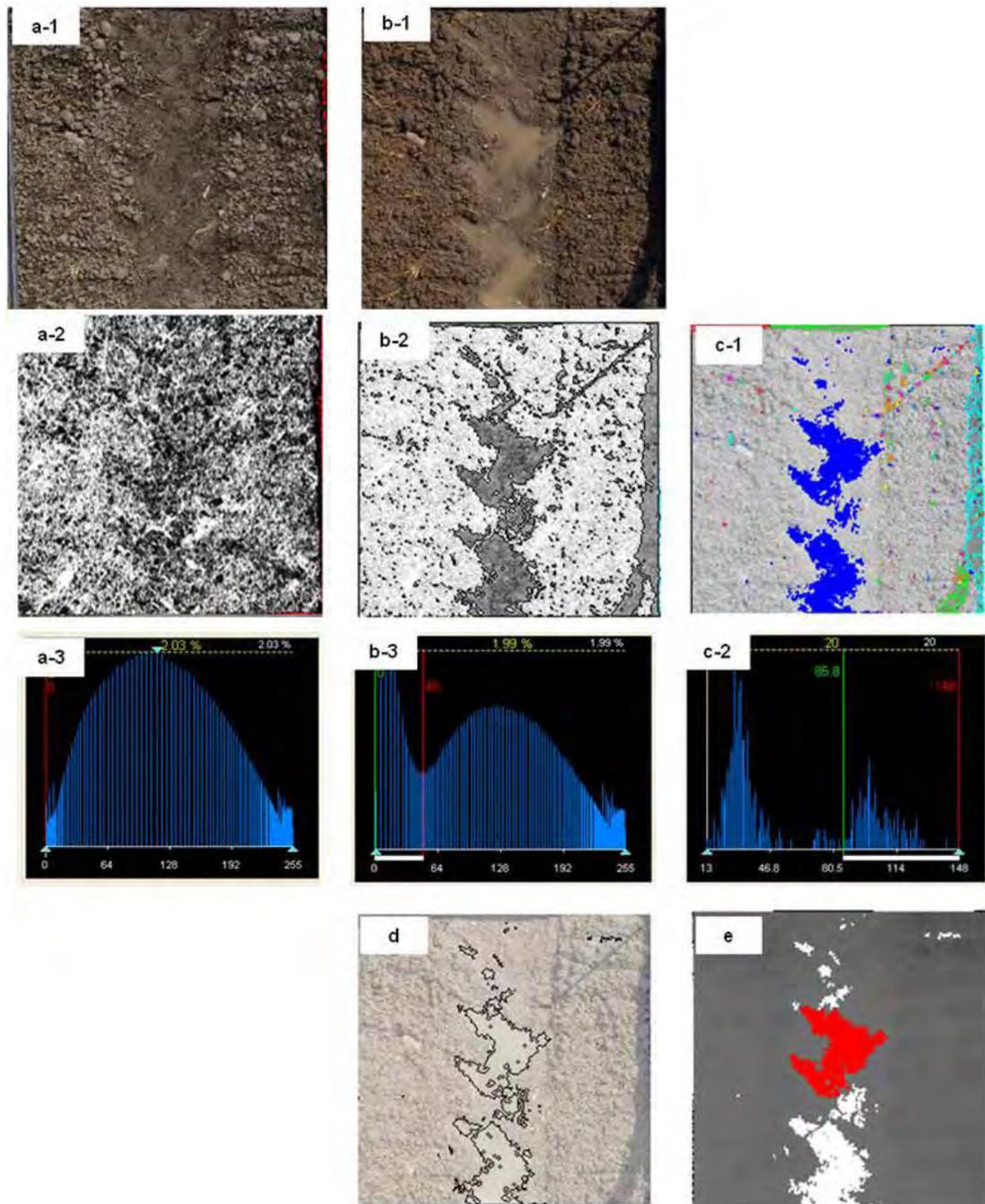


Figure 2-60: Illustration complète du traitement réalisé pour l'extraction des bordures des flaques d'eau (a-1) Photo de l'état initial. (b-1) Photo prise au cours de la pluie avec excès d'eau à la surface du sol. (a-2) Image obtenue après application des filtres de Laws suivie du filtre *median-separate* sur la photo a-1. (b-2) Image obtenue après application des filtres de Laws suivie du filtre *median-separate* sur la photo a-2. (a-3) Histogramme correspondant à l'image a-2. (b-3) Histogramme correspondant à l'image b-2. (c-1,2) Filtrage pour ne pas identifier les zones ombrées comme des flaques. Détermination du seuil sur l'histogramme c-2, application sur l'image c-1 où seules les flaques en bleu satisfont au seuil choisi). (d) Contours extraits. (e) Flaque individuelle extraite à partir des contours et du MNT.

La Figure 2-60-b-1 montre une image typique avec présence d'eau, et la Figure 2-60-b-2 montre le résultat du filtrage. L'histogramme correspondant est donné sur la Figure 2-60-b-3 : il est clairement bimodal, ce qui permet de déterminer un seuil d'identification des flaques. Cependant, un certain nombre d'artéfacts apparaissent alors : des régions

ombrées mais exemptes de flaques sont identifiées comme des flaques. Dans ce cas, nous avons appliqué un seuillage à l'image initiale à partir de son histogramme (Figure 2-60-c-2): les zones trop sombres sont éliminées de notre domaine de recherche. Cette simple procédure permet d'éliminer ces artefacts et de retrouver les contours des flaques (Figure 2-60-d) et leur répartition spatiale (Figure 2-60-e).

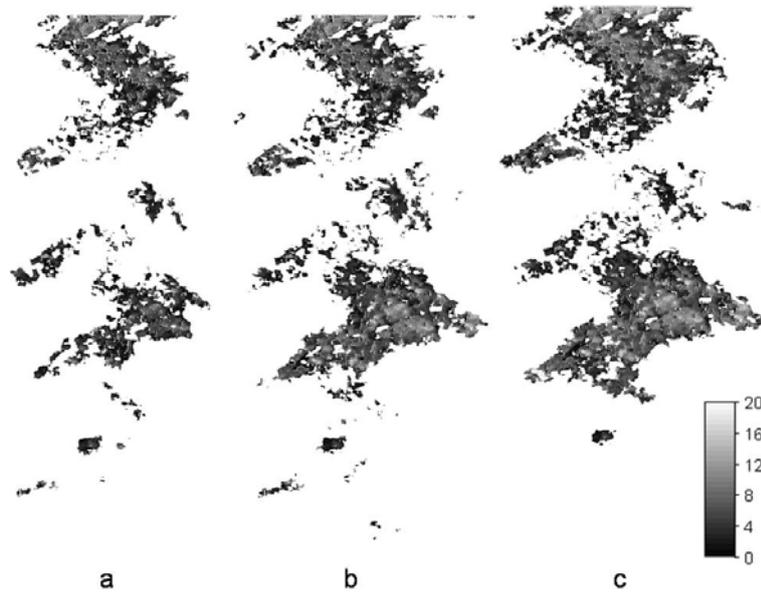


Figure 2-61: Suivi de la cartographie de la détention superficielle sur la placette *au champ*. (a) et (b) montrent le remplissage progressif des dépressions respectivement après 34 mn et 50 mn 50 s de pluie, l'image (c) montre l'état de la surface 38s après l'arrêt de la pluie (la durée de la pluie était de 1 h 03 mn 00 s).

Nous avons alors appliqué les processus ci-dessus pour trois images intermédiaires prises pendant la pluie. Pour chaque image, nous avons calculé la DS et le pourcentage de surface flaquée. Les résultats sont donnés dans le Tableau 2-20 et la Figure 2-59. Ces deux variables augmentent pendant la pluie, ce qui était attendu et observé. On peut distinguer deux étapes successives sur la base du nombre de flaques individualisées. Pendant la première étape, le nombre des différentes flaques a augmenté (de 0 à 17, puis 47), ceci correspond au remplissage de petites dépressions non interconnectées. Dans une deuxième étape, la hauteur d'eau augmentant dans les flaques individuelles, on assiste à une interconnexion de certaines d'entre elles et leur nombre individuel diminue (de 47 à 5). Cela était en accord avec notre observation pendant la manipulation, et conforme au schéma proposé par Linsley et al. (1947) et Moore and Larson(1979). Cette méthode peut donc détecter la valeur de DS et donner des informations sur la profondeur de l'eau à micro-échelle, ainsi que sur la dynamique spatiale comme cela est montré sur la Figure 2-61 pour ces 3 images intermédiaires. L'eau de quelques dépressions (en bas de la Figure 2-61) a disparu 38 secondes après l'arrêt de la simulation de pluie par infiltration de l'eau dans le sol.

5.3.3 Conclusion partielle

Dans cette partie, nous avons montré que la seule stéréophotographie ne permet pas d'identifier les flaques présentes à la surface du sol. Nous avons donc développé une technique alternative, qui consiste à utiliser la stéréophotographie pour obtenir les MNT en l'absence d'excès d'eau, et à utiliser une technique de traitement d'images pour identifier les contours des flaques au cours de la pluie. Le croisement du MNT et des contours des flaques individuelles permet le calcul de la détention superficielle, de sa répartition spatiale et de son évolution temporelle.

Cette technique a été validée sur différents jeux de données et elle peut être utilisée en routine au champ. Les choix arbitraires de l'opérateur sont minimisés lors du processus de traitement d'images. En particulier, le choix des seuils est simplifié par l'obtention d'histogrammes clairement bimodaux.

5.4 Conclusion

Les données de photogrammétrie ont une bonne concordance avec la méthode laser, vue comme la méthode de référence pour l'obtention des MNTs. Ces accords sont très semblables pour les surfaces flaquées et la quantité d'eau stockée à un instant donné au cours de la pluie à la surface du sol. La photogrammétrie seule n'est pas capable de suivre le stockage de l'eau dans les dépressions. Elle doit être employée avec des algorithmes de traitement d'images. Après l'obtention du MNT, environ 2 heures sont nécessaires pour obtenir la carte de stockage de l'eau par un expert. Pour le traitement d'image il peut être fait directement dans le logiciel Halcon, ce qui diminue considérablement les temps de calcul. Dans tous les cas, l'analyse de texture par l'opérateur *texture_laws* de Halcon (masques de Laws) suivi par un filtre de *median_separate* a pu donner une bonne base pour trouver les bordures des flaques. À côté de ces filtres, d'autres caractéristiques comme *fuzzy_entropy*, *min_max_gray* dans les régions obtenues, ont pu efficacement aider à séparer des flaques d'eau des autres régions en cas de doute ou d'artéfacts. Les avantages de cette méthode sont :

- l'utilisation de la PGM est favorisée par rapport au LS. Malgré sa forte sensibilité à l'étalonnage, la photogrammétrie reste une technique de mise en œuvre rapide ;
- par une approche photographique, le suivi au cours de la pluie est immédiat ;
- lorsque les conditions d'éclairement varient peu au cours de la pluie, le traitement d'images successives est très rapide, car l'opérateur n'intervient alors plus dans le choix des seuils ;
- nous obtenons des données à petite échelle qui autorisent d'une part l'étude de l'interconnexion des excès d'eau au moment de la formation du ruissellement, et d'autre part qui fournissent des données spatialisées utilisées au test de modèles d'infiltration 3D en condition d'infiltrabilité hétérogènes.

Les inconvénients de cette méthode concernent le degré relativement élevé de connaissances nécessaires dans le domaine du traitement d'images. De plus, lorsque les pluies sont fortement érosive ou que le sol est très sensible à l'érosion, le MNT du sol va évoluer rapidement au cours de la pluie. Dans ce cas, la question du choix du MNT se pose pour le calcul de la détention superficielle. Cette question est insoluble quelle que soit la technique utilisée. L'utilisation des 2 MNTs permet d'encadrer les valeurs de DS entre une valeur minimale (obtenue avec le MNT pris après la pluie et une valeur maximale (obtenue avec le MNT pris à l'état initial). D'un point de vue qualitatif cependant, le suivi au cours de la pluie est possible quel que soit le MNT, sauf érosion linéaire massive

6 *Conclusion*

L'objectif du travail présenté dans cette première partie était tout d'abord de caractériser d'un point de vue métrologique puis de valider par comparaison avec une méthode de référence (rugosimètre laser) un capteur photogrammétrique permettant l'obtention de MNT à l'échelle locale (m²).

Des conditions optimales de prises de vue et d'étalonnage ont été obtenues. Elles minimisent l'erreur d'étalonnage et conduisent à une estimation unique des paramètres intrinsèques du capteur stéréo.

Sur la base de ces résultats, nous avons validé le capteur stéréophotographique. Les résultats montrent que :

1. Cette méthode produit un MNT comparable avec celui obtenu par un rugosimètre laser, cependant il est plus lisse ;
2. Les caractéristiques de la surface du sol et leur évolution sous l'action des pluies peuvent être détectées, à la fois en terme d'indices de rugosité et de MNT ;
3. Normalement les valeurs obtenues par laser sont supérieures à celles obtenues par la que photogrammétrie : les relations empiriques entre indices de rugosités, établies sur des profils laser, ne pourront être utilisées directement à partir des données d'entrées de la stéréophotographie ;
4. Les conditions de mise en oeuvre de la photogrammétrie ont été discutées : il faut avoir une installation rigide qui assure la stabilité des conditions de photographie pendant la pluie.

Dans un deuxième temps, une nouvelle méthode a été mise en oeuvre pour le suivi de l'évolution de la détention superficielle au cours de la pluie à l'aide de photogrammétrie associée à des algorithmes de traitements d'image. Le calcul de différentes caractéristiques des flaques à la surface du sol (surface recouverte, hauteur moyenne, distribution spatiale dans la placette) a été réalisé en utilisant les MNTs obtenus par laser ou par stéréo. Ces deux méthodes ont montré une très bonne correspondance.

Ainsi, à l'issue de cette partie, nous disposons d'un dispositif expérimental permettant, d'une part d'obtenir des MNT de la surface du sol à haute résolution (pas d'espace horizontal de 1 mm, surface étudiée de 1 m², précision horizontale de l'ordre de 100 µm), d'autre part de suivre la dynamique des flaques à la surface du sol. Ce dispositif peut maintenant être utilisé

dans des expérimentations d'infiltration-ruissellement en conditions hétérogènes. Enfin, il permettra de fournir les conditions limites des modèles distribués d'infiltration.

3 Deuxième partie : Prise en compte de l'hétérogénéité du sol et du microrelief de la surface dans le partage infiltration-ruissellement : étude expérimentale et premières modélisations.

1 *Introduction*

Dans cette partie on cherchera à quantifier les mécanismes de redistribution horizontale de l'eau de pluie (partition infiltration/ruissellement et transfert de l'eau en surface) aux échelles fines (échelle de la placette, m²), sous l'influence de la répartition spatiale et de la variabilité des états de surface du sol. Les propriétés de surface du sol sont habituellement faiblement prises en compte dans les modèles hydrologiques. D'une part, la surface du sol est une interface complexe avec des propriétés qui sont très variables dans le temps et dans l'espace. D'autre part, l'échelle pour la détermination de propriétés du sol (du dm² au m²) est inférieure à l'échelle élémentaire (de la centaine de m² au km²) des modèles hydrologiques distribués. Ainsi, les modèles hydrologiques distribués nous contraignent à utiliser des connaissances acquises localement pour décrire le fonctionnement de bassins de plusieurs km². Or, les modèles se prêtent peu aux changements d'échelle. Même à l'échelle locale (m²) les propriétés de surface du sol peuvent être fortement variables : les surfaces très perméables avec des macropores ouverts (Léonard et al, 2004 ; Bastardie et al, 2005) peuvent être à côté de surfaces avec une perméabilité très basse (croûtes sédimentaires et structurales, Fiès et Panini, 1995 ; Fiès et Castelao-Gegunde, 1996). L'objectif initial est de caractériser, expérimentalement et par simulations numériques, l'influence de la variabilité spatiale des caractéristiques de surface du sol sur l'infiltration et l'écoulement. Nous nous appuierons expérimentalement sur la connaissance du MNT et sur le suivi spatialisé des zones de flaques qui vont faire évoluer localement les conditions aux limites de l'infiltration (conditions de charge sous les flaques vs conditions de flux dans les zones émergentes). Dans ce cadre, la stéréo-photographie apparaît comme un outil approprié et polyvalent, sous réserve d'une bonne caractérisation métrologique de ce dispositif. Les expérimentations permettront de contraindre un modèle d'infiltration spatialisé basé sur l'équation de Richards en 3 dimensions (Chambarel et Ruy, 2005) pour la partie sol, et sur un modèle de redistribution des excès d'eau en surface selon des critères topographiques (il ne s'agit pas de coupler l'équation de Richards avec un modèle de ruissellement tel que décrit dans Estèves et al., 2000, ce qui d'un point de vue numérique semble périlleux).

Des expérimentations en conditions contrôlées ou semi-contrôlées, de complexités croissantes, ont été mises en œuvre pour acquérir les données nécessaires au test d'un modèle déterministe spatialisé. Nous avons travaillé sur deux types de milieu :

- i. expérimentation de simulation de pluie sur une surface plane, *in situ*, sans

rugosité. Deux simulations de pluie successives ont été réalisées, la première n'ayant pas généré de ruissellement. Dans ce cas, seules les propriétés hydrodynamiques du sol sont variables spatialement, et la condition limite supérieure est homogène. L'objectif de cette expérimentation est de quantifier l'influence de la variabilité spatiale à l'échelle locale des propriétés hydrodynamiques du sol sur l'infiltration et le ruissellement ;

- ii. un milieu artificialisé composé d'un mélange de 2 composants a été réalisé sur une maquette en 2D (une dimension horizontale, une dimension verticale). La maquette a été constituée d'un milieu filtrant agrégé et un milieu moins filtrant plus compact, représentatifs d'un milieu non dégradé et d'une croûte structurale. Ces deux composants ont été répartis de façon déterministe pour former une placette composite. Nous avons utilisé le simulateur de pluie de l'unité de Science du Sol de l'INRA d'Orléans (URSols). L'avantage de cette approche est de permettre une détermination aisée des paramètres hydrodynamiques correspondants aux deux composants, et de bien contraindre la localisation des excès d'eau. L'inconvénient est l'artificialisation du milieu,

Pour des raisons de manque de temps, seules les expérimentations ont pu être menées à leur terme. La modélisation est seulement débutante et doit être vue comme une première tentative de coupler infiltration 3D et genèse du ruissellement sur des surfaces hétérogènes.

Organisation

Cette partie est organisée en 5 chapitres. Le **chapitre 2** concerne la caractérisation expérimentale et la modélisation de l'effet de l'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques du sol sur l'infiltration et le ruissellement. Le **chapitre 3** concerne le suivi du partage infiltration-ruissellement sur une maquette de sol. Ces données ont été acquises dans la halle expérimentale du simulateur de pluie de l'URSols de l'INRA d'Orléans. Le **chapitre 4** présente le principe d'un modèle couplant infiltration 3D et redistribution latérale des excès d'eau en surface. Les algorithmes gérant cette redistribution latérale sont présentés.

2 *Influence de la variabilité
spatiale des propriétés
hydrodynamiques du sol sur
l'infiltration et la genèse du
ruissellement : expérimentation et
modélisation*

Résumé

L'objectif de cette étude est l'étude de la variabilité spatiale des propriétés hydrauliques des sols dans un premier temps et puis de leur impact sur les flux hydrologiques à petite échelle (1m²).

Deux simulations de pluie avec deux intensités différentes (15 et 32 mm h⁻¹) ont été effectuées sur une placette d'un mètre carré. 24 micro-tensiomètres ont été utilisés pour le suivi du potentiel matriciel dans le sol à deux profondeurs. 14 échantillons de sol d'environ 550 cm³ de volume ont été prélevés sur la surface de placette après les expérimentations pour déterminer les propriétés hydrodynamiques. Les paramètres du modèle de Mualem-Van Genuchten ont été obtenus pour chaque échantillon en utilisant la méthode de Wind et la méthode du perméamètre à charge constante. En outre, la méthode des ondes cinématiques a été utilisée pour caractériser les flux d'eau dans les macropores.

Nous avons observé une importante variabilité dans la réponse des tensiomètres à une profondeur donnée et d'une profondeur à l'autre (temps d'arrivée du front d'humectation, cinétique d'humectation, ...). Cette variabilité ne peut pas être attribuée aux conditions limites, l'intensité apportée par le simulateur de pluie étant homogène sur toute la placette. Dans un deuxième temps, nous avons analysé la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol. L'analyse de l'écart quadratique moyen (RMSE) entre les propriétés hydrodynamiques des échantillons de sols a montré qu'il n'existe pas de corrélation spatiale entre les propriétés hydrodynamiques des sols pour une distance supérieure ou égale à 20 cm. Nous avons ensuite simulé l'expérimentation en utilisant un modèle basé sur l'équation de Richards, le modèle PASTIS. Les simulations ont été réalisées sans prendre en compte puis en prenant en considération les écoulements dans la macroporosité en introduisant dans PASTIS une courbe de conductivité hydraulique bi-modale. L'analyse des résultats de simulations sur la dynamique du ruissellement a montré une amélioration considérable sur le volume de ruissellement généré par la modèle et le temps de genèse de ruissellement lorsque les macropores sont pris en considération, mais il y a encore une surestimation du ruissellement simulé.

2.1 Introduction:

Le sol est un environnement très complexe et il est naturellement hétérogène. En raison de ces hétérogénéités, les propriétés de sol changent dans le temps et dans l'espace à différentes échelles.

L'analyse d'une telle hétérogénéité peut répondre à différents objectifs : interpolation ou extrapolation des mesures ; plan d'échantillonnage adapté à l'hétérogénéité ; impacts sur les modèles de fonctionnement hydrologiques prédictifs ; Les méthodes employées pour évaluer la variabilité spatiale des propriétés de sol peuvent être résumées dans trois groupes :

(i) *Méthode statistique* : le but de cette méthode est de trouver la fonction de densité de probabilité (pdf) et de quantifier la variabilité par le coefficient de variation (CV). Beaucoup d'études ont utilisé le CV en tant que facteur quantitatif de la variabilité sans étudier la distribution statistique de la variable étudiée (Bascomb and Jarvis, 1976; Bell et al., 1980). Les distributions normale et log-normale sont fréquemment utilisées pour décrire la distribution statistique des propriétés du sol. Par exemple plusieurs auteurs ont montré que la distribution normale est bien adaptée pour la description de variables statiques ou à faible dynamique, telles que l'humidité du sol (Ancil et al., 2002; Buttafuoco et al., 2005) ou la densité apparente (Cassel and Bauer, 1975; Gupta et al., 1995), et que la distribution log-normale est mieux adaptée pour décrire des variables ou paramètres dynamiques telles que la conductivité hydraulique (Vauclin, 1982). La connaissance de la distribution statistique est nécessaire pour analyser les données et obtenir des statistiques descriptives ou pour déterminer et concevoir un plan d'échantillonnage adapté à un degré de précision souhaité (taille de l'échantillonnage) ;

(ii) *Analyse géostatistique* : cette méthode traite les données et les problèmes dont la variabilité spatiale comporte un certain degré de structuration et d'organisation (Miroslav and Donald, 1994). L'évaluation des données dans cette méthode est exécutée à l'aide de deux outils 1) l'auto-corrélogramme et 2) le semi-variogramme. L'information obtenue à partir de ces deux méthodes sur la variabilité spatiale peut être avantageusement employée pour estimer une propriété du sol aux endroits où elle n'est pas mesurée (Voltz and Goulard, 1994) : l'utilisation du semi-variogramme

permet d'obtenir une spatialisation d'une variable ou d'un paramètre à partir de l'interpolation « la meilleure possible » depuis les points de mesure. Il permet également d'associer à la valeur interpolée une incertitude d'estimation. Généralement les propriétés de sol ont souvent une dépendance spatiale importante (Ersahin and Brohi, 2006).

(iii) *Méthode de régression* : son objectif est de trouver la relation entre les différents facteurs qui influencent la variabilité spatiale de sol, (ex. Zhao et al., 2007). Il peut être utile de considérer et expliquer les différences entre le modèle et les vraies mesures qui sont rapportées fréquemment (Dekker et al., 1999).

(iv) *Méthode de similitude « scaling »* : dans cette méthode, on suppose que le sol, qui est un milieu hétérogène résulte de « l'assemblage » d'un ensemble de milieux homogènes et « semblables » entre eux. Les propriétés hydrodynamiques, hétérogènes spatialement, sont supposées être similaires entre elles et reliés par un scalaire appelé « facteur d'échelle ». Etudier la variabilité spatiale revient à déterminer les facteurs d'échelle entre les paramètres hydrodynamiques. L'objectif de la similitude est de combiner un ensemble de fonctions dans une seule courbe en utilisant le facteur d'échelle. Ces facteurs d'échelle ont pu être calculés pour différents modèles de courbe de conductivité hydraulique (Bacchi et al., 1989 ; Kosugi, 1996), pour la conductivité hydraulique à saturation (Zelege and Si, 2005) ou pour la courbe de rétention (Kosugi, 1996).

Aujourd'hui la simulation dynamique du transport de l'eau et de corps dissous est de plus en plus employée dans un but de meilleure gestion des ressources en eau. Cependant, de nombreuses différences peuvent être trouvées entre les prédictions des modèles et les observations de terrain. Ces différences pouvant souvent être atténuées où disparaître après une phase de calage des paramètres du modèle, on peut attribuer ces écarts entre prédictions et observations à une mauvaise paramétrisation du modèle. Cette mauvaise paramétrisation peut avoir plusieurs origines :

- Différence d'échelle entre l'échantillon ayant servi à mesurer les paramètres (dm^2) et la maille d'application du modèle (du m^2 à l'hectare, voire plus). Le sol est supposé homogène, et un Volume Élémentaire Représentatif (VER) peut être défini et servir de base à la détermination des paramètres. En réalité, des différences spatiales existent, qui sont le résultat d'un certain nombre de facteurs tels que la microtopographie du sol ou rugosité qui augmente le stockage de l'eau sur la surface du sol et rend l'infiltration complexe (Hansen et al., 1999; Kamphorst et al., 2000; Mitchell and Jones, 1978), la variabilité des états de surface et l'existence de croûtes de dégradation du sol se formant sous l'impact des gouttes de

pluie (Assouline and Mualem, 2003; Ndiaye et al., 2005; Neave and Rayburg, 2007), ou bien l'effet de la végétation et de l'interception-redistribution de la pluie incidente par la canopée qui va générer une hétérogénéité de la pluie transmise à la surface du sol par création de stemflow autour des arbres et des plantes (Ellies and Huber, 1991; Liang et al., 2007). Dans ce cas, les paramètres effectifs vont dépendre de la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques du sol et du microrelief.

- Une paramétrisation par défaut par grande classe de texture, comme cela peut être proposé dans le modèle Hydrus (Šimůnek and Šejna, 2007). Or, le sol se caractérise par une texture donnée, mais également par sa structure. Cette structure résulte de la pédogenèse, des interventions humaines (labour, culture) et du climat (pluie, sécheresse). Luxmoore (1981) a proposé une classification dans laquelle les pores se classifient dans trois groupes (micro-, meso- et macro-pores) mais il n'y a aucun critère pour déterminer leur domaine car les changements de domaines sont continus. La structure regroupe la méso et la macroporosité et elle contribue à l'hétérogénéité du sol (Abbaspour et al., 2001; Mallants et al., 1997) par la création discontinue de pores plans (fissures), tubulaires (trous de vers de terre) ou annulaires (anciennes racines). Elle est le siège d'écoulements rapides qui peuvent « court-circuiter » la matrice du sol : c'est le phénomène d'écoulement préférentiel (« by-pass flow ») Ainsi l'écoulement dans les macropores influence l'infiltration (Ethz, 2001; Larsson et al., 1999). Malgré l'importance des macropores et de nombreuses observations, cet aspect n'a pas souvent été considéré dans les modèles de fonctionnement hydrologique, qui sont souvent basés sur la théorie de transport développée pour des milieux poreux homogènes (Jarvis, 1995). Cependant quelques modèles prennent en compte les écoulements rapides, soit en ne considérant que les écoulements préférentiels (ex. : modèle KDW, Di Pietro et al., 2003), soit en introduisant un saut de conductivité hydraulique proche de la saturation (par exemple : modèle Hydrus (Šimůnek and Šejna, 2007), dans ce cas le phénomène de « by-pass » ne peut pas être simulé), soit en prenant en compte les écoulements rapides et les écoulements diffusifs, tels que le modèle MACRO (Jarvis, 1995). Dans ce modèle, la porosité totale a été divisée en deux composants, macropores et micropores, et l'eau du sol peut être échangée dans l'un ou l'autre de ces domaines d'écoulement (Jarvis, 1994).

Des modèles qui simulent l'écoulement de l'eau dans le domaine non saturé dans

le sol ont été largement développés et adoptés. La description du mouvement de l'eau dans le sol, est basée le plus souvent sur l'équation de Richards. Ces modèles nécessitent une paramétrisation, c'est à dire la détermination des paramètres hydrodynamiques que sont la courbe de rétention $h(\theta)$ et la courbe de conductivité hydraulique $K(\theta)$ ou $K(h)$, où h est le potentiel matriciel (m) et θ la teneur en eau volumique ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$). Ces propriétés hydrodynamiques sont habituellement représentées par des modèles paramétriques dont le plus connu est le modèle de Mualem-Van Genuchten. L'application de ces fonctions est difficile en raison de la nature exponentielle de ces fonctions (Da Silva et al., 2007) et la détermination précise de ces paramètres reste un enjeu scientifique important (Borgesen et al., 2006; Vogel et al., 2001).

Les différences entre résultats de simulations et observations peuvent donc être attribuées soit à un défaut théorique (non prise en compte des écoulements préférentiels, équation de Darcy-Richards non adaptée), soit à l'hétérogénéité spatiale des paramètres. Cette hétérogénéité spatiale a souvent été étudiée soit localement en fonction de la dégradation structurale du sol (détermination des propriétés d'infiltrations des croûtes sédimentaires ou structurales par exemple), soit à l'échelle du champ, en espaçant les mesures ou prélèvements de plusieurs mètres. Cependant, à notre connaissance il n'existe pas de caractérisation de la variabilité des propriétés hydrodynamiques à l'échelle locale, lorsque la distance entre échantillons est de l'ordre du dm. L'hypothèse sous jacente de l'existence d'une forte corrélation spatiale des paramètres à cette échelle n'a cependant pas été vérifiée. En effet, si cela peut être exact pour certains paramètres liés à la texture du sol, en revanche pour les paramètres liés à la structure, tels que la conductivité hydraulique proche de la saturation, ceci n'est pas évident. L'objectif de cette étude est de caractériser la variabilité spatiale locale des paramètres hydrodynamiques et leur effet sur l'infiltration et le ruissellement.

2.2 Matériels et méthodes

2.2.1 *Le sol*

Le milieu d'étude est situé dans le domaine expérimental du centre INRA d'Avignon. Le sol est classifié comme Calcosol, avec une origine alluviale. Un premier horizon (0-60 centimètre) est très structuré; la texture est argilo-limoneuse. Les propriétés de texture pour trois échantillons de sol sont énumérées dans le Tableau 3-1. La surface de la placette présente une faible pente de 5 % et représente 1 m^2 .

Le sol était enherbé le long de lignes de semis espacées d'une quinzaine de cm. L'herbe a été coupée manuellement au ras du sol avant les expérimentations.

Tableau 3-1: Texture du sol étudié, 3 prélèvements.

Profondeur (cm)	"Profil A"			"Profil B"			"Profil C"		
	Ag	Li	Sa	Ag	Ag	Li	Ag	Ag	Li
0-10	44.8	49	6.2	30.5	55.8	13.7	37.7	51.6	10.7
10-20	44.4	50.2	5.4	30.8	55.9	13.3	39	51.8	9.2
20-30	46	49.4	4.6	30	56.4	13.6	38.9	51.6	9.5

Ag : argile ; Li : limon ; Sa : sable

2.2.2 Simulation de pluie

Les simulations de pluie ont été assurées par un mini-simulateur du type Orstom, décrit par Asseline (1997). Des pieds en métal forment une structure pyramidale tronquée, la buse oscillante générant la pluie est située à une hauteur de 3.5 m. La structure a été couverte latéralement de plastiques pour protéger la placette expérimentale contre le vent. L'intensité de pluie peut être réglée en modifiant l'angle principal d'oscillation de la buse et la vitesse de l'oscillation. La buse est alimentée sous une pression constante (0.55 bars) par une pompe. La surface arrosée est de plusieurs m² mais l'homogénéité de la pluie est assurée pour un carré central de 1 m², qui constitue la placette expérimentale.

Deux simulations de pluie ont été effectuées. Les deux intensités appliquées ont été de 15.4 et 32.4 mm h⁻¹. Les pluies étaient apportées jusqu'à obtention du régime permanent pour le ruissellement. Pour la première pluie, aucun ruissellement n'a eu lieu et la pluie a été arrêtée après 2 h. La deuxième simulation a été effectuée en augmentant l'intensité de pluie, deux jours après la première simulation, sur la même placette. Le ruissellement généré était constant, bien que peu important. La pluie a été arrêtée au bout de 1 h.

2.2.3 Instrumentation de la parcelle expérimentale

Un cadre a été enfoncé sur les pourtours de la placette. Il est fermé sur 3 côtés et ouvert sur le côté aval, pour le recueil du ruissellement. Le ruissellement est mesuré manuellement par mesure du temps nécessaire pour remplir un volume donné, le volume étant ajusté à la dynamique de ruissellement (« mesure au seau »).

24 microtensiomètres (dimension de la bougie : diamètre 2 mm, longueur 20 mm) ont été installés latéralement dans la placette, à deux profondeurs (8 et 13 cm). Ces microtensiomètres sont raccordés à des capteurs de pression regroupés par boîtier

de 6, chaque boîtier est relié à une centrale d'acquisition Campbell. Les données sont acquises et enregistrées au pas de 10 s pendant la pluie, à un pas plus important entre les pluies. Ces boîtiers ont été calibrés : la relation entre le signal délivré par le capteur et la succion du sol au niveau de la bougie est une relation linéaire, les coefficients de cette relation étant eux-mêmes linéairement dépendant de la température. L'écart-type résiduel de l'étalonnage permet d'estimer l'incertitude sur la mesure du potentiel matriciel : elle est inférieure à 5 mm lorsque la succion est exprimée en hauteur d'eau.

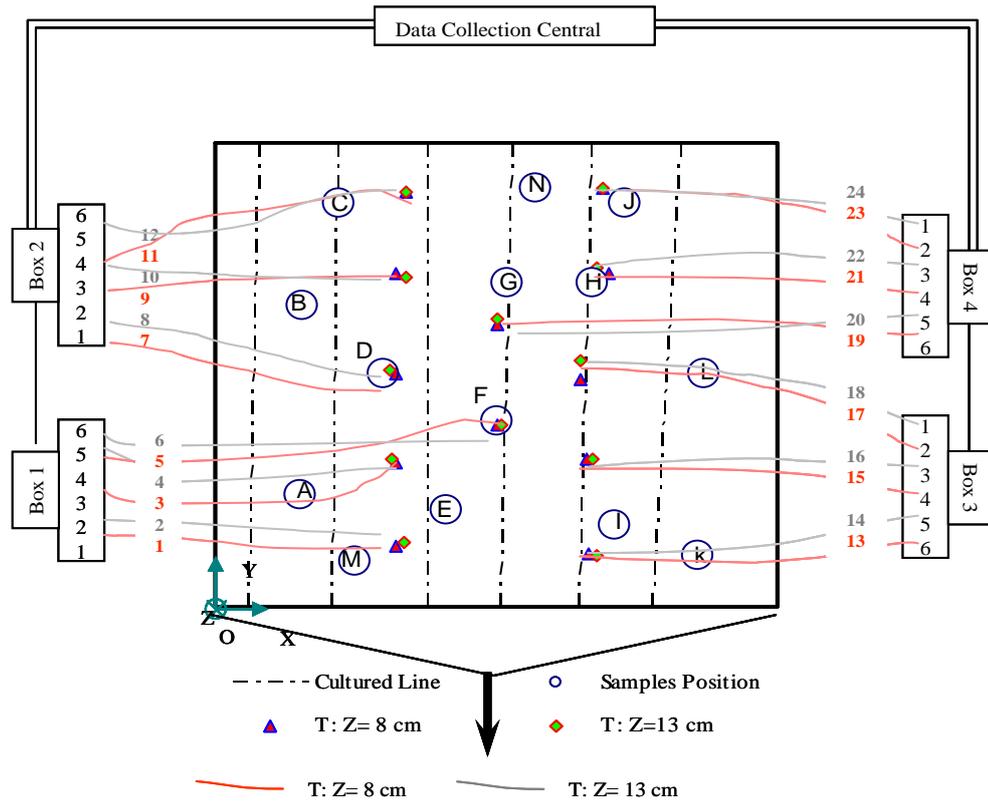


Figure 3-1: Schéma général de la placette avec les micro-tensiomètres, les boîtiers contenant les capteurs de pression et le raccordement à la centrale d'acquisition des données.

Le sol a été creusé des deux côtés de la placette pour installer les tensiomètres. Ensuite, les tensiomètres ont été soigneusement mis en place dans le sol et les fosses creusées ont été rebouchées pour éviter une infiltration préférentielle le long des parois du cadre. Les pourtours extérieurs de la placette ont ensuite été recouverts de plastique pour les abriter de la pluie du simulateur et éviter des artefacts lors du suivi de l'infiltration. La Figure 3-1 montre un schéma simple de l'installation et de la position des microtensiomètres. Ceux-ci sont installés par couples l'un au dessus de l'autre, afin de pouvoir suivre une dynamique d'infiltration sur une même verticale.

Les tensiomètres ont une gamme de mesure limitée, entre la saturation (voire pour une charge légèrement positive) et une succion d'environ 9 m. Ensuite on assiste soit à une entrée d'air dans la bougie poreuse, soit à la cavitation de l'eau contenue dans le microtensiomètre. Le sol étant initialement très sec lors de la première simulation de pluie, nous avons installé les tensiomètres et débuté la simulation de pluie rapidement après. Les tensiomètres n'ont donc pas eu le temps de s'équilibrer avec l'eau du sol : les premières données tensiométriques ne sont donc pas exploitables. La réponse des tensiomètres peut être analysée à partir de la détection du front d'infiltration, c'est-à-dire au moment où la succion diminue. Ce moment est clairement visible sur les graphes. Cependant, cela signifie que la condition initiale de l'expérimentation n'est pas connue en termes de potentiel matriciel.

2.2.4 Bilan de l'eau

Le bilan de l'eau à l'échelle de la placette peut être classiquement établi à partir de la relation classique suivante :

$$P + ER + Q + SWS + D = 0 \quad \text{Équation 1}$$

où P est la pluie, ER l'évapotranspiration réelle (considérée nulle pendant la simulation de pluie), Q le ruissellement qui a été manuellement mesuré à l'exutoire de la placette, SWS est la variation de quantité d'eau stockée dans le sol pour la couche considérée et D le drainage à la frontière inférieure du volume de sol considéré. Cette équation a été utilisée à l'échelle de la placette, pour la couche 0-15.5 cm. Le drainage inférieur n'a pas été mesuré. Les variations de stock hydrique ont été calculées à partir des mesures des potentiels matriciels et de la courbe de rétention du sol, mesurée à la fin des expérimentations (voir section suivante). Nous avons utilisé une moyenne pondérée par les surfaces en utilisant les polygones de Thiessen déterminés à partir de l'emplacement des tensiomètres (voir Figure 3-1). Une autre carte de Thiessen a été établie en se basant sur la position des prélèvements d'échantillons pour la détermination hydrodynamique au laboratoire. Le calcul est illustré sur l'exemple du tensiomètre h2-11 (voir Figure 3-2). La surface géométrique, notée S_{h2_11} , affectée à ce tensiomètre est donnée sur la Figure 3-2 à droite. Deux échantillons ont été prélevés et concernent une partie de cette surface : il s'agit des échantillons C et G (Figure 3-2 à gauche). A ces échantillons sont associées des surfaces représentatives (mm^2) notées respectivement S_C et S_G . Les courbes de rétentions $\theta(h)$ sont indexées par le label de l'échantillon. L'évolution de la quantité d'eau V_{h2_11} (mm^3) stockée dans le volume situé sous la surface S_{h2_11} (mm^2) est calculée par :

$$V_{h2_11}(t) = \Delta z \cdot \left((S_{h2_11} \cap S_C) \cdot \theta_C(h_{h2_11}(t)) + (S_{h2_11} \cap S_G) \cdot \theta_G(h_{h2_11}(t)) \right)$$

où Δz est l'épaisseur de la couche considérée (mm), et $h_{2_11}(t)$ (m) est la réponse du tensiomètre h2_11.

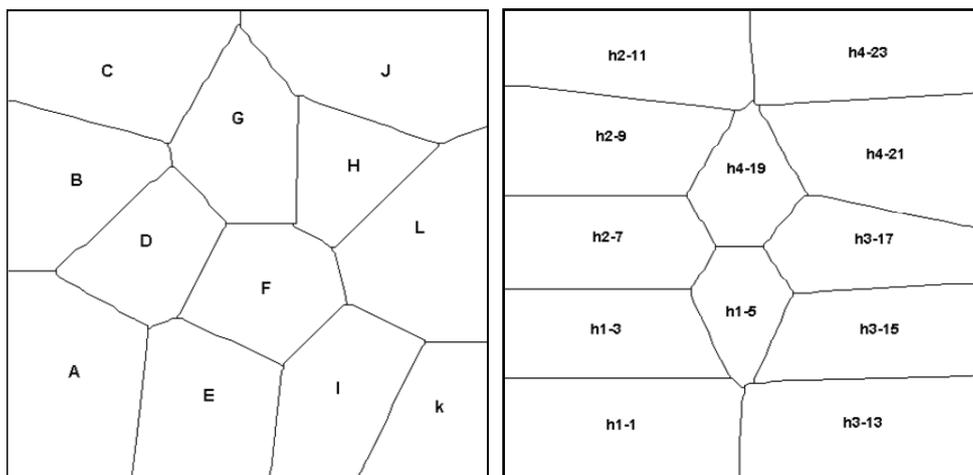


Figure 3-2 : Polygones de Thiessen pour les propriétés hydrodynamiques de sol (à gauche) et les données tensiométriques à la profondeur de 8cm (à droite).

Finalement, à l'échelle de la placette, le stockage de l'eau dans le sol à un instant donné peut être calculé par :

$$S(t) = \sum W_{sc} * \Delta Z_{sc} * \theta(h_{sc}(t)) \quad \text{Équation 2}$$

où W_{sc} est la pondération qui est calculée à partir du croisement des deux cartes des polygones de Thiessen, SC est l'indice de la combinaison choisie, ΔZ est l'épaisseur de la couche considérée (10.5 cm pour les tensiomètres implantés à 8 cm de profondeur, 5 cm pour les tensiomètres implantés à la profondeur de 13 cm).

SWS est calculée comme la différence entre la quantité d'eau stockée à un instant donnée et la quantité d'eau présente initialement. Le drainage D est alors calculé à partir de l'équation du bilan hydrique.

2.2.5 Propriétés hydrodynamiques:

12 échantillons (notés A à L, voir Figure 3-1) ont été prélevés après la dernière pluie une fois le sol ressuyé pour étudier la variabilité des propriétés hydrodynamiques de la surface de sol (profondeur de prélèvement : 0.5-8 cm); et deux échantillons (M et N, voir Figure 3-1) ont été prélevés en profondeur (profondeur : 8-15 cm) avec des cylindres de WIND. Des cylindres de deux tailles différentes ont été utilisés : les cylindres de petites dimensions (diam 11 cm, haut 6 cm, Volume ~ 550 cm³) ont été utilisés pour les prélèvements de surface ; pour les échantillons « profonds » le volume est d'environ 1250 cm³ (diam 15 cm, haut 7 cm).

Trois caractérisations ont été réalisées successivement sur chacun des échantillons au laboratoire de l'UMR EMMAH :

- Détermination de la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} , par la méthode du perméamètre à charge constante : cette méthode classique n'est pas décrite ici ;
- Détermination des paramètres du modèle d'ondes cinématiques dispersives KDW (Di Pietro et al., 2003) : cette caractérisation intervient après la détermination du K_{sat} , une fois que l'échantillon s'est ressuyé par drainage libre (échantillon à « capacité au champ »), soit après une durée de 24h ;
- Détermination de la courbe de rétention et de la courbe de conductivité dans le domaine non saturé par la méthode de Wind en évaporation (Tamari et al., 1993).

La combinaison des trois méthodes permet d'obtenir la courbe de conductivité hydraulique dans tout le domaine d'humidité de l'échantillon.

2.2.5.1 Caractérisation hydrodynamique par la méthode de Wind

La méthode a été à l'origine développée par (Wind, 1969) pour déterminer les paramètres hydrodynamiques en partant d'un échantillon saturé et sous condition d'évaporation. La méthode a été modifiée par Tamari et al. (1993), les erreurs expérimentales ont été déterminées par Mohrath *et al.* (1997) et la méthode a été modifiée pour être utilisée sous condition de flux d'infiltration (Bruckler *et al.*, 2002). Cette méthode est décrite de façon intensive dans la littérature et nous ne donnons pas de détails supplémentaires ici.

La courbe de rétention a été ajustée par le modèle de Van Genuchten et la courbe de conductivité par le modèle de Mualem-Van Genuchten (Van-Genuchten, 1980). Les paramètres de ce modèle ne sont pas forcément identiques entre ces deux courbes : il faut donc les prendre comme des paramètres d'ajustement sans réelle signification physique. L'expression de la courbe de rétention est :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{1}{1 + (\alpha |h(\theta)|)^n} \right)^m \quad \text{Équation 3}$$

avec :

$$m = 1 - \frac{1}{n}$$

Équation 4

où les paramètres du modèle sont : θ_s : teneur en eau à la saturation ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) ; θ_r : teneur en eau résiduelle ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), n (-) est un paramètre de forme et α ($1/\text{m}$) est un paramètre de structure $h(\theta)$ est le potentiel matriciel (m) et θ est la teneur en eau volumique ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$).

Le modèle de conductivité hydraulique s'exprime par :

$$K(h) = K_s \cdot \frac{\left(1 - (\alpha \cdot |h|)^{n-1} \cdot \left(1 + (\alpha \cdot |h|)^n\right)^{-m}\right)^2}{\left(1 + (\alpha \cdot |h|)^n\right)^{m/2}}$$

Équation 5

où $K(h)$ (m s^{-1}) est la conductivité hydraulique insaturée fonction du potentiel matriciel h (m); K_s (m s^{-1}) est la conductivité hydraulique à la saturation, ajustée, les autres paramètres sont les mêmes que pour la courbe de rétention de l'eau.

2.2.5.2 Caractérisation des écoulements préférentiels par la méthode des ondes cinématiques

Des expériences d'infiltration sous simulation de pluie et le modèle des ondes cinématiques (OC) ont été employés pour décrire l'écoulement préférentiel (Di Pietro et al., 2003). L'échantillon doit être dans les conditions près de la saturation : la microporosité est saturée et l'écoulement aura lieu dans la macroporosité du sol.

La pluie a été assurée à l'aide d'un mini-simulateur de pluie. Ce simulateur se compose d'aiguilles hypodermiques distribuées sur une surface d'environ 180 cm^2 . L'intensité de pluie a pu être commandée par une pompe à impulsions. Le flux de drainage est recueilli au bas de l'échantillon par pesée automatique et régulière du volume percolé. La quantité d'eau stockée dans l'échantillon est également déterminée par pesage de l'échantillon. Cette quantité est transformée en teneur en eau dans la macroporosité. La mise en relation de la teneur en eau dans les macropores avec le flux de drainage permet de déterminer les paramètres cinématiques.

Le pas de temps d'enregistrement des données était de 10 s. La simulation de pluie commence avec un échantillon à la « capacité au champ », donc avec une teneur en eau dans la macroporosité égale à 0. L'expérience consiste à imposer une succession croissante d'intensité de pluie, la durée de chaque pallier étant fonction du

temps nécessaire à l'obtention du régime permanent (en général une dizaine de minutes par pallier). L'expérience s'arrête lorsque l'intensité de pluie devient supérieure à la capacité d'infiltration du sol, c'est à dire lorsque des flaques apparaissent à la surface du sol. Généralement, cette intensité limite est très largement inférieure à la valeur de K_{sat} pour des sols structurés une intensité basse.

L'écoulement est décrit par la relation (Di Pietro *et al.*, 2003) :

$$q = f(\theta_{ma}) + g\left(\frac{d\theta_{ma}}{dt}\right) = b \cdot \theta_{ma}^a - v \frac{d\theta_{ma}}{dt} \quad \text{Équation 6}$$

où b (m s^{-1}), a (-), et v (m) sont les paramètres cinématiques qui doivent être ajustés, q (m s^{-1}) est le flux de drainage et θ_{ma} ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) est la teneur en eau volumique dans la macroporosité. L'ajustement a été effectué en utilisant le solveur du logiciel Excel, qui est basé sur la méthode de Gauss-Marquardt.

2.2.5.3 Etablissement d'une courbe de conductivité bimodale.

Nous avons décidé de rester dans la théorie de Darcy-Richards pour la représentation des flux d'eau dans le sol. La difficulté est alors d'obtenir une courbe de conductivité dans toute la gamme d'humidité, alors que la méthode de Wind ne permet pas d'obtenir cette courbe dans le domaine quasi saturé où les écoulements se font essentiellement sous l'effet d'un gradient gravitaire et où le gradient capillaire est inexistant ou négligeable (cf. Tamari *et al.* 1993).

Nous avons donc établi une courbe de conductivité bimodale continue en extrapolant la courbe obtenue par la méthode de Wind dans le domaine proche de la saturation en utilisant la courbe obtenue par la méthode des ondes cinématiques. En effet, dans la théorie des ondes cinématiques, l'écoulement dans la macroporosité se fait sous l'effet de la seule gravité : le flux peut donc être assimilé à une conductivité hydraulique, le gradient moteur étant unitaire. En raisonnant en régime quasi permanent, le flux dans les macropores est relié à la teneur en eau de ces macropores par une relation puissance, qui est le premier terme du membre de droite de l'équation 3 :

$$f(\theta_{ma}) = b \cdot \theta_{ma}^a$$

Nous avons utilisé l'approche décrite dans (Rousseau *et al.*, 2004). La courbe complète de conductivité hydraulique est une somme pondérée des courbes de conductivité de Wind et des ondes cinématiques, la pondération étant une fonction sigmoïde de l'humidité du sol :

$$\log K(\theta) = (1 - \omega(\theta)) \cdot \log K1(\theta) + \omega(\theta) \cdot \log K2(\theta) \quad \text{Équation 7}$$

où K est la conductivité totale, K1 est la conductivité estimée par la méthode de Wind et K2 est la conductivité estimée à partir de la méthode des ondes cinématiques. L'expression K2(θ) est légèrement différente de l'expression $f(\theta_{ma})$ et nous avons utilisé l'expression de Brooks et Corey :

$$K_2(\theta) = Ks_2 \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad \text{Équation 8}$$

$$\omega(\theta) = \frac{1}{\left(1 + \left(\frac{\theta_b}{\theta} \right)^\beta \right)} \quad \text{Équation 9}$$

θ_r ($m^3 m^{-3}$), θ_s ($m^3 m^{-3}$), Ks_2 ($m s^{-1}$) et η (-) sont des paramètres supplémentaires d'ajustement, ainsi que θ_b ($m^3 m^{-3}$) et β (-). Pour le calcul de θ dans l'éq. 8, on rajoute à la teneur en eau des macropores, θ_{ma} , la teneur en eau totale initiale de l'échantillon au commencement de la simulation de pluie.

2.2.6 Modélisation

Nous avons simulé ces expérimentations pour quantifier l'effet de la variabilité des propriétés hydrodynamiques sur la réponse hydrologique de la placette. Nous avons utilisé le logiciel PASTIS (Lafolie, 1991 ; Garnier et al., 2001 ; Garnier et al., 2003), en introduisant la possibilité d'utiliser la courbe de conductivité hydraulique multimodale. Comme tout modèle mécaniste, la mise en œuvre nécessite la définition du domaine géométrique, la détermination des conditions initiales, des conditions aux limites et des paramètres hydrodynamiques.

+ *Domaine modélisé.*

Le domaine modélisé correspond à la couche 0-65 cm. Ce domaine est discrétisé en 4 couches différentes : 0-10.5 cm ; 10.5-20 cm ; 20-50 cm ; 50-65 cm.

+ *Détermination des conditions limites (CL)*

La condition à la limite supérieure est une condition de flux imposée et égale à l'intensité de pluie. En cas de refus à l'infiltration, le modèle PASTIS bascule automatiquement sous une condition de charge et génère du ruissellement (Findeling, 2001). La détention superficielle maximale a été estimée à 2 mm : lorsque la charge à la surface devient supérieure à cette DSM, du ruissellement apparaît.

La condition à la limite inférieure est une condition de charge : le potentiel matriciel est constant et égal – 151 cm, d'après des relevés d'autres tensiomètres implantés à cette profondeur à proximité immédiate de la placette.

+ Détermination des conditions initiales (CI)

Il n'a pas été possible de déterminer les conditions initiales grâce aux tensiomètres, car la simulation de pluie a débuté avant la mise à l'équilibre des tensiomètres avec le sol, du fait de l'état de sécheresse du sol qui correspond à une succion supérieure à la gamme de fonctionnement des tensiomètres. La placette étant située sur une parcelle bénéficiant d'un suivi hydrique régulier par ailleurs, nous avons déterminé les CI par simulations avec le modèle PASTIS, en partant d'une situation antérieure humide connue. Nous avons ensuite simulé l'évolution des profils hydriques dans le sol pendant une période de 2 mois sous l'effet des forçages climatiques (ETP, pluie, irrigation). Le domaine modélisé s'étendait jusqu'à 2 m de profondeur, où nous disposons de données tensiométriques stables dans le temps. Les paramètres ont été distribués par couche. Pour les couches 0-10.5 cm et 10.5-20 cm, nous avons utilisé une valeur moyenne, calculée à partir des 12 courbes bimodales pour la couche 0-10.5 cm et des 2 courbes bimodales pour la couche 10.5-20 cm. Pour les couches inférieures, nous avons utilisé des courbes moyennes obtenues par la méthode de Wind sur des échantillons prélevés par ailleurs. Le profil hydrique simulé par PASTIS au début de la simulation de pluie correspond à l'état initial du système.

+ Description du paramétrage du modèle

Pour les couches inférieures nous avons utilisé des courbes moyennes obtenues par la méthode de Wind sur des échantillons prélevés par ailleurs. Pour les deux couches superficielles, nous disposons de 14 échantillons, 12 dans la couche 0-10.5 cm et 2 dans la couche 10.5-20 cm. Chacun de ces échantillons peut fournir 2 jeux de paramètres différents, selon que l'on utilise une courbe de conductivité unimodale ou bimodale. Nous pouvons également déterminer des courbes moyennes par couche, unimodales ou bimodales. Nous avons réalisé 30 simulations différentes :

- 12 simulations en considérant les courbes individuelles unimodales dans la couche 0-10.5 cm, et une courbe moyenne unimodale dans la couche 10.5-20 cm
- 2 simulations en considérant une courbe moyenne unimodale dans la couche 0-10.5, et les courbes individuelles unimodales dans la couche 10.5-20 cm,
- 12 simulations en considérant les courbes individuelles bimodales dans la couche 0-10.5 cm, et une courbe moyenne bimodale dans la couche 10.5-

20 cm

- 2 simulations en considérant une courbe moyenne bimodale dans la couche 0-10.5, et les courbes individuelles bimodales dans la couche 10.5-20 cm.

Certains échantillons ne présentant pas de macroporosité, les courbes bimodales n'ont pas pu être établies. Dans ce cas, les courbes uni- et bimodales sont confondues. Il s'agit des échantillons A et E. L'analyse des résultats de simulation a porté sur les différents termes du bilan hydrique.

2.2.7 Analyse de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques et de la réponse des tensiomètres

L'expérimentation de simulation de pluie et les échantillons nous ont fourni des courbes, soit temporelles (évolution des potentiels matriciels au cours du temps), soit fonctionnelles (courbes de conductivité hydraulique unimodale). Nous avons voulu déterminer s'il existe une corrélation spatiale soit de la réponse des tensiomètres, soit des conductivités hydrauliques et des courbes de rétention. En effet, en l'absence de corrélation spatiale, il est inutile de se lancer dans une étude géostatistique et d'utiliser le krigeage. Les études de corrélation spatiale ont été développées pour être appliquées à des données scalaires. Or nous disposons de courbes, qui peuvent être vues comme des données vectorielles de grande dimension, paramétrées ou non. Concernant les courbes de conductivités qui sont paramétrées, nous pouvons envisager l'analyse spatiale des paramètres des modèles de conductivité, par exemple les paramètres du modèle de Mualem-Van Genuchten. Cependant, comme nous l'avons dit précédemment, ces paramètres ont été utilisés comme des paramètres d'ajustement, sans sens physique : l'analyse de leur corrélation spatiale aurait eu peu de sens physique. Il a donc fallu réfléchir à une méthodologie permettant de déterminer la corrélation spatiale entre courbes.

Après discussion avec J. Chadoeuf, statisticien de l'unité de Biométrie de l'INRA d'Avignon, nous nous sommes basés sur l'utilisation de la méthode des permutations, Nous donnons le principe de cette méthode ci-dessous.

1. Définition d'un critère unidimensionnel permettant la comparaison,
2. Calcul de ce critère pour différentes classes de distance en utilisant la vraie répartition spatiale des prélèvements (ou des mesures),
3. Permutation de la localisation des prélèvements (ou des mesures),
4. Calcul de ce nouveau critère pour cette répartition spatiale virtuelle,
5. On répète les étapes 3 et 4 pour un nombre « suffisant » de permutations : nous avons choisi le nombre de 50 000,

6. Analyse de la distribution du critère de comparaison, et on teste si le critère calculé avec la vraie répartition spatiale des prélèvements (ou des mesures) (étape 2) est significativement différent des 50 000 critères calculés avec des répartitions spatiales aléatoires (étapes 3, 4, 5).

Le critère choisi est la somme sur l'ensemble des couples de courbes au sein d'une classe de distance de la racine carrée de la moyenne des écarts quadratiques (RMSE) entre couples de courbes. Les classes de distance sont comprises entre 20 cm et 70 cm : 0-20 cm, 0-30 cm, 0-40 cm, 0-50 cm, 0-60 cm et 0-70 cm. Les courbes de conductivité unimodale $K(h)$ et de rétention $\theta(h)$ ont été comparées sur la gamme de succion comprise entre 0 et 10 m. Nous avons discrétisé les courbes avec un pas de succion variable, plus petit proche de la saturation et plus grand proche de la valeur limite 10 m. Pour chacune de ces valeurs de succion, nous avons calculé la conductivité et la teneur en eau, et nous avons calculés le critère RMSE à partir de ces points. Pour la réponse temporelle des tensiomètres, nous avons calculé ce critère à partir des différences de succion prises à chaque instant de mesure. Une transformation log a été appliquée avant calcul pour la réponse temporelle des tensiomètres et pour la courbe de conductivité. Dans le cas des tensiomètres, les temps de réponse sont différents entre tensiomètres : les succions précédant la détection du passage du front d'humectation n'étant pas valables, elles ont été remplacées par la valeur 10 m. Lorsque le sol devient saturé voire en charge, la succion devient nulle : on remplace cette valeur par la valeur 0.1 m avant la transformation log.

2.1 Résultats et discussion

2.1.1 Propriétés hydrodynamiques de sol

2.1.1.1 Paramètres hydrodynamiques

Le Tableau 3-2 présente les paramètres hydrodynamiques obtenus par les différentes méthodes. Les valeurs de CV sont d'environ 50 % pour les paramètres obtenus par la méthode des ondes cinématiques, les variabilités des paramètres n et θ_s étaient inférieures à celles des autres paramètres de la courbe de rétention et conductivité hydraulique, alors que α et K_{sat} montrent une variabilité très forte.

Pour illustrer l'existence de la grande variabilité des valeurs des conductivités hydrauliques obtenues, et plutôt que de montrer les différentes courbes, nous avons indiqué dans le Tableau 3-3 les valeurs numériques de K pour différentes valeurs de succion. Les valeurs obtenues montrent une grande différence entre différents échantillons. Deux raisons peuvent être considérées pour expliquer ces différences et ces variabilités :

- premièrement, la variabilité de la structure du sol qui influence

habituellement les paramètres (θ_s , θ_r , a , n , K_{sat}) utilisés dans les fonctions hydrodynamiques,

Tableau 3-2 : Paramètres hydrodynamiques. Les échantillons A à L ont été prélevés dans la couche 0-8 cm, les échantillons M et N dans la couche 8-15 cm. Les valeurs de K_{sat} dans le tableau sont ajustées.

	Paramètres cinématiques			Méthode de Wind						
	a	Log(b)	n	h (θ)				K (h)		
				θ_s	θ_r	α	n	α	n	K_{sat}
(-)	(mm h ⁻¹)	(mm)	(m ³ m ⁻³)	(m ³ m ⁻³)	(m ⁻¹)	(-)	(m ⁻¹)	(-)	(m s ⁻¹)	
A	-	-	-	0.43	0.29	1.84	1.53	0.94	1.05	2.13E-06
B	3.24	7.29	45.49	0.46	0	7.39	1.09	4.39	1.04	6.16E-05
C	9.75	16.73	49.42	0.45	0.21	5.72	1.78	1.24	1.07	1.37E-06
D	2.69	6.51	13.49	0.47	0	22.2	1.09	1.2	1.03	5.02E-06
E	-	-	-	0.41	0.09	1.94	1.12	2.26	1.03	1.99E-05
F	6.16	11.76	53.40	0.5	0.24	7.7	1.9	10.99	1.18	2.95E-05
G	4.46	7.61	60.58	0.5	0.3	8.44	1.84	20.49	1.26	1.40E-05
H	2.79	5.88	26.7	0.51	0.24	11.32	1.56	4.59	1.04	3.76E-06
I	3.83	7.89	37.28	0.51	0.18	21.37	1.2	0.61	1.03	4.13E-06
J	2.29	5.65	21.07	0.54	0.29	10.82	1.63	12.77	1.16	3.62E-05
K	2.37	5.94	62.33	0.52	0.23	16.06	1.34	6.59	1.04	9.22E-06
L	2.74	6.39	69.16	0.48	0.28	6.57	1.59	3.31	1.11	5.38E-06
M	3.32	6.85	22.35	0.4	0.15	3.67	1.11	0.13	1	1.66E-05
N	3.08	6.96	28.67	0.44	0.14	43.73	1.08	0.48	1.01	1.04E-05
MIN	2.3	5.7	13.5	0.4	0.0	1.8	1.1	0.1	1.0	1.37E-06
MAX	9.8	16.7	69.2	0.5	0.3	43.7	1.9	20.5	1.3	6.16E-05
σ	2.1	3.2	18.5	0.0	0.1	11.1	0.3	5.9	0.1	1.69E-05
CV (%)	54.8	40.2	45.2	9.1	53.8	92.4	21.6	118.7	7.0	107.7

Tableau 3-3 : Valeurs de la conductivité hydraulique K pour différentes valeurs de potentiels matriciels

Echantillon	Potentiel matriciel (cm)					
	0	0.1	1	10	100	1000
A	184.5	16.4	8.2	2.5	0.217	3.3 ^E -03
B	5318.1	159.5	58.4	8.5	0.225	2.2 ^E -03
C	118.7	15.7	7.8	2.2	0.153	1.9E-03
D	434.0	14.9	6.9	1.9	0.135	2.0E-03
E	1718.2	44.3	18.4	3.8	0.168	2.0E-03
F	2549.5	808.0	293.5	21.4	0.157	5.8E-04
G	1208.0	497.7	153.7	5.0	0.017	3.7E-05
H	325.2	12.9	4.7	0.7	0.017	1.6E-04
I	357.1	10.2	5.1	1.7	0.197	4.4E-03
J	3126.0	821.0	272.3	17.1	0.126	5.2E-04
K	796.2	28.4	9.5	1.1	0.021	1.9E-04
L	465.1	101.6	46.0	8.6	0.229	1.6E-03
M	1429.9	1.1	0.6	0.3	0.062	4.2E-03

- deuxièmement, la caractéristique exponentielle des relations de $K(h)$. Une variation de tension (h) très petite proche de la saturation (par exemple, passer de h=0 à h= 1 mm) peut générer une variation de K d'un ordre de

grandeur : pour les échantillons A et B, les valeurs de K_{sat} sont respectivement 184.5 mm j^{-1} et 5318.1 mm j^{-1} , tandis qu'elles deviennent 16.4 mm j^{-1} et 159.5 mm j^{-1} respectivement pour une succion de 1 mm. Ces échantillons montrent environ une variation de 970 et de 2800% seulement pour un changement de succion de 1 mm.

Nos échantillons sont des échantillons structurés, avec une forte macroporosité, ce qui donne des valeurs élevées de K_{sat} et une chute de la conductivité proche de la saturation. Ce fait a été discuté dans la littérature et contribue à l'échec de l'utilisation de l'équation de Darcy dans les sols à l'échelle du champ (Warrick and D.R., 1980). On peut également remettre en question les études de bilan hydrique basées sur une seule caractérisation expérimentale.

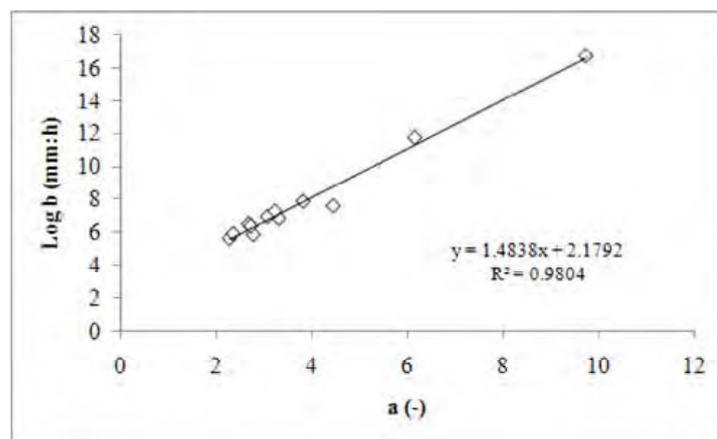


Figure 3-3 : Relation entre les paramètres du modèle d'ondes cinématiques

Nous avons également observé une forte corrélation entre les paramètres a (-) et b (mm h^{-1}) des ondes cinématiques, comme cela est indiqué sur la Figure 3-3, ce qui signifierait que ces paramètres sont liés. L'exposant a est théoriquement entre 2 et 3, selon que l'écoulement a lieu plutôt dans des pores plans ou tubulaires, mais sa valeur peut augmenter lorsque l'écoulement dans les macropores devient plus tortueux et turbulent (Ruy, 1997). La valeur de b est une conductance et est reliée à la conductivité hydraulique à saturation. Si on considère qu'à saturation, le flux dans les macropores est prépondérant, alors on peut écrire :

$$K_{sat} = b \cdot \theta_{ma}^{sat^a} \Leftrightarrow \log K_{sat} = \log b + a \log \theta_{ma}^{sat}$$

L'existence d'une corrélation linéaire entre $\log(b)$ et a indique une relation similaire, mais avec des coefficients constants. Ce point mériterait d'être approfondi, mais cela n'a pas été abordé dans la thèse.

2.1.1.2 Estimation de Ksat par différentes méthodes

Les conductivités hydrauliques à la saturation, mesurées ou ajustées, montrent une gamme très étendue de valeurs, allant d'environ 70 mm h⁻¹ à 3490 mm h⁻¹. Le Tableau 3-4 présente les valeurs de Ksat estimées par différentes méthodes :

- Mesure par le perméamètre à charge constante,
- Approximation par le flux maximal avant flaquage dans la méthode des ondes cinématiques,
- Ajustement dans le modèle de Mualem-Van Genuchten sur les données obtenues par la méthode de Wind.

Tableau 3-4 : Valeurs de conductivités hydrauliques à saturation (mm h⁻¹) mesurées ou estimées par différentes méthodes, ainsi que les valeurs de porosité et de masse volumique apparente.

Echantillon	Perméamètre	Ajustement modèle de	Onde	Porosité	Masse volumique
		Mualem-Van Genuchten	Cinématique	(%)	apparente (g cm ⁻³)
A	232	8	-	45.0	1.47
B	640	222	186	48.0	1.39
C	1009	5	257	51.0	1.30
D	1021	18	330	51.8	1.29
E	70	72	-	43.5	1.52
F	1968	106	118.6	49.5	1.35
G	578	50	163.8	49.1	1.37
H	223	13	139	50.0	1.34
I	624	14	119	50.7	1.34
J	359	130	126	49.7	1.35
K	628	33	60	52.0	1.28
L	512	19	163	51.3	1.30
M	3485	60	346	48.5	1.38
N	1448	37	224	47.6	1.41
MIN	69.6	4.9	59.8	43.5	1.28
MAX	3484.9	221.6	345.8	52.0	1.52
	979.9	67.8	98.4	2.5	0.07
CV (%)	103.1	112.1	49.6	5.1	5.20

L'utilisation de méthodes différentes conduit à des valeurs différentes. De façon générale, on peut classer les valeurs de Ksat suivant la méthode : perméamètre > ondes cinématiques > ajustement. Ceci peut s'expliquer par les raisons suivantes :

- Valeurs obtenues au perméamètre > valeurs obtenues par la méthode des ondes cinématiques. La première explication est liée à des artefacts expérimentaux : possibilité d'écoulements le long des parois pour le perméamètre, approximation seulement (saturation partielle) dans le cas

des ondes cinématiques. Cependant, ces écoulements le long des parois n'ont pas été observés. La deuxième explication est liée à la différence de conditions expérimentales. Dans le cas du perméamètre, le flux dans l'échantillon est sous charge positive : tous les macropores connectés entre le fond et la surface de l'échantillon sont actifs, et il suffit d'un macropore de grand diamètre et peu tortueux pour obtenir des valeurs de K_{sat} très élevées. Dans le cas des ondes cinématiques, les macropores qui ne sont pas dans les microdépressions ne seront jamais actifs, car du flaquage va apparaître en certains points de la surface, ce qui va déterminer le flux maximal admissible. De plus, du fait de l'existence de la tension superficielle de l'eau, un macropore ne devient actif que lorsque la lame d'eau en surface devient supérieure à 1 ou 2 mm, ce qui a déjà été démontré expérimentalement par Léonard (Léonard, 2000). Ceci doit nous interroger sur la signification des valeurs de K_{sat} mesurées au laboratoire avec la méthode du perméamètre à charge constante, car *in situ* le sol est rarement saturé sous une lame d'eau importante et le K_{sat} « effectif » au champ est donc beaucoup plus faible que celui mesuré au laboratoire.

- Valeurs ajustées inférieures aux autres : du fait des limites de la méthode de Wind, on ne peut pas obtenir de valeurs de conductivités en l'absence de gradient capillaires significatifs (Tamari et al. 1993) : en règle générale sur des échantillons structurés, les valeurs de conductivités peuvent être obtenues par la méthode de Wind dans la gamme de succion 0.1 m – 9 m. Or, entre la saturation (succion = 0) et une succion de 10 cm, on peut observer un saut de conductivité de plusieurs ordres de grandeurs (voir par exemple Kutilek, 1994). L'ajustement va donc prendre en compte une multitude de points expérimentaux pour des succions supérieures à 10 cm, et un seul point expérimental correspondant à la mesure du K_{sat} : la valeur ajustée du K_{sat} sera donc fortement influencé par les points expérimentaux obtenus dans le non saturé, et faiblement influencé par l'unique valeur à la saturation.

La variabilité est également plus grande pour le perméamètre que pour les autres méthodes : les mêmes explications peuvent être fournies.

Cependant, le spectre poral est continu et il doit en être de même pour la courbe de conductivité hydraulique. Nous avons donc estimé une courbe de conductivité dans toute la gamme de saturation en combinant les trois méthodes.

2.1.1.3 Etablissement d'une courbe de conductivité hydraulique dans toute la gamme d'humidité de l'échantillon

La courbe obtenue est clairement bimodale, avec un saut de conductivité proche de la saturation, comme cela peut être vu sur la Figure 3-4 pour l'échantillon M. Les paramètres d'ajustement de cette courbe bimodale (ajustement de Brooks and Corey sur les données des ondes cinématiques et fonction de pondération) sont donnés dans le Tableau 3-5.

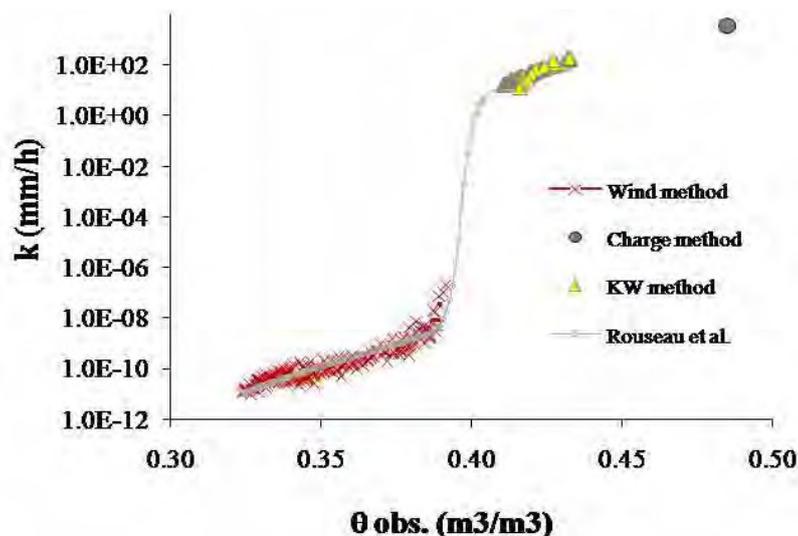


Figure 3-4 : Exemple de courbe complète de conductivité hydraulique obtenue pour l'échantillon M

Tableau 3-5 : Paramètres estimés pour la courbe de conductivité complète

	Brooks et Corey				Kcom	
	θ_r	K_{s2}	h	θ_s	θ_b	β
A	-	-	-	-	-	-
B	0.00	101.46	58.26	0.47	0.45	200
C	0.25	191.55	26.31	0.52	0.50	270
D	0.25	191.55	19.91	0.48	0.46	394
E	-	-	-	-	-	-
F	0.29	92.96	60.82	0.48	0.46	199
G	0.30	137.23	34.43	0.51	0.48	300
H	0.30	303.60	42.14	0.51	0.48	200
I	0.30	150.06	38.80	0.51	0.47	199
J	0.00	121.12	14.83	0.50	0.49	200
K	0.30	90.36	6.76	0.55	0.48	300
L	0.30	136.67	16.79	0.44	0.41	199
M	0.35	191.22	7.35	0.43	0.40	200
N	0.30	192.31	18.31	0.44	0.41	200

2.1.2 Evolution des potentiels matriciels de l'eau du sol pendant la simulation de pluie

La Figure 3-5 (respec. la Figure 3-6) montre l'évolution temporelle du potentiel matriciel mesuré par les tensiomètres raccordés au boîtier 1 (respec. au boîtier 2), dans lequel trois tensiomètres ont été installés à la profondeur de 8 et 3 autres à celle de 13 cm.

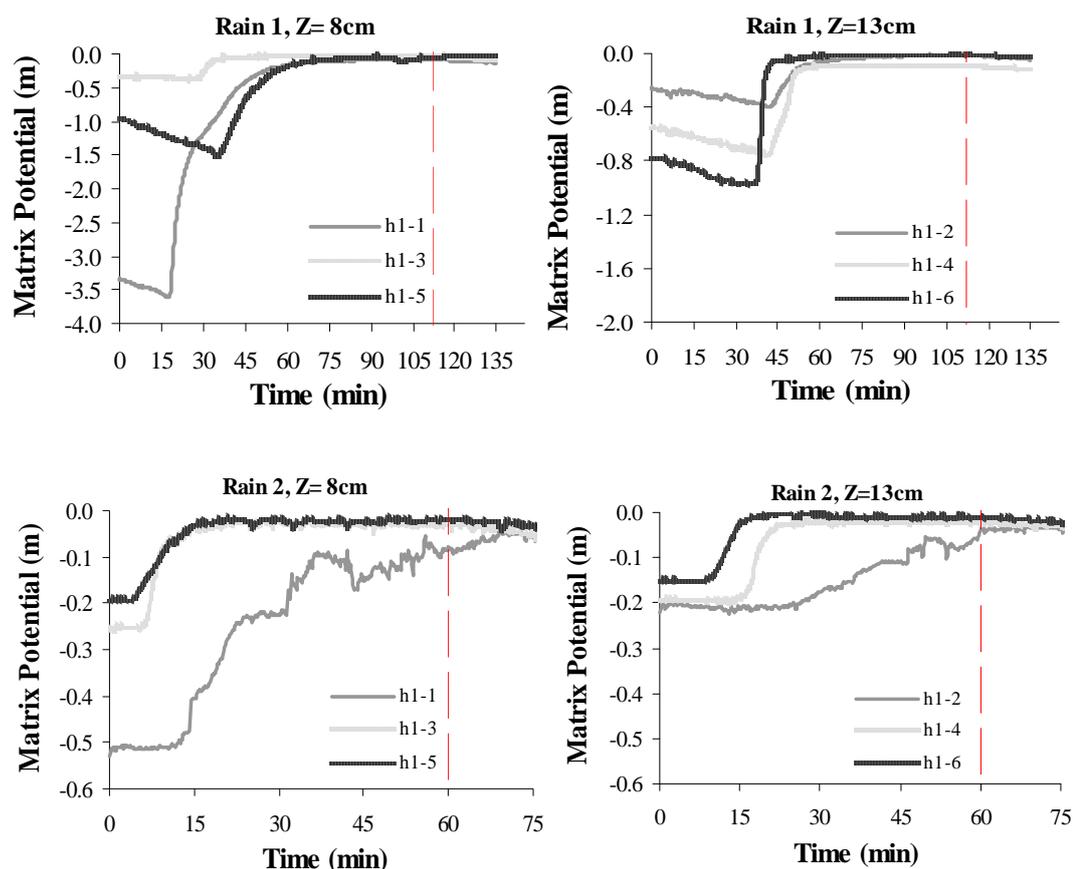


Figure 3-5 : Evolution du potentiel matriciel aux deux profondeurs (8 et 13 cm) pour les 2 pluies successives de 15.4 et 32.4 mm h⁻¹ d'intensité pour les tensiomètres raccordés au boîtier 1.

Pour la première pluie, chaque tensiomètre suit une évolution comparable : une première phase de décroissance du potentiel matriciel correspondant à l'équilibrage progressif du tensiomètre avec l'eau du sol, suivie d'une augmentation plus ou moins brusque et régulière au moment de l'arrivée du front d'humectation, un pallier proche de la saturation une fois le régime quasi-permanent établi. Pour la pluie 2, l'évolution est similaire sauf pour la première partie, les tensiomètres étant déjà en équilibre avec le sol. On observe une très forte variabilité pour la condition « initiale », pour l'instant d'arrivée du front d'humectation ainsi que pour la dynamique d'humectation pour la pluie 1. Le comportement de certains tensiomètres ayant une réponse bien

individualisée est analysé ci dessous.

A la profondeur de 13 cm, le tensiomètre libellé h1-2 détecte l'arrivée du front d'humectation tardivement et sa dynamique d'humectation est plus lente que les autres : on peut attribuer ce comportement à une implantation soit dans une zone compactée, soit au cœur d'un agrégat. Le comportement du tensiomètre h1-6 est à l'opposé : détection précoce du front d'humectation, réponse très rapide : ce tensiomètre est probablement implanté dans une zone beaucoup plus transmissive. Pour la deuxième pluie, le sol est plus humide, ce qui explique les faibles succions initiales. Le tensiomètre h2-12 a un comportement très caractéristique : il réagit très rapidement, que ce soit à l'humectation ou à la « dessiccation » (alors que les expérimentations sont en condition d'infiltration). On attribue ce comportement à une implantation dans un macropore qui est fonctionnel par intermittence : le comportement est alors plus proche d'un écoulement à surface libre que d'un écoulement dans un milieu poreux.

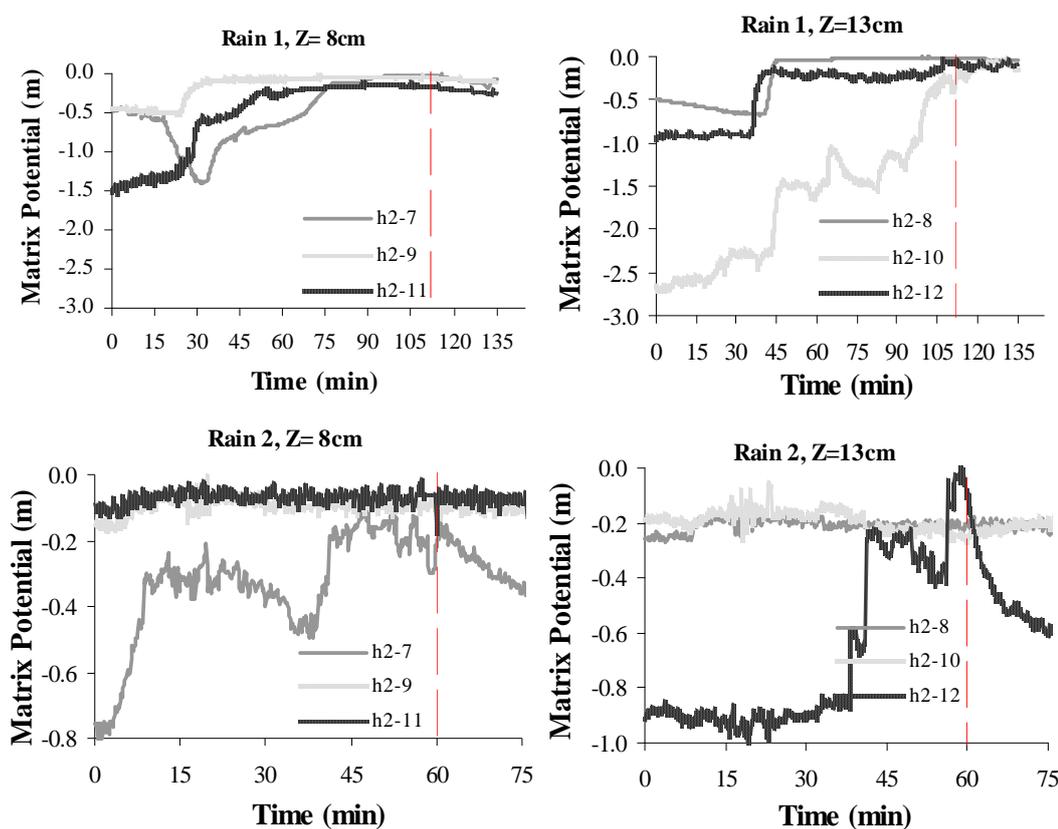


Figure 3-6 : Evolution du potentiel matriciel aux deux profondeurs (8 et 13 cm) pour les 2 pluies successives de 15.4 et 32.4 mm h⁻¹ d'intensité pour les tensiomètres raccordés au boîtier 2.

Pour la profondeur de 8 cm et pour la première pluie, le tensiomètre h1-1 est le plus sec initialement, il détecte le passage du front d'humectation en premier et sa

réponse est très rapide : on peut penser qu'il est implanté soit dans une zone très perméable, soit à proximité immédiate d'un macropore fonctionnel. Pour la deuxième pluie, h1-1 mesure une succion significativement plus importante, et sa réponse n'est pas régulière. ce qui pourrait confirmer une implantation proche d'un macropore.

Un autre exemple, l'échantillon h1-1, dans les premières précipitations il est le plus sec et son temps de réaction est le plus rapide. À partir de cela on peut conclure que ce tensiomètre se trouve dans les macropores de sol où il a un contact avec de l'air.

Pour la deuxième pluie le sol était humide, comme les tensiomètres le montrent. Le tensiomètre h2_10 (Figure 3-6) a des valeurs initiales relativement grandes (supérieures au tensiomètre implanté à $z=8$ cm) qui continuent à augmenter après la pluie (de 2 heures). Pour ce tensiomètre, plusieurs sous hydrogrammes peuvent être identifiés au sein de l'hydrogramme global, chacun avec une phase de montée rapide et une phase de décroissance beaucoup plus progressive.

2.1.3 Détection du front d'humectation

Nous avons utilisé ces données pour montrer l'hétérogénéité de la vitesse de l'infiltration qui existe même à l'échelle locale. Les temps de réponse ou de réaction ont été calculés pour chaque tensiomètre pendant la première pluie. Les valeurs obtenues, ainsi que les valeurs de potentiel matriciel au moment de la détection du front d'humectation sont montrées sur la Figure 3-7. Lors de cette pluie, sur les 12 couples de tensiomètres, 10 ont montré un comportement attendu, à savoir une détection du front d'infiltration à 8 cm avant de le détecter à 13 cm de profondeur. Pour 2 couples, le comportement était contre intuitif : le tensiomètre installé en profondeur détecte le front d'humectation avant le tensiomètre situé juste au dessus ... Par exemple, le tensiomètre h2-10 ($z=13$ cm) a réagi plus rapidement que h2-9 ($z=8$ cm) situé juste au dessus sur la même verticale, et en même temps il enregistre un très faible potentiel matriciel initial, ce qui pourrait montrer que ce potentiel est situé dans une zone très transmissive ou proche d'un macropore. Après la pluie, lors du démontage et des prélèvements d'échantillons, nous avons obtenu la profondeur exacte de chaque tensiomètre. La vitesse de progression du front d'humectation entre la surface et $z=8$ cm, et entre la surface et $z=13$ cm, a été calculée. Les vitesses apparentes de propagation du front d'humectation en profondeur sont également très hétérogènes et sont montrées dans la Figure 3-8.

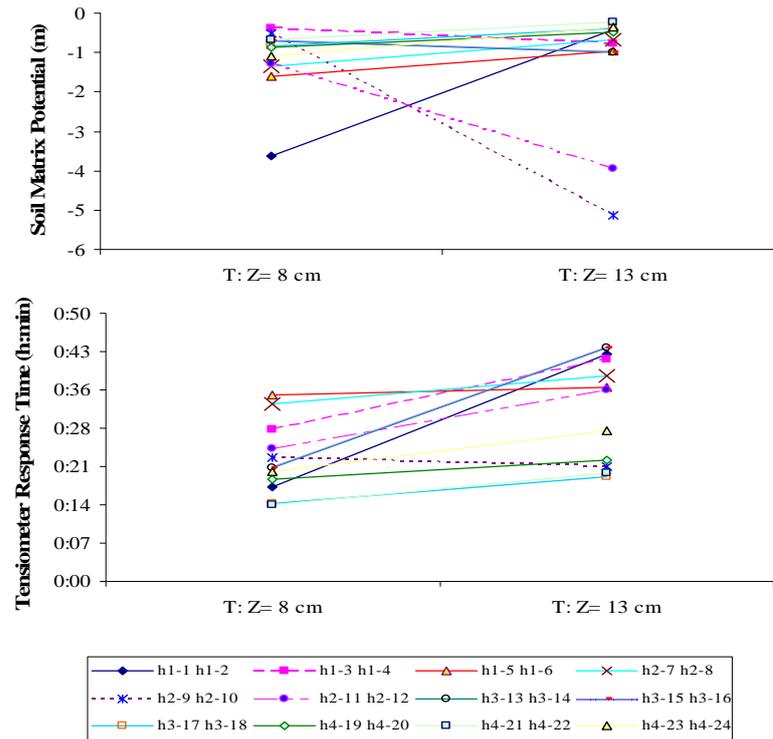


Figure 3-7 Potentiel matriciel mesuré par les différents tensiomètres au moment de la détection du front d'humectation (en haut) et détermination du temps de réponse (en bas) pour chaque couple de tensiomètres.

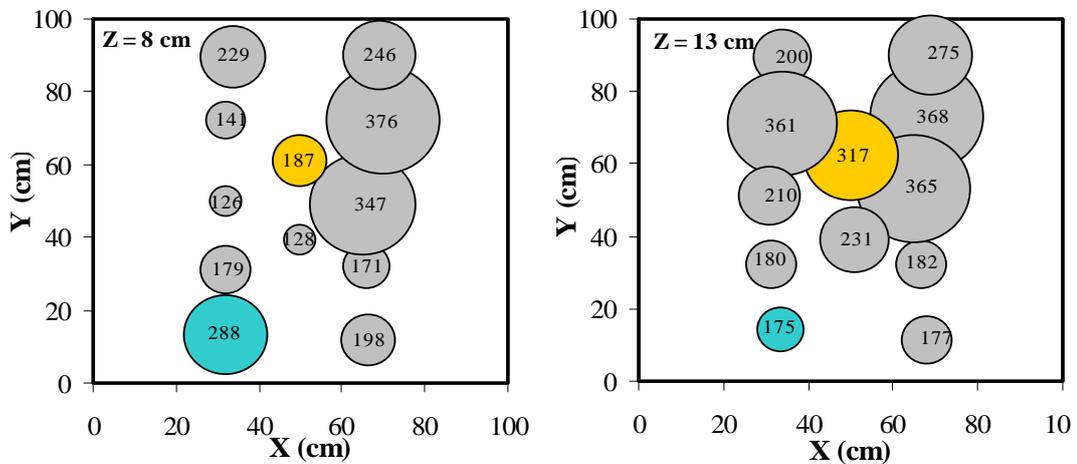


Figure 3-8 Répartition de la vitesse apparente du front d'humectation entre la surface et z=8 cm (à gauche) et entre la surface et z=13 cm (à droite).

2.1.4 Analyse de la variabilité spatiale et calcul du bilan hydrique

2.1.4.1 Analyse de la variabilité spatiale

La distribution du critère RMSE est montrée sur la Figure 3-9 pour la classe de distance la plus grande, pour la courbe de conductivité (à gauche) et pour la courbe de rétention (à droite). La distribution de ce critère semble être normale particulièrement

avec l'augmentation des intervalles entre les échantillons et donc le nombre de couples d'échantillons, comme cela peut être vu dans les Tableau 3-6 et Tableau 3-7.

Les résultats sont similaires pour les autres classes de distance.

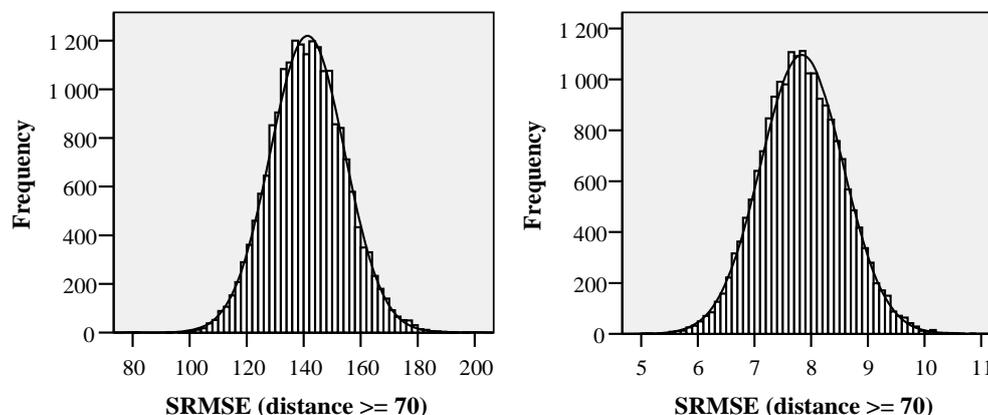


Figure 3-9 : Distribution du critère RMSE (noté SRMSE sur les graphes) pour la courbe de conductivité hydraulique (gauche) et la courbe de rétention (droite) pour une distance ≥ 70 cm entre les échantillons.

Tableau 3-6: Distribution du critère RMSE pour les courbes de conductivité hydrauliques et valeur vraie du RMSE

	Quantiles du critère RMSE (%) pour la courbe K(h)							Valeur réelle	Nb de paires
	5	10	25	50	75	90	95		
K.h_20	6.2	7.2	9.1	11.4	13.8	15.9	17.2	9.1	5
K.h_30	23	25.1	28.9	33.4	37.8	41.9	44.4	31.3	16
K.h_40	52.1	55.1	60.3	66.6	72.7	78.3	81.8	67.5	33
K.h_50	67.2	70.4	76.3	82.9	89.7	95.6	99.2	82.7	42
K.h_60	98.9	103.4	110.5	118.7	126.9	134.5	139	126.3	62
K.h_70	120.2	124.8	132.5	141.2	150	158	163.4	151.6	73

Tableau 3-7 : Distribution du critère RMSE pour les courbes de rétention en eau et valeur vraie du RMSE

	Quantiles du critère RMSE pour la courbe h(θ)							Valeur réelle	Nb de paires
	5	10	25	50	75	90	95		
Tetha.h_20	0.2	0.3	0.3	0.4	0.5	0.6	0.6	0.4	5
Tetha.h_30	1.1	1.2	1.4	1.6	1.8	2	2.1	1.7	16
Tetha.h_40	2.7	2.9	3.2	3.5	3.8	4.1	4.3	3.7	33
Tetha.h_50	3.8	4	4.3	4.7	5	5.4	5.6	5	42
Tetha.h_60	5.6	5.8	6.2	6.7	7.1	7.6	7.8	7	62
Tetha.h_70	6.7	6.9	7.3	7.8	8.3	8.8	9	8.4	73

Tableau 3-8 : Distribution du RMSE pour la réponse des tensiomètres implantés à 8 cm de profondeur.

	Quantiles du critère RMSE (tensiomètre à 8cm)							Valeur réelle	Nb de couples
	5	10	25	50	75	90	95		
h_20	408	441	496	560	625	683	721	545	9
h_30	880	929	1011	1102	1194	1275	1324	1105	17
h_40	1936	2009	2129	2261	2398	2521	2597	2327	37
h_50	2467	2549	2685	2841	2993	3131	3213	3006	45
h_60	3161	3257	3415	3589	3765	3917	4012	3896	57
h_70	3398	3494	3656	3839	4021	4183	4275	4131	61

Tableau 3-9 : Distribution du critère RMSE pour la réponse des tensiomètres implantés à 13 cm.

	Quantiles du critère RMSE (tensiomètre à 13cm)							Valeur réelle	Nb de couples
	5	10	25	50	75	90	95		
h_20	618	670	765	872	983	1086	1153	650	9
h_30	1351	1431	1577	1741	1903	2055	2143	1591	17
h_40	3394	3523	3747	3995	4252	4482	4618	4094	37
h_50	3913	4060	4297	4572	4842	5093	5247	4762	45
h_60	4939	5097	5360	5666	5971	6249	6419	6042	57
h_70	5418	5598	5890	6218	6546	6838	7019	6709	61

L'analyse de ces tableaux montre qu'en général, la valeur vraie se situe proche du centre de la distribution, entre les quantiles 25% et 75%. Si la valeur vraie se situe au niveau du quantile 25 %, cela signifie qu'en plaçant les échantillons au hasard, j'aurai 25% de chance de calculer un critère d'erreur inférieur au critère vrai. Si mes échantillons étaient placés au hasard, j'aurai 25 % de chance de les trouver plus ressemblants entre eux que s'ils avaient été placés selon leur vraie position. Ceci nous montre donc qu'il n'existe aucune corrélation spatiale dès la distance de 20 cm, ou que si elle existe elle est très faible. On peut également observer que pour la courbe de conductivité hydraulique, la vraie valeur du critère évolue entre le quantile 25 % pour la classe de distance [0-20cm], et qu'il augmente progressivement pour atteindre le quantile 75 % pour la classe de distance [0-70 cm]. Cette évolution est cependant très peu significative. Donc on peut dire que **soit il n'y a pas de corrélation spatiale entre les propriétés hydrodynamiques de sol soit la corrélation spatiale existe mais à une distance inférieure à 20 cm**. Cette distance étant l'ordre de grandeur de la taille des échantillons, on peut considérer qu'il n'existe aucune corrélation spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol.

Le même type d'analyse a été conduit également pour les tensiomètres pour les deux profondeurs de 8 et 13 centimètres séparément. Seule la première pluie a été analysée, la dynamique des succions pour la deuxième pluie étant plus faible. Les

quantiles pour les différentes classes de distance sont donnés dans les Tableau 3-8 et Tableau 3-9. Le même type de commentaires peut être obtenu. On peut toutefois remarquer qu'une certaine corrélation à courte distance apparaît pour les tensiomètres implantés à 13 cm de profondeur, où la valeur vraie du critère pour la classe de distance inférieure [0-20 cm] se situe dans le premier quantile de 10%. On observerait donc une homogénéisation du potentiel matriciel avec la profondeur d'humectation.

2.1.4.2 Bilan hydrique de la placette

Comme il a été mentionné précédemment, le stock hydrique dans le sol (SWS) et le drainage en profondeur ont été obtenus par le couplage entre données tensiométriques et les propriétés hydrodynamiques.

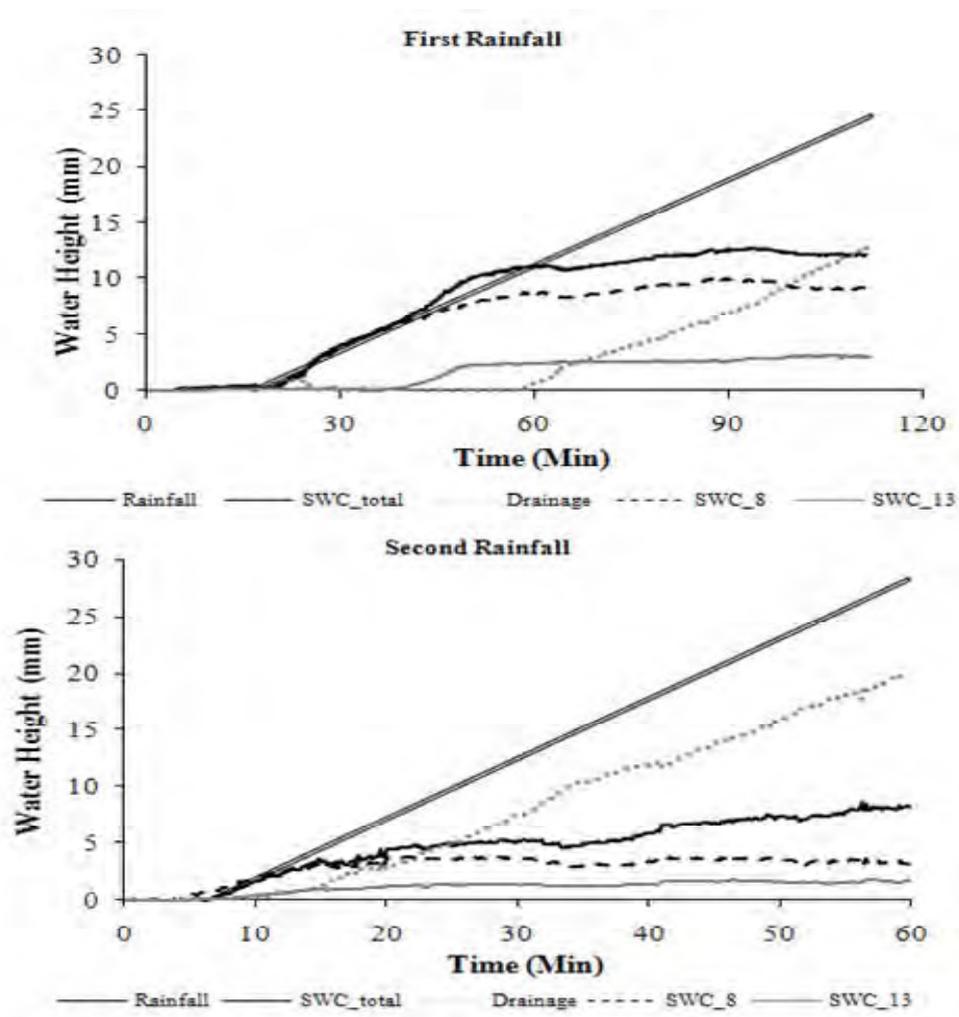


Figure 3-10 : Bilan hydrique de la parcelle pour la première pluie (en haut) et la deuxième pluie (en bas). SWC_8 est la variation de stock hydrique dans la couche 0-10,5 cm, SWC_13 est la variation de stock hydrique dans la couche 10,5-15,5 cm. SWC_total est la somme des deux. Le drainage est calculé à partir de l'équation de bilan hydrique.

Pour chaque placette les courbes cumulées des variations de stock hydrique depuis le début de la pluie sont tracées pour les deux profondeurs (8 cm et 13 cm). Le temps moyen de réaction pour la première pluie est environ 17 minutes alors que pour la deuxième il est environ 6 minutes (Figure 3-10). Avant que les tensiomètres réagissent, l'eau infiltrée depuis la surface n'est toujours pas détectée. Pour cette raison, on a décalé le cumul de pluie jusqu'au temps de réaction moyen des tensiomètres de surface. La variation de stock hydrique dans la couche 0-15.5 cm est alors égale à la pluie cumulée jusqu'à $t=55$ mn après la pluie (pour la pluie 1) et $t=12$ mn pour la pluie 2, instants où débute le drainage sous la profondeur $z=15.5$ cm.

Les valeurs de teneurs en eau initiales ont été calculées pour chaque croisement des deux cartes des polygones de Thiessen, ce qui donne 42 combinaisons. Les valeurs pour les profondeurs de 8 centimètres sont plus faibles qu'à 13 centimètres, ce qui était attendu, mais ce n'est pas systématiquement le cas. On observe aussi une forte variabilité selon le tensiomètre choisi et la courbe de rétention choisie (Figure 3-11).

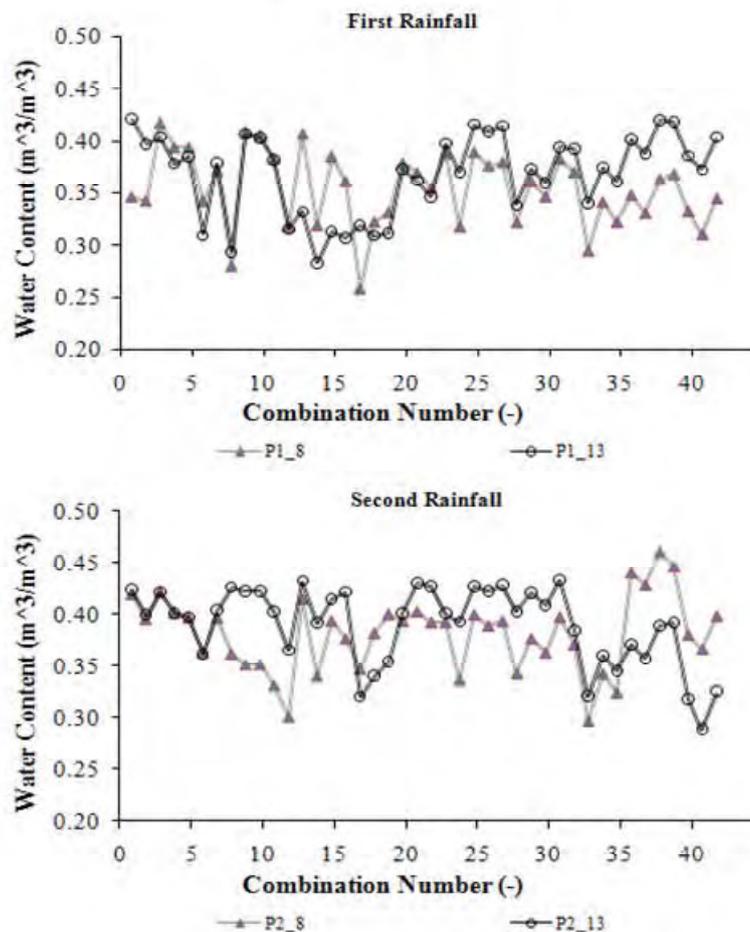


Figure 3-11 : Teneurs en eau initiale calculées à partir des données tensiométriques et des courbes de

rétenction pour les 2 pluies et les 2 profondeurs de mesure.

Cette variabilité peut provenir soit des courbes de rétenction soit des différences dans les données tensiométriques. Afin de calculer des statistiques pour ces données (42 combinaisons pour 4 groupes) le test de Kolmogorov-Smirnov a été employé pour examiner la distribution normale et log-normal. Ces hypothèses n'ont pas été rejetées pour le niveau de confiance de 95 %, la distribution normale étant légèrement mieux adaptée à la distribution des humidités.

Le Tableau 3-10 donne une synthèse de la variabilité des humidités initiales et finales pour les 2 pluies et les 2 profondeurs d'installation. Le coefficient de variation a été normalement utilisé pour montrer la variation spatiale. Quand tous les tensiomètres sont saturés, le potentiel matriciel est constant et égal à zéro ; le coefficient de variation est alors 7.7% contre environ 10 % pour les conditions non saturées initiales et 8.5% pour les conditions finales proches de la saturation. Ceci montre que le CV pour la teneur en eau de sol a augmenté avec la diminution du potentiel matriciel pour les deux états, avant la pluie ou près de la saturation.

Tableau 3-10 : Statistiques de la teneur en eau initiale pour les 2 pluies et les 2 profondeurs de mesure.

	Saturation	Etat initial			
		P1_8	P1_13	P2_8	P2_13
min	0.41	0.26	0.29	0.30	0.29
max	0.54	0.42	0.42	0.46	0.43
Moyenne	0.48	0.35	0.37	0.38	0.39
CV	7.71	10.09	9.98	9.55	9.71

Etat final					
min		0.39	0.36	0.34	0.37
max		0.54	0.53	0.49	0.51
Moyenne		0.45	0.47	0.42	0.45
CV		8.17	8.79	8.56	7.89

La teneur en eau de sol est généralement considérée comme une variable avec une variabilité spatiale élevée. Kutílek et Nielsen (1994) rapportent des coefficients de variation de 35 % à l'échelle du paysage, mais il semble que la variation diminue à plus petite échelle : Ersahin and Brohi (2006) ont calculé un CV de 7.3 % à la saturation, de 14 % pour la couche de surface et de 19 % en profondeur sur une parcelle de 850 x 100 m.

2.1.5 Effet de variation spatiale dans la modélisation

L'analyse des résultats de simulations a été faite seulement sur la dynamique du ruissellement par manque de temps. Nous avons analysé le temps d'apparition du ruissellement et l'évolution cumulée du ruissellement.

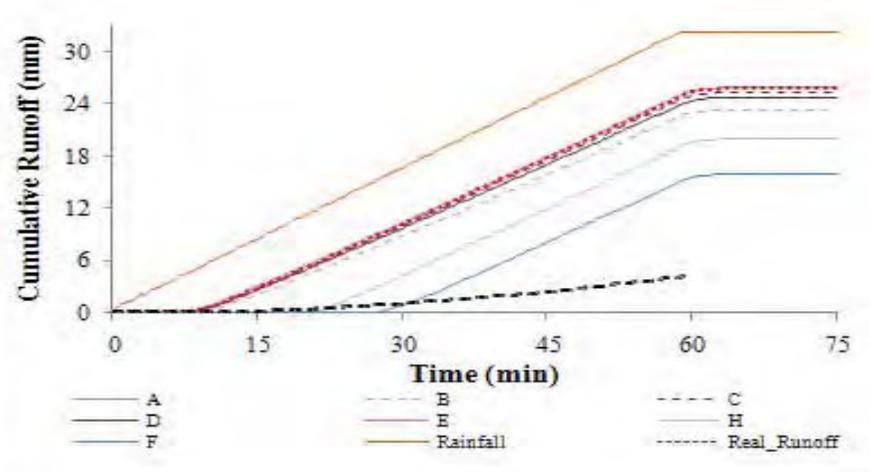
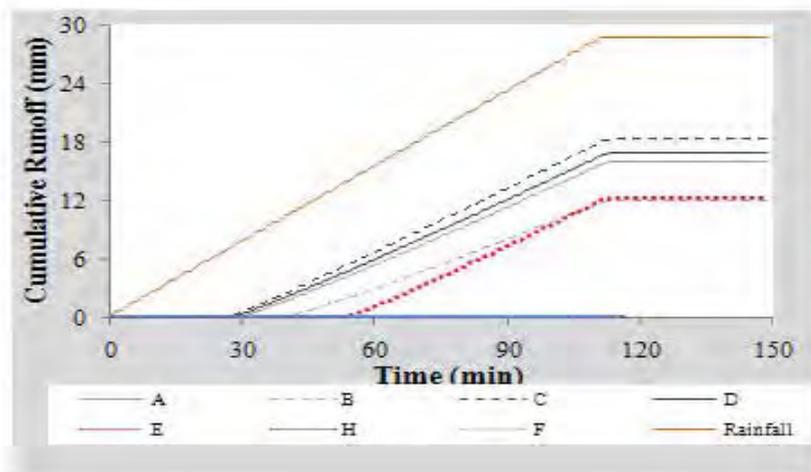
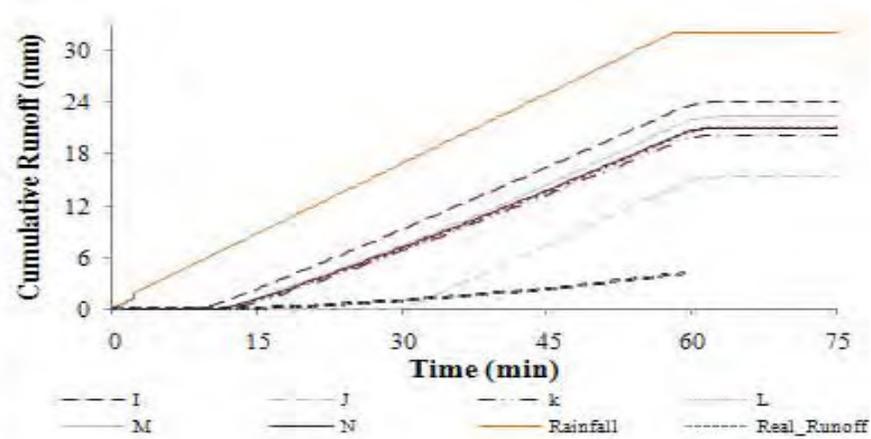
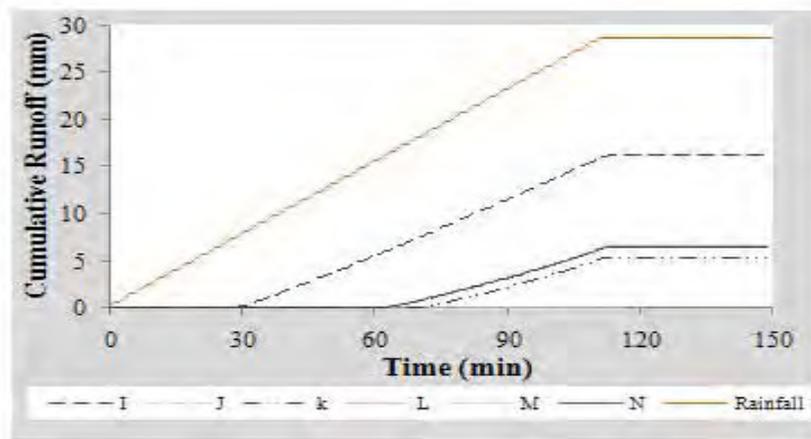


Figure 3-12: Ruissellement cumulé simulé par le modèle PASTIS sans prise en compte des macropores pour les paramètres correspondant aux différents échantillons pour la première pluie (à gauche) et la seconde pluie (à droite).

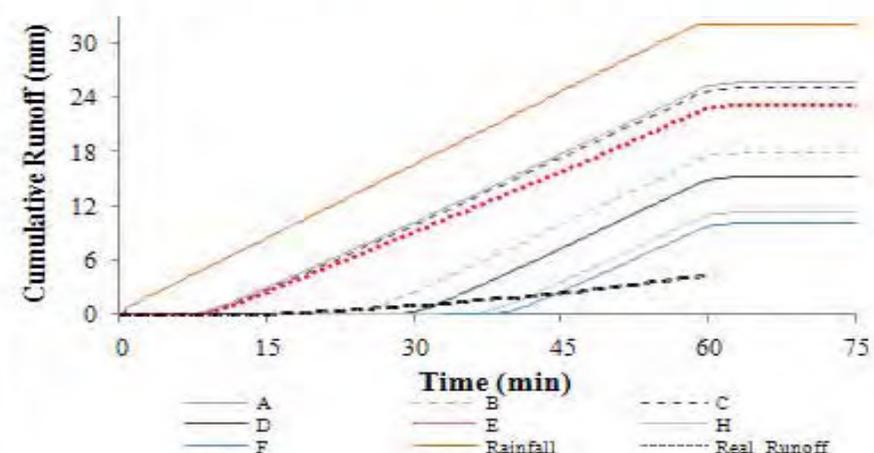
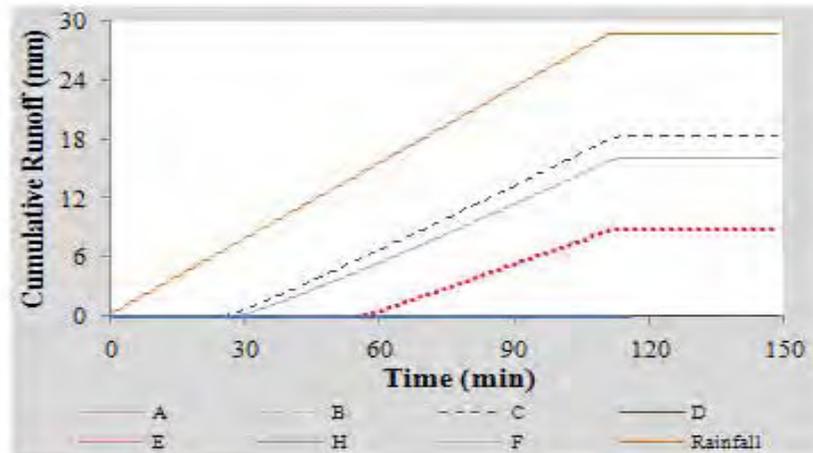
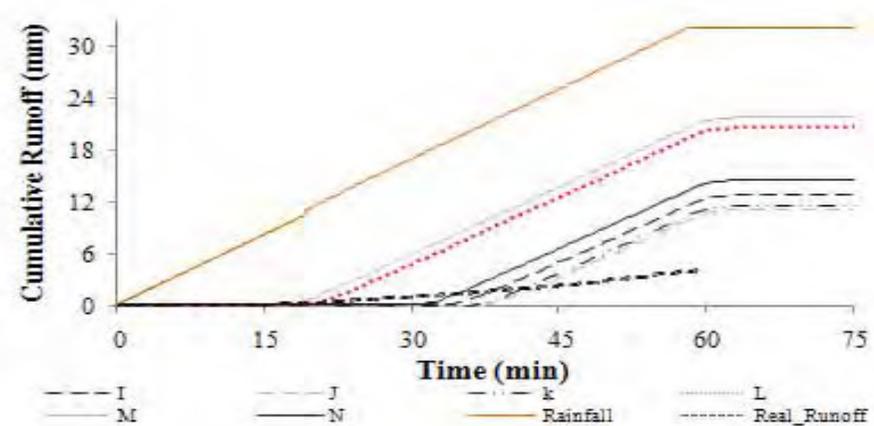
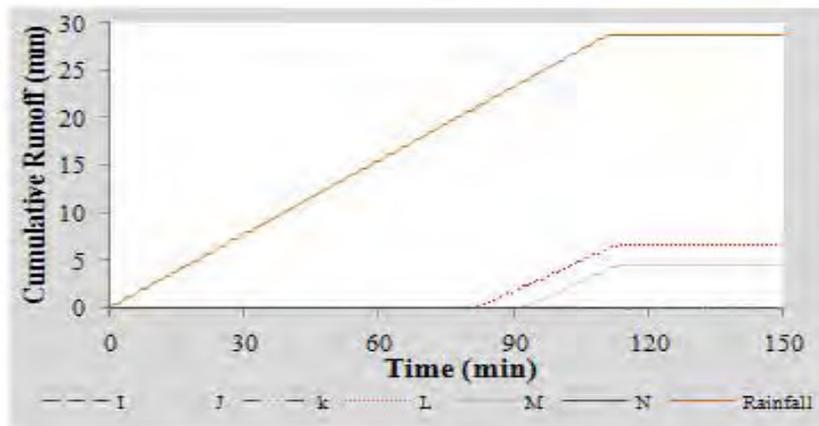


Figure 3-13 Ruissellement cumulé simulé par le modèle PASTIS avec prise en compte des macropores pour les paramètres correspondant aux différents échantillons pour la première pluie (à gauche) et la seconde pluie (à droite).

Pour l'échantillon G, la simulation n'a pas convergé : en tout nous avons donc 13 simulations sans macropores et 11 simulations avec macropores, les échantillons A et E ne présentant pas de macropores.

Les temps d'apparition du ruissellement sont indiqués dans le Tableau 3-11. Pour la première pluie et en l'absence de macropores, seules trois simulations n'ont pas généré de ruissellement, alors qu'aucun ruissellement n'était apparu à l'exutoire de la placette. En présence de macropores, seules trois simulations génèrent du ruissellement : les volumes ruisselés sont importants à l'échelle de la placette, mais ils sont beaucoup plus faibles en moyennant les ruissellements en fonction des échantillons. Ces excès d'eau et ruissellement locaux sont, en première analyse, compatibles avec nos observations où des flaques localisées et une absence de ruissellement à l'exutoire ont été observées.

Tableau 3-11 : Instant d'apparition (mn) du ruissellement dans les deux simulations de pluie obtenues avec le modèle PASTIS

	Sans Macro		Macro	
	First	Second	First	Second
A	27	6.6	**	**
B	37.8	8.4	---	22.8
C	24.6	7.2	24.6	7.2
D	25.8	7.2	---	28.2
E	52.2	7.2	**	**
F	---	27	---	37.8
G	*	*	*	*
H	---	19.8	---	36
I	27	7.8	---	33
J	---	28.2	---	36
K	69	10.8	---	35.4
L	61.2	10.2	79.8	18.6
M	60.6	9.6	90	16.8
N	60.6	10.2	---	30

* non convergé

** sans OC

Pour la deuxième pluie, toutes les simulations prédisent du ruissellement quel que soit le paramétrage utilisé. Les temps d'apparition du ruissellement sont retardés dans le cas de paramètres incorporant l'effet des macropores, par rapport aux simulations sans prise en compte des macropores. De même, les volumes ruisselés sont plus faibles pour les simulations avec macropores que pour les simulations sans macropores (voir Figure 3-12 et Figure 3-13). Cependant, les volumes ruisselés simulés sont largement supérieurs au ruissellement mesuré. Deux raisons peuvent être avancées. D'une part, une mauvaise initialisation de la condition initiale au début de la seconde pluie : nous n'avons pas vérifié la cohérence entre potentiels matriciels simulés et mesurés au début de la seconde pluie. Une étude de sensibilité du ruissellement simulé à la condition initiale devrait être conduite, ce qui n'a pas pu être réalisé. D'autre part, la valeur de la détention superficielle maximale (DSM) a été arbitrairement fixée à 2 mm, qui correspond à une valeur réaliste de l'état de surface de notre placette. Cependant, des valeurs plus importantes allant jusqu'à 5 mm auraient pu être testées. Lors des expérimentations en effet, le sol étant

argileux, le cadre ceinturant la placette a été soulevé sous l'effet du gonflement du sol : le seuil à l'exutoire, initialement légèrement sous le niveau du sol, s'est soulevé et a créé un seuil artificiel de quelques millimètres, ce qui se traduit par une augmentation artificielle de la DSM. Une étude de sensibilité du ruissellement simulé à la valeur de la DSM devrait être conduite.

2.2 Conclusion

Tout d'abord, les variabilités spatiales pour les différents paramètres de sol ont été étudiées, ce qui nous a conduit aux conclusions suivantes :

- Les résultats des paramètres hydrodynamiques de sol montrent qu'il existe une hétérogénéité très forte même à cette petite échelle de 1 m². Parmi ces paramètres, ceux de la courbe de conductivité décrite par le modèle de Mualem-Van Genuchten (α et K_{sat}) ont montré une variabilité très forte supérieure à 90 % ;
- Cette hétérogénéité a été observé pour K_{sat} quelle que soit la méthode expérimentale utilisée pour la mesurer (perméamètre, onde cinématique, Wind) ;
- En combinant les trois méthodes d'estimation de K_{sat} , on peut obtenir les paramètres d'une courbe de conductivité hydraulique d'un sol structuré qui peut être utilisée dans un modèle d'infiltration. Les courbes obtenues montrent un bon ajustement ;
- Le front d'humectation ou la vitesse d'infiltration a aussi montré une variabilité spatiale importante ;
- Les humidités initiales et finales estimés présentent une hétérogénéité faible (CV de moins de 10 %) ;
- Selon l'analyse du critère d'erreur quadratique moyen, **il n'existe pas de corrélation spatiale dans les propriétés hydrodynamiques des sols ou entre les réponses des tensiomètres pour une distance supérieure ou égale à 20 cm.**

L'analyse des résultats de simulations sur la dynamique du ruissellement a montré que la prise en compte des écoulements rapides par l'intermédiaire d'une courbe de conductivité bimodale conduit à une amélioration considérable sur le volume de ruissellement généré par la modèle et le temps de genèse de ruissellement. Cependant, il subsiste une surestimation du ruissellement simulé.

Les simulations ont été seulement analysées de façon succincte, par manque de temps. Les points les plus importants restant à analyser sont :

- Une analyse de comportement moyen de la placette en ce qui concerne les différents termes du bilan (ruissellement, stockage, instant d'apparition du ruissellement). En particulier, nous n'avons pas eu le temps de calculer le comportement moyen de la parcelle, soit en utilisant des paramètres hydrodynamiques moyens (calculés à partir d'une moyenne pondérée par les polygones de Thiessen des paramètres hydrodynamiques mesurés en laboratoire), soit en utilisant la moyenne pondérée par les polygones de Thiessen des

simulations réalisées avec les paramètres hydrodynamiques des différents échantillons ;

- Une analyse de la réponse des tensiomètres : retrouve-t-on par simulation les différentes typologies de comportement observés sur les mesures ? Peut-on calculer un potentiel moyen ?
- Nous n'avons pas eu le temps de comparer en détails les deux pluies, qui correspondent à deux états hydriques initiaux différents et deux intensités différentes.

Ceci nous permettrait alors d'aborder le problème du paramétrage effectif : est-il possible, à partir de nos données, de déterminer une courbe de rétention et une courbe de conductivité hydraulique moyenne qui permettent de simuler les différents termes du bilan pour les différentes conditions initiales et au limites de nos expérimentations qui reste à faire ?

Même en l'absence de microrelief marqué, la variabilité spatiale à courte distance des propriétés du sol rend la modélisation fine de l'infiltration et du ruissellement complexe. Lorsqu'un microrelief marqué est présent, un nouveau mécanisme intervient qui génère une nouvelle source de variabilité : la redirection latérale des excès d'eau va générer une condition limite hétérogène. Il est alors important de coupler un modèle d'infiltration 3D et un modèle de gestion et de redirection des excès d'eau à la surface du sol.

- 3 *Étude expérimentale en laboratoire sous simulation de pluie sur une maquette physique de l'influence de la variabilité des états de surface sur le partage infiltration et ruissellement.*

Résumé

Les caractéristiques de la surface du sol (CSS) sont très variables, même à une petite échelle ($<1\text{m}^2$) et le partage de la pluie entre infiltration et ruissèlement dépend de la variabilité spatiale et de la structure spatiale des CSS. Une expérience de laboratoire a été menée pour quantifier cette influence et permettre de valider un modèle couplé infiltration-ruissèlement sur un cas simplifié obtenu par construction d'une maquette physique. La maquette est bidimensionnelle, avec une surface pentue en forme de sinusoïde générant trois dépressions dont seule la dernière est directement connectée à l'exutoire du ruissèlement. Des inserts de faible perméabilité sont incorporés dans cette maquette au fond des dépressions pour simuler une croûte sédimentaire épaisse. 24 microtensiomètres avec acquisition automatique ont été installés. La maquette est soumise à une simulation de pluie en utilisant le dispositif expérimental de l'Unité de Recherches URSols de l'INRA d'Orléans. Le ruissèlement est mesuré, ainsi que les flux de drainage spatialisés. La détention superficielle est obtenue par stéréophotographie.

3.1 Introduction :

Ce chapitre décrit une série de résultats expérimentaux obtenus en conditions contrôlées (maquette physique de sol aux propriétés connues, utilisation de la halle expérimentale de l'INRA d'Orléans, mesure des différents flux hydriques aux interfaces). Ces résultats visent d'une part à caractériser l'influence de la variabilité des états de surface du sol sur l'infiltration et le ruissellement, et d'autre part à acquérir des données précises permettant le test d'un modèle couplé infiltration-genèse du ruissellement.

3.2 Matériels et Méthodes :

3.2.1 Construction de la maquette physique

On a réalisé quatre maquettes de sol (en utilisant le sol de Villamblain) avec 2 milieux différents :

- un milieu agrégé assez poreux et perméable : **milieu 1**, 2 maquettes
- un milieu moins perméable et compacté: **milieu 2**, 2 maquettes

Ces deux milieux correspondent à la matrice du sol (milieu 1) et à une croûte sédimentaire épaisse (milieu 2). Le milieu 1 dit « agrégé » et poreux est formé de sol non tamisé. Ces agrégats sont simplement déposés sans compactage. Le milieu « 2 » dit compacté est formé d'agrégats du même sol ayant un diamètre inférieur à 4 mm et mis en place dans des cylindres (diamètre 15 cm, hauteur 7 cm) en une seule couche sous une presse manuelle. La granulométrie apparente des agrégats est donnée sur le Tableau 3-12

Tableau 3-12: Granulométrie du sol Villamblain, milieu 1

Size	percentage
> 1 mm	13.79
1-2 mm	14.26
2-4 mm	71.95

Le tamisage a été effectué à l'état sec. Les agrégats ont ensuite été réhumectés par vaporisations successives pour éviter un éclatement des agrégats. L'humectation s'est poursuivie jusqu'à l'obtention d'un excès d'eau à la surface des agrégats, ce qui peut s'observer visuellement. L'humidité des agrégats a alors été mesurée, et la masse nécessaire à obtenir la densité visée a ainsi pu être déterminée. Dans un premier temps, nous avons visé

une densité apparente de 1.6, mais le milieu devenait très compact et l'infiltrabilité très faible. Nous avons finalement choisi une densité de 1.4. Des échantillons contenant les deux milieux ont été créés pour obtenir les paramètres hydrodynamiques par la méthode de Wind.

Nous avons réalisé deux traitements différents :

- traitement 1 : la maquette est homogène, constituée uniquement du milieu 1 (2 répétitions),
- traitement 2 : la maquette est hétérogène, constituée d'une matrice formée par le milieu 1 avec des inserts formés par le milieu 2. Dans chacune des dépressions (voir Figure 3-15) on a excavé une partie du sol que nous avons remplacé par un "pavé" plus compact (2 répétitions).

La maquette créée a les dimensions suivantes : L 50 cm x l 10 cm x H 20 cm. Les bordures sont en PVC d'épaisseur 1 cm, le fond est percé pour permettre l'évacuation du drainage. Les orifices de drainage sont équipés d'une toile nylon et d'un mélange de sable (voir section 3.2.2) permettant d'une part une évacuation importante du flux d'infiltration, et d'autre part le non entraînement des particules sableuses de la couche de drainage ou des particules argileuses ou limoneuses du sol. La bordure latérale aval présente une fenêtre équipée d'une grille et d'une gouttière pour permettre le recueil du ruissellement sans entraîner les agrégats. La maquette est constituée initialement du seul milieu 1. Elle présente une pente moyenne de 5 % et elle présente une ondulation créant trois dépressions espacées régulièrement (distance entre centre des dépressions ~ 16.7 cm) et elles sont de profondeurs croissantes (0.5 cm pour la dépression amont, 1.8 cm pour la dépression centrale, 2.5 cm pour la dépression aval). La surface a été modelée en utilisant un gabarit en bois. Les coordonnées des ondulations sont données dans le Tableau 3-13.

Tableau 3-13: Coordonnées des dépressions (x,y), de la plus petite située à l'amont de la maquette(A), à la plus grande située proche de l'exutoire de la maquette (C)

x	y
A	
0.0	12.5
8.3	11.2
16.7	11.7
B	
16.7	11.7
25.0	9.0
33.3	10.8
C	
33.3	10.8
41.7	7.5
50.0	10.0

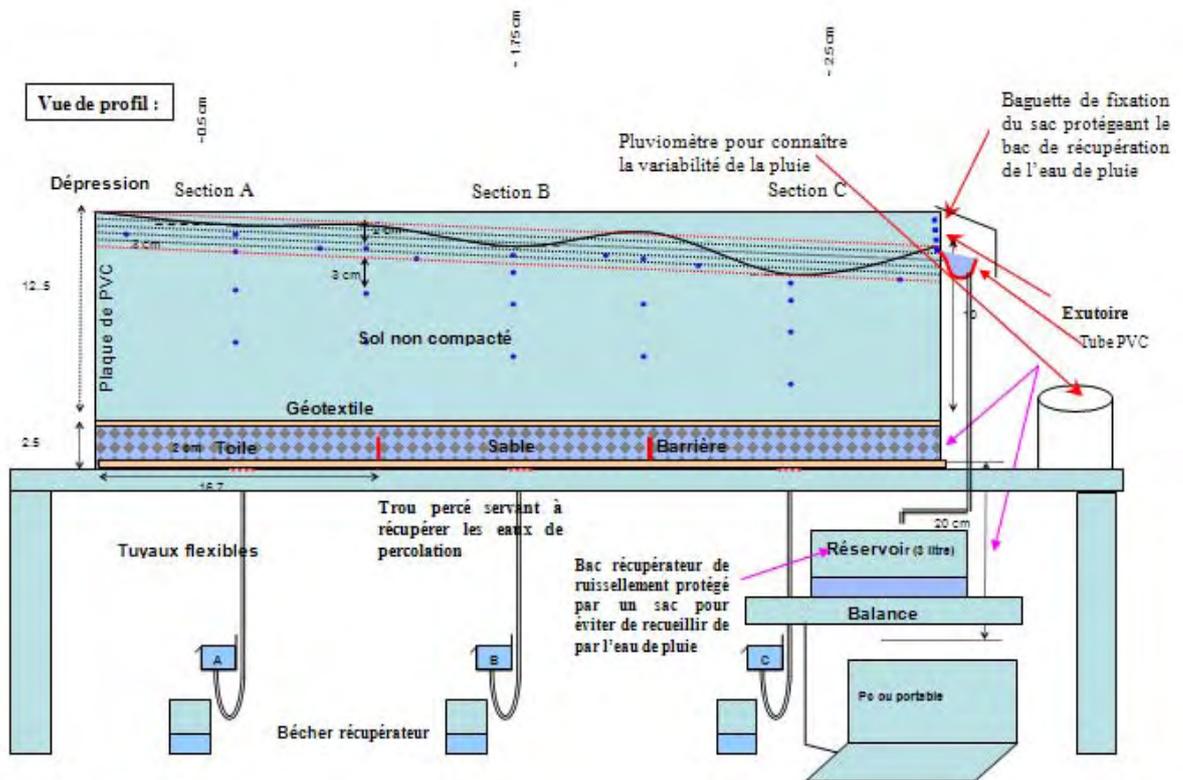


Figure 3-14 : schéma du dispositif pour la maquette sans les inserts compacts. Les points bleus représentent l'implantation des tensiomètres. Le fond est percé de 3 orifices dans ce cas, pour permettre l'évacuation du drainage et sa mesure. Le ruissellement est recueilli dans une gouttière et mesuré par pesée. Les tensiomètres, raccordés à des boîtiers contenant des capteurs de pression, sont enregistrés par une centrale Campbell.

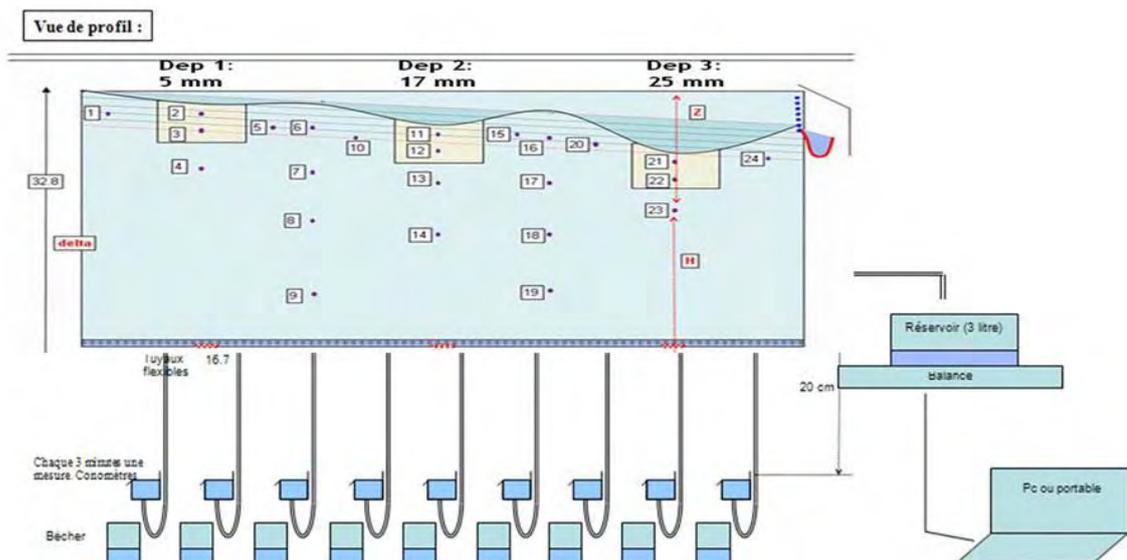


Figure 3-15: schéma du dispositif pour une maquette contenant des inserts compacts. Le fond est équipé de 9 orifices permettant l'évacuation et la mesure du drainage. Les points et les numéros sont les points d'insertions des tensiomètres et leur numéro.

Le centre des dépressions a été creusé, permettant l'insertion d'un pavé compact, constitué du milieu 2, de dimension L 5 cm, l 10 cm, H 3 cm (voir Figure 3-15 pour le schéma de la maquette avec les inserts). La Figure 3-14 montre le schéma général de la maquette pour les maquettes sans l'implantation des inserts compacts.

La position de ce réservoir peut être modifiée pour fixer la valeur de la succion au bas de la maquette pendant les simulations expérimentales. Une fois la maquette construite, celle-ci est saturée par le bas en remontant ces réservoirs au niveau de la surface de la maquette. Après deux heures, les réservoirs sont descendus pour fixer une valeur de succion de 50 cm. Après 24h, les tensiomètres sont mis en place et la simulation de pluie peut débuter.

3.2.2 Choix de la couche de drainage :

Afin d'évacuer le flux d'infiltration arrivant en bas de la maquette et permettre le réglage de la succion inférieure sans entrée d'air dans le dispositif, il a fallu équiper le fond de la maquette d'une toile nylon à maille fine et d'un mélange de sable bien choisi ayant un point d'entrée d'air supérieur à 50 cm mais suffisamment perméable, sur le modèle de Augeard (2006). Ceci a été réalisé par un certain nombre d'essais au laboratoire.

3.2.2.1 Choix de la toile nylon et caractérisation.

Nous avons utilisé une toile nylon avec une maille de 20 μm de marque Saulas. La résistance hydraulique de cette toile a été mesurée au laboratoire sur deux échantillons en utilisant un perméamètre à charge constante. Les résultats sont montrés sur la Figure 3-16. Ces figures indiquent une valeur de conductivité hydraulique, car nous avons utilisé les mêmes feuilles de calcul que pour les mesures de perméabilité sur des échantillons de sols. La résistance hydraulique est l'inverse de la conductivité hydraulique multipliée par l'épaisseur du matériau traversé. Les calculs de pseudo-conductivité ont été réalisés en supposant une épaisseur unitaire. Dans ce cas, la résistance hydraulique est directement l'inverse de la pseudo-conductivité. Les calculs effectués sur les 2 échantillons donnent une résistance de $4.4 \cdot 10^{-4}$ h (ech. 232) et $2.6 \cdot 10^{-4}$ h (ech. 233).

Cette résistance est très faible et ne gênera pas l'écoulement. De plus, cette toile possède un point d'entrée d'air largement supérieur à 50 cm.

3.2.2.2 Choix du sable et caractérisation.

11 échantillons de sable différents ont été testés. Leur granulométrie a été mesurée par tamisage mécanique et est indiquée sur la Figure 3-17.

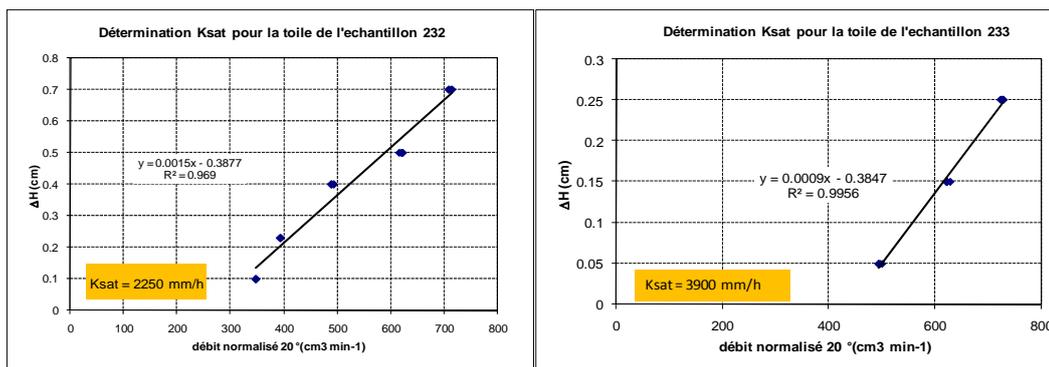
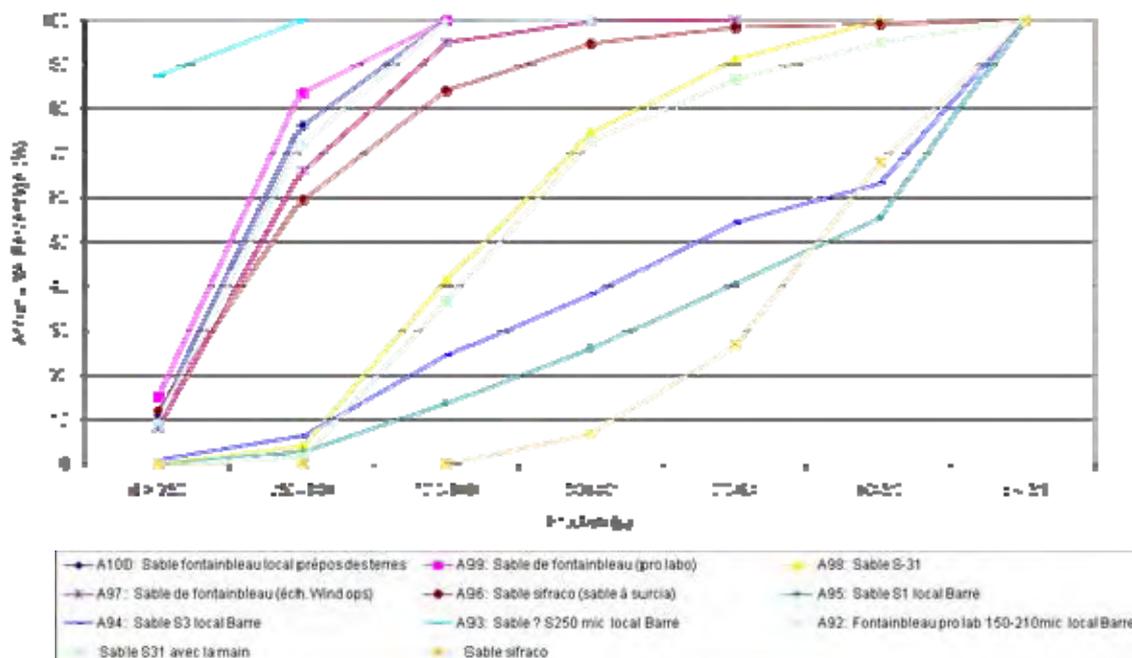


Figure 3-16 : estimation de la résistance hydraulique de la toile nylon utilisée (2 échantillons).



Pour différents sables et mélanges, nous avons déterminé expérimentalement le point d'entrée d'air et la conductivité hydraulique à saturation K_s . Celle-ci a été établie en utilisant un perméamètre de plus petite taille que précédemment et fonctionnant sur le principe de la charge variable (cf. annexe 8). Parmi ces 11 sables, 4 échantillons de granulométrie contrastée ont été testés (voir Figure 3-18 pour la granulométrie de ces sables).

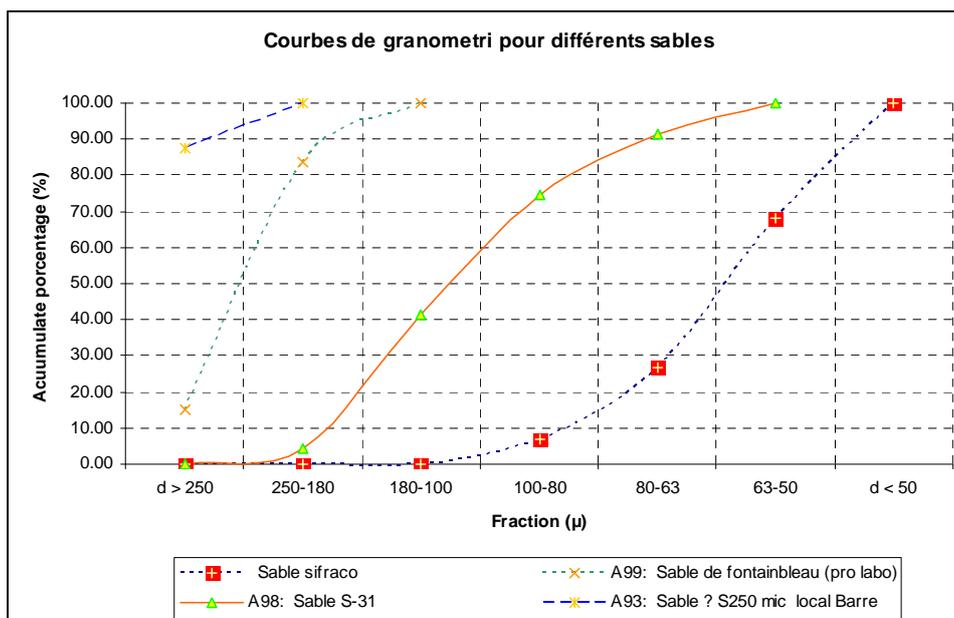


Figure 3-18 : granulométrie des 4 sables testés

Les résultats sont détaillés ci dessous.

Sable Sifracco:

C'est un sable très fin, en fait il est vendu sous l'appellation Silice. Son point d'entrée d'air est supérieur à 100 cm, mais sa valeur de Ks est inférieure à 23 mm h⁻¹

S31 :

Pour augmenter l'infiltrabilité nous avons utilisé ce sable qui a une granulométrie plus grossière. Son point d'entrée d'air est de 80 cm, et la valeur de Ks est de 130 mm h⁻¹.

Sable de Fontainebleau :

Le point d'entrée d'air est inférieur à 50 cm, ce qui est trop peu, et le Ks est de 60 mm h⁻¹.

Sable ayant le label A93, d'origine inconnue :

Ce sable plus grossier que le sable de Fontainebleau n'a pas été testé.

Nous avons testé différents mélanges. Le mélange retenu est un mélange pondéral de 15 % à 18 % de la fraction > 100 μm de sable Sifracco et de 82 % à 85 % de la fraction >80 μm du sable S31. Ce mélange présente un point d'entrée d'air de 100 cm et un Ks de 60 mm h⁻¹.

3.2.3 Simulation de pluie:

Les simulations de pluies ont été apportées en utilisant le simulateur de pluie à l'INRA d'Orléans. Il produit des pluies spatialement homogènes sur une surface allant jusqu'à 10 m² avec une hauteur d'environ 8 m. Il peut être réglé pour obtenir des intensités de pluie allant de 5 à 100 mm/h. (voir Figure 3-19)



Figure 3-19 : photographies de la halle expérimentale (à gauche, vue de l'extérieur) et du simulateur de pluie (à droite).

L'intensité de pluie peut être réglée par l'opérateur. Nous l'avons mesuré au cours de nos expérimentations en utilisant 4 pluviomètres totalisateurs installés aux quatre coins de la placette (voir Figure 3-20).

3.2.4 Suivi de l'humidité et de l'infiltration,

Pour le suivi de transfert de l'eau dans le sol, 24 tensiomètres ont été installés dans le sol dans différentes parties (les dépressions, sol compacté ou non-compacté, sous les ondulations) et à plusieurs profondeurs (voir Figure 3-14 et Figure 3-15 pour la localisation des implantations). Les données sont stockées dans une centrale d'acquisition Campbell toutes les 10 secondes.

Une illustration de la maquette en cours de pluie est visible sur la Figure 3-20.

3.2.5 Mesures du MNT de la maquette et suivi du flaquage :

La géomorphologie de la surface des bacs a été obtenue par deux méthodes :

- Rugosimètre à nappe laser (voir Figure 3-21), avant et après la pluie
- Stéréo photographie (voir Figure 3-22): avant, pendant (environ chaque 5 minute) et après la pluie.

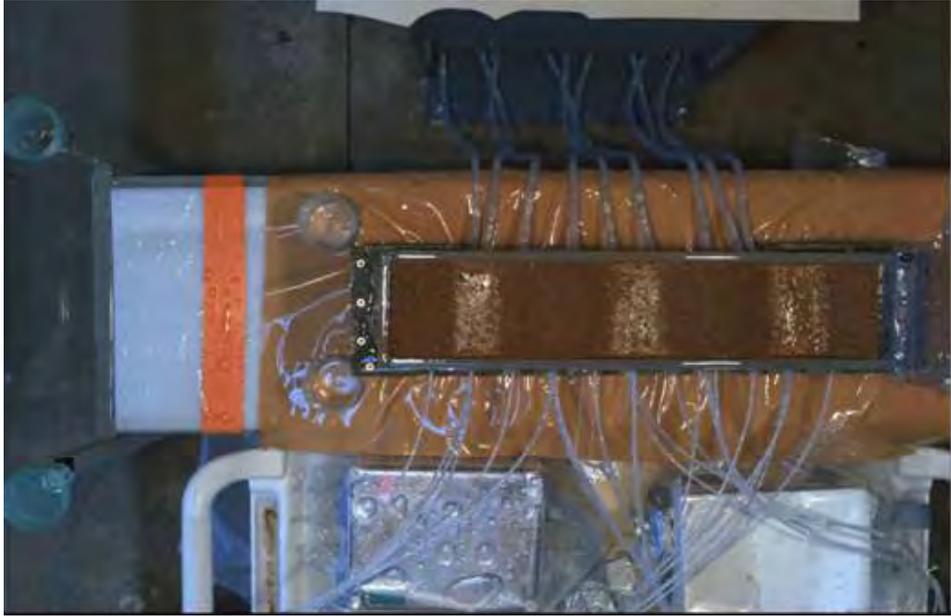


Figure 3-20 : photographie vue de dessus de la maquette en cours d'expérimentation. On distingue les capillaires des tensiomètres et les pluviomètres de contrôle.

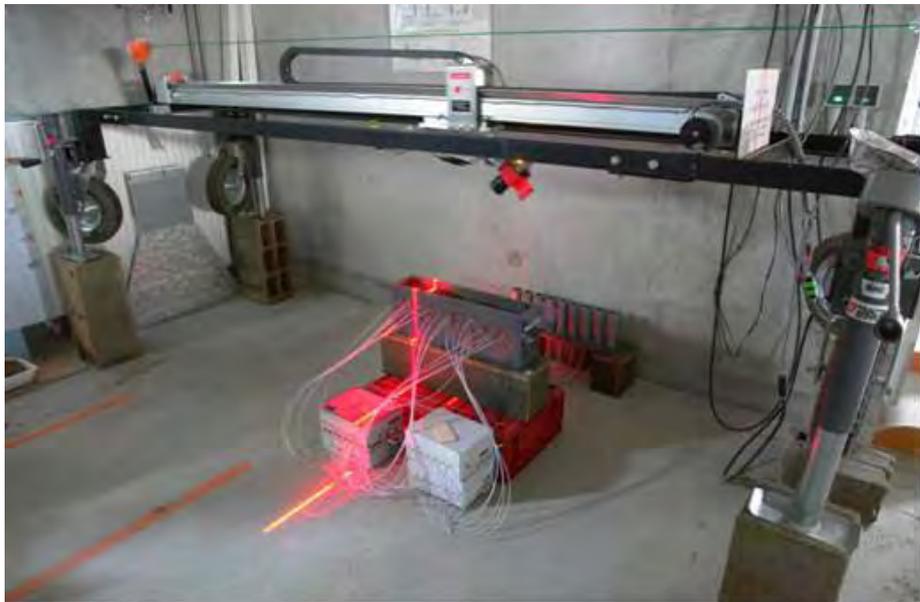


Figure 3-21 : rugosimètre à nappe laser pour la mesure du MNT, INRA, Orléans.



Figure 3-22 : dispositif stéréophotographique et vue d'ensemble de l'expérimentation.

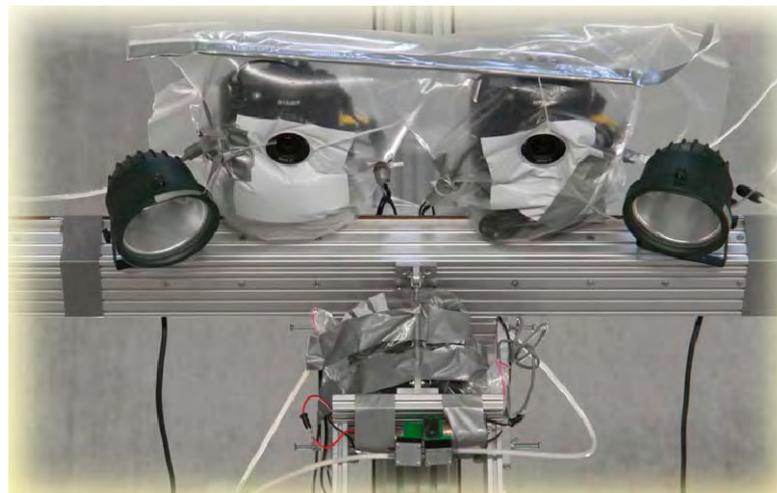


Figure 3-23 : zoom sur l'étanchéité réalisée autour des appareils photos.

Le dispositif stéréo a été légèrement modifié pour assurer l'étanchéité au niveau des appareils photos. Les caméras sont entourées d'un sachet plastique. Un tuyau de petit diamètre débouche sur le côté de chaque objectif : un flux d'air sec est dirigé sur chaque objectif pour éviter la formation de condensation et de buée grâce à une pompe et à un filtre contenant du silica-gel pour assurer la dessiccation de l'air pompé. Cela est visible sur la Figure 3-23. De plus, pour s'adapter aux faibles conditions d'éclairage, des spots lumineux de puissance unitaire 150 W ont été installés, ainsi qu'un déflecteur pour assurer une diffusion de la lumière.

Les démarches utilisées pour la stéréophotogrammétrie étaient :

- avant la pluie : installation du support, mise en place des appareils, réglages de ces appareils,
- faire basculer le support en position de prises de vues, au dessus de la maquette,
- phase de calibrage : prendre une quinzaine de photos avec la mire,
 1. mesure du microrelief initial,
 2. faire pivoter le mât en arrière pour éloigner les appareils photos de la pluie directe générée par le simulateur
 3. au cours de la pluie, toutes les 5 mn environ:
 - s’assurer que les appareils sont actifs,
 - arrêter la pluie en bloquant les buses oscillantes en position de fin de course mais sans arrêter la pompe d’alimentation
 - faire basculer les appareils au dessus de la maquette,
 - prendre une photo de la surface du sol,
 - faire basculer le support pour éloigner les appareils,
 - relancer la pluie
 4. après la pluie : refaire un calibrage (20 photos) pour la mesure finale du microrelief

Au cours de la pluie, l’ensemble des manipulations dure environ 15 s au maximum.

3.3 Résultats :

Une synthèse des expérimentations est donnée dans le Tableau 3-14.

Tableau 3-14: caractéristiques des expérimentations

Date	Maquette	Milieu	N°	intensité (mm/h)	pluie			durée (h)	ruissellement
					début	changement	fin		
12/20/2006	A: avec Pavés	1+2	1	29.3	9:48		10:48	1	-
12/21/2006			2	47.8	10:03	--	11:03	1	0:43
12/15/2006	B: avec Pavés	1+2	1	33.6, 57.4	12:07	1:31	13:38	1:30	1:11
12/16/2006			2	41.7	16:41	arrêt:5:11 Redemarrage: 17:25	17:51	1:10	0:10
12/19/2006	C	1	1	45.5	15:43	-	17:09	1:26	1:16
-	D*	1	1	46.52	17:00	-	18:00	1	0:37

* une limitation du drainage par le system toile-sable

3.3.1 Les données tensiométriques :

Nous ne montrons que les données correspondant à la maquette B avec inserts de sols compactés lors de la simulation de pluie n° 1.

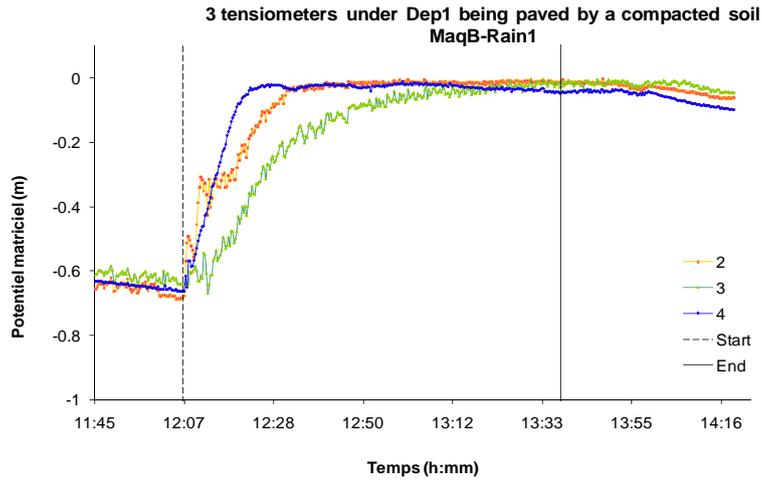


Figure 3-24 : évolution des potentiels matriciels sous la dépression n°1.

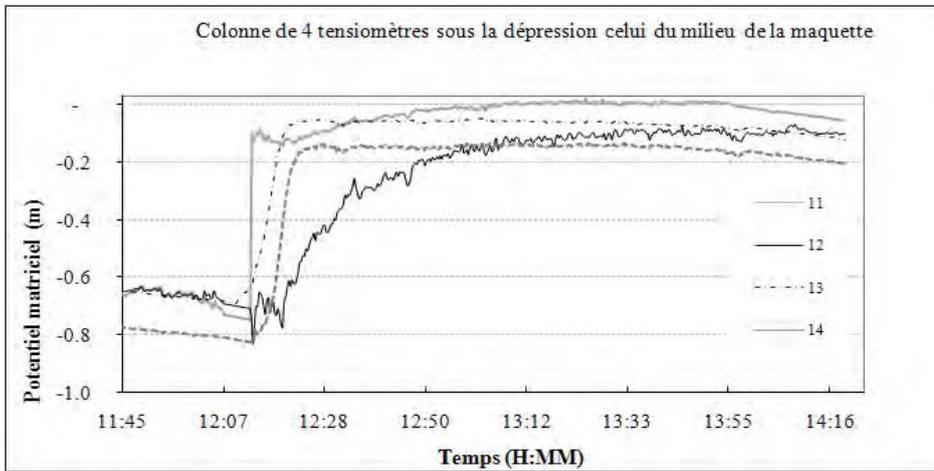


Figure 3-25 : évolution des potentiels matriciels sous la dépression n° 2.

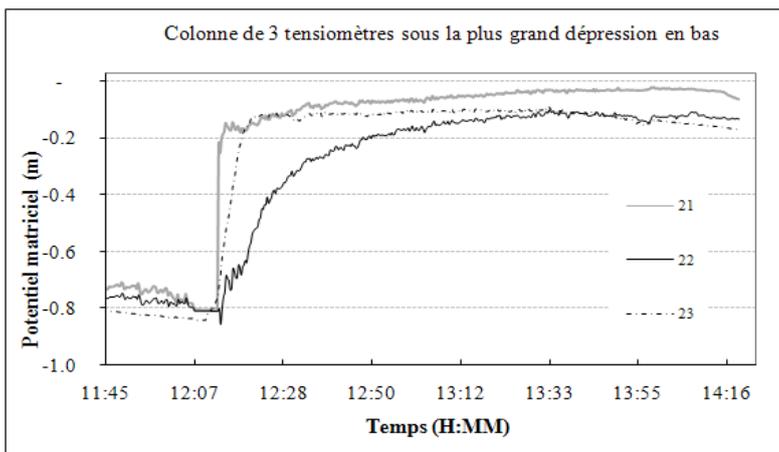


Figure 3-26: évolution des potentiels matriciels sous la dépression n° 3.

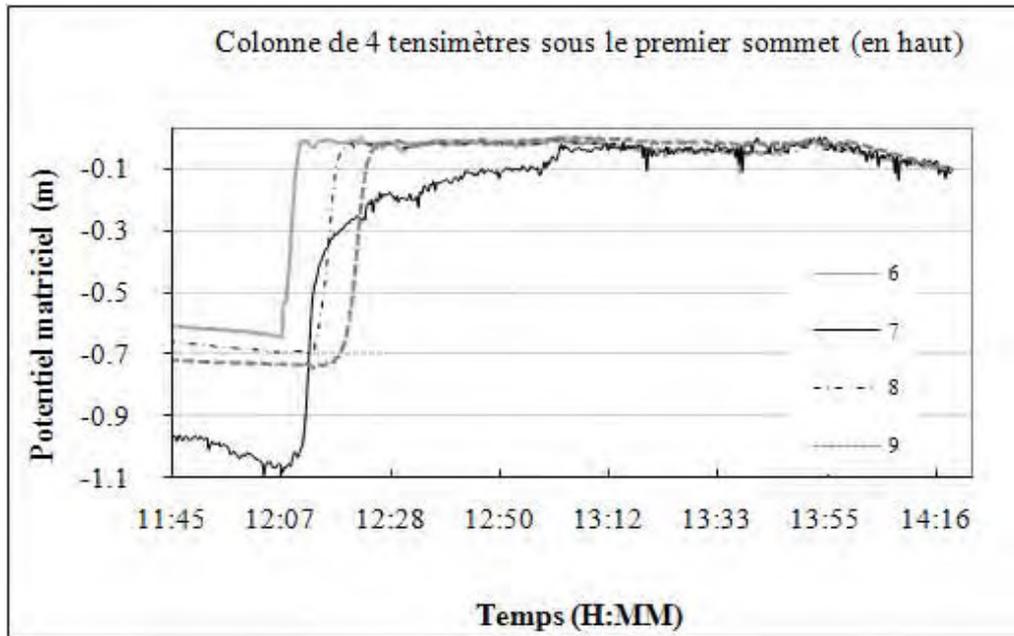


Figure 3-27 : évolution des potentiels matriciels sous le monticule n° 1.

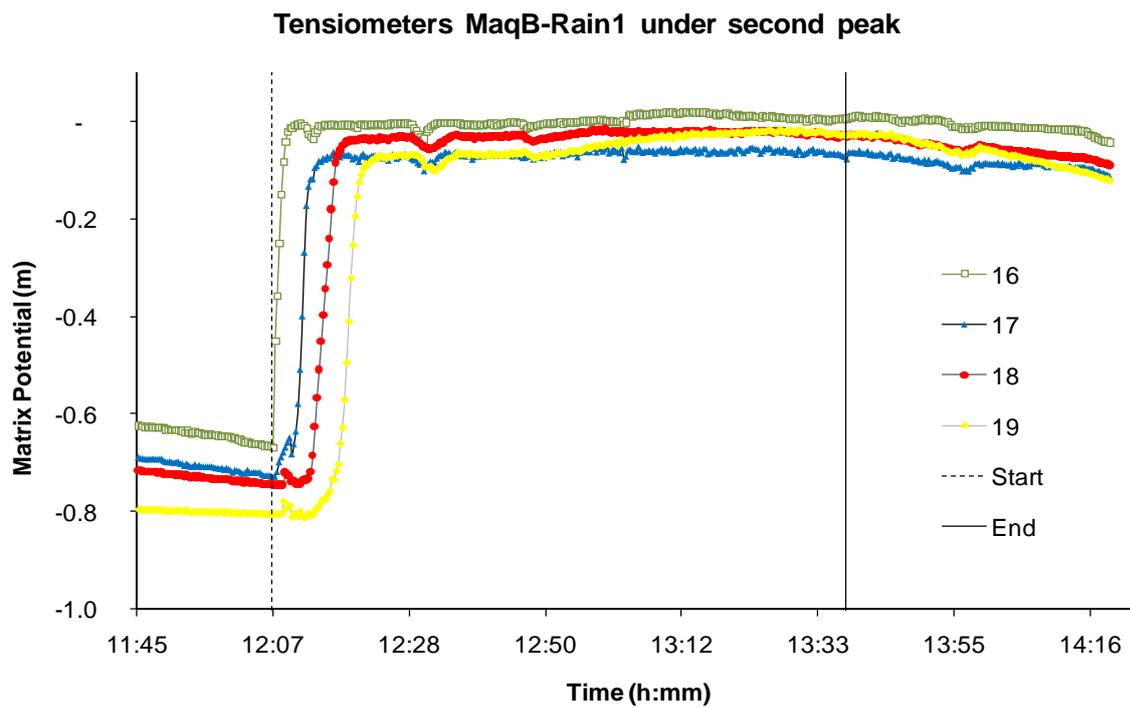


Figure 3-28 : évolution des potentiels matriciels sous le monticule n° 2.

Les données tensiométriques sous les dépressions 1 (amont) à 3 (aval) sont données sur les Figure 3-24 et Figure 3-25 et Figure 3-26. L'évolution des potentiels sous les monticules 1 (amont : entre les dépressions 1 et 2) et 2 (aval : entre les dépressions 2 et 3) sont données sur les Figure 3-27 et Figure 3-28. Pour la dépression 2 (figure Figure 3-25), les tensiomètres numéro 2 et 3 sont dans le sol compacté. Le tensiomètre n° 4 se trouve plus profond mais il réagit avec une pente plus grande que les deux autres. Il atteint aussi plus rapidement le point de saturation. Ceci montre qu'un schéma d'infiltration 1D vertical est inadapté pour décrire car le gradient de charge totale indique un écoulement vers le haut entre les tensiomètres 4 et 2 ou 4 et 3. Pour les autres dépressions (voir figure Figure 3-24 et Figure 3-26), on peut faire la même remarque concernant le désaccord entre gradient de charge totale et schéma d'infiltration 1D verticale. On peut noter également que dans ce cas, le tensiomètre installé dans l'insert proche de la surface réagit très rapidement, ce que nous attribuons à l'apparition de fissures malgré les précautions prises lors de l'implantation des tensiomètres.

Concernant l'évolution des potentiels matriciels sous les monticules, elle est en accord avec un schéma d'infiltration 1D verticale (le tensiomètre 7 doit être éliminé à cause de problèmes techniques).

Les tensiomètres 9 et 19, situés à la même profondeur proche du système d'évacuation du drainage, montrent des évolutions similaires : on peut considérer que le système de drainage toile+sable permet d'assurer une succion homogène en bas de l'échantillon B pluie n°1.

3.3.2 Evolution du drainage :

Les résultats (Figure 3-29) montrent que le flux de drainage dépend de la dépression : le drainage augmente entre l'amont et l'aval. Flux. Ceci peut être attribué soit à une infiltration supérieure du fait de la détention croissante de l'eau dans les flaques entre l'amont et l'aval, soit plus simplement à une distance entre l'orifice de drainage et la surface de la maquette décroissante entre la dépression 1 (distance : 17 cm) et la dépression 3 (distance : 13 cm).

On observe un premier pic de ruissellement, qui correspond à un artefact expérimental : du fait de la tension superficielle de l'eau, il faut une certaine hauteur d'eau dans la tuyauterie avant d'initier l'écoulement entre l'exutoire de la placette et la balance mesurant le ruissellement. Une fois cet « effet barrage » disparu, le flux de ruissellement suit une dynamique plus classique : une montée de l'hydrogramme progressive, suivie d'un plateau correspond à un flux de 14.5 mm h^{-1} , puis une phase de récession rapide suite à l'arrêt de la pluie.

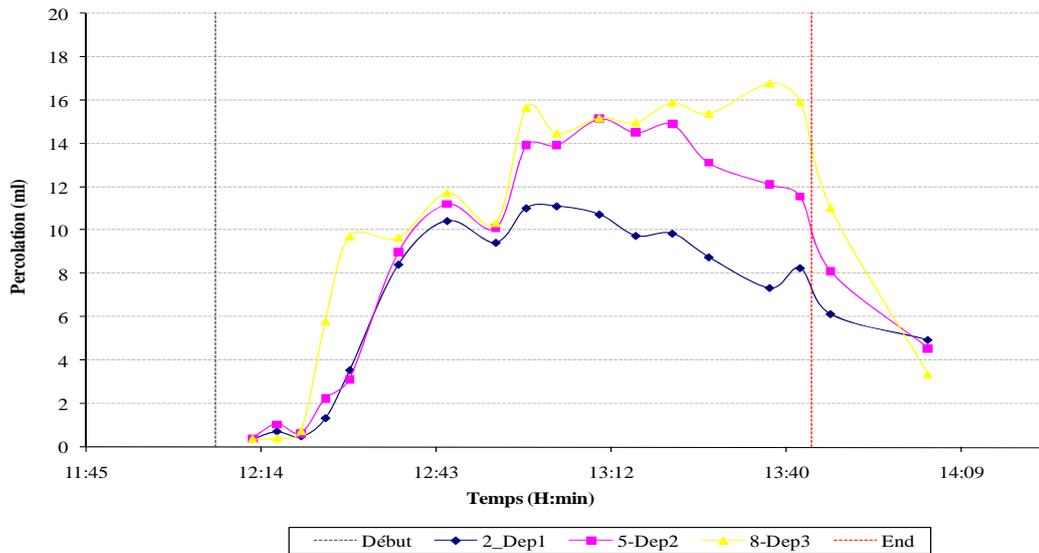


Figure 3-29 : Evolution du flux spatialisé de drainage (Dep1, 2, 3 : orifices de drainage situés sous les dépressions 1 à 3).

3.3.3 Evolution du ruissellement

Le ruissellement a commencé 43 minutes après la pluie. La simulation a été poursuivie jusqu'à l'obtention d'un flux de ruissellement constant (voir Figure 3-30)

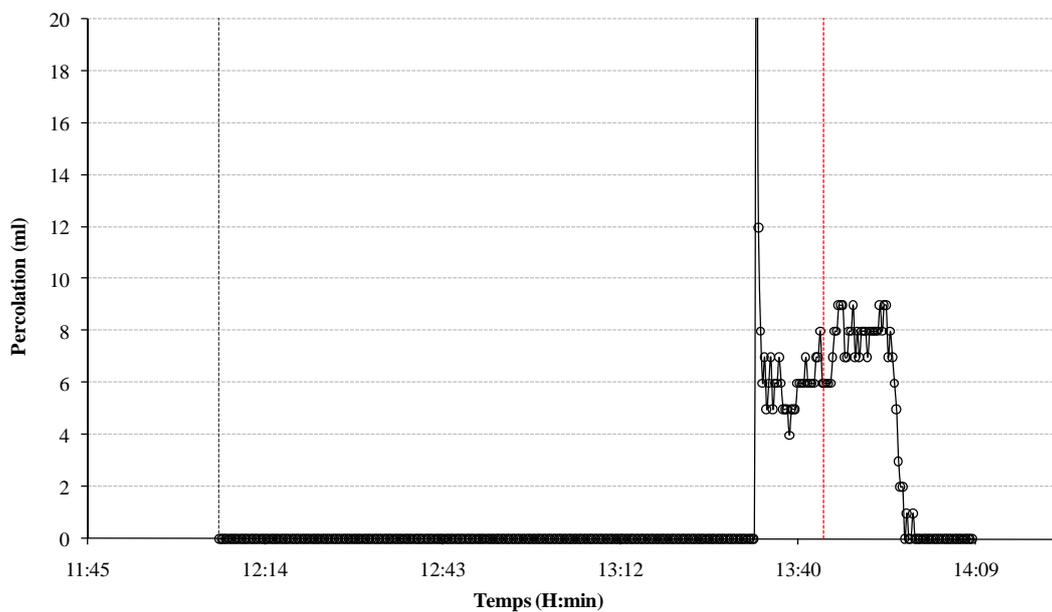


Figure 3-30 : évolution du flux de ruissellement. L'échelle verticale correspond à l'incrément de masse enregistré par la balance entre deux instants de mesure (pas de temps de 30 s).

3.3.4 Les données de la surface du sol :

Les tensiomètres 13 et 17 (Figure 3-31) sont quasiment implantés à la même altitude. Le tensiomètre 13 a réagi plus tard et avec une pente plus petite par rapport au tensiomètre 17 ce qui est normal car il est sous un insert de sol compacté qui fonctionne comme un obstacle : on peut ainsi mettre en évidence un « effet d'ombrage ». On observe également un changement de pente dans la réponse de ce tensiomètre : après l'heure de 12h15, la pente augmente, ce qui traduit une réponse plus rapide. Nous avons essayé de relier cette modification de la dynamique du ruissellement à une modification des conditions limites à la surface, en pensant que l'accélération de la réponse du tensiomètre pouvait s'expliquer par le développement d'une flaque à l'aplomb de ce tensiomètre, dans la dépression centrale. Nous avons donc analysé la dynamique des excès d'eau à la surface du sol grâce au suivi photographique. Les photos montrent qu'au moment du changement dans la réponse du tensiomètre, il n'y avait pas d'eau dans la dépression (voir Figure 3-32).

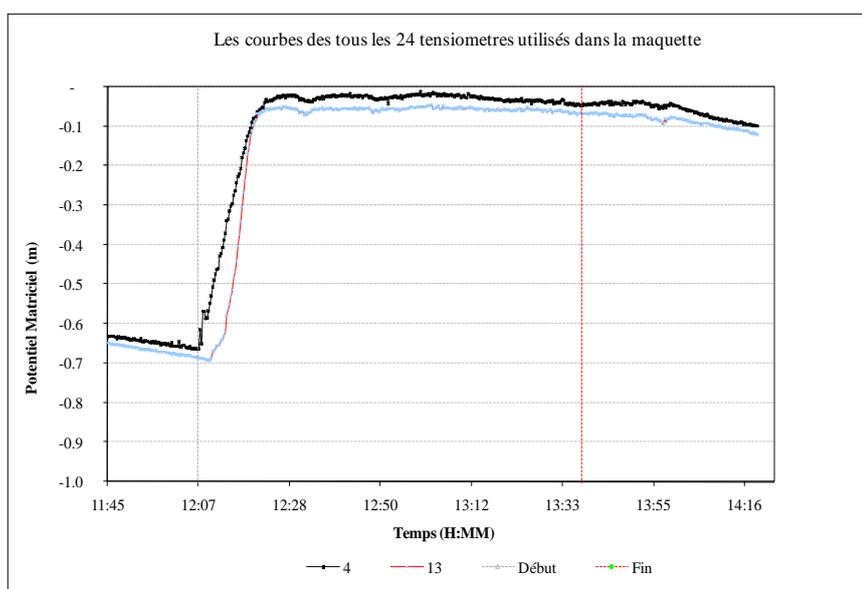


Figure 3-31: évolution des potentiels matriciels pour deux tensiomètres quasi iso-profondeur

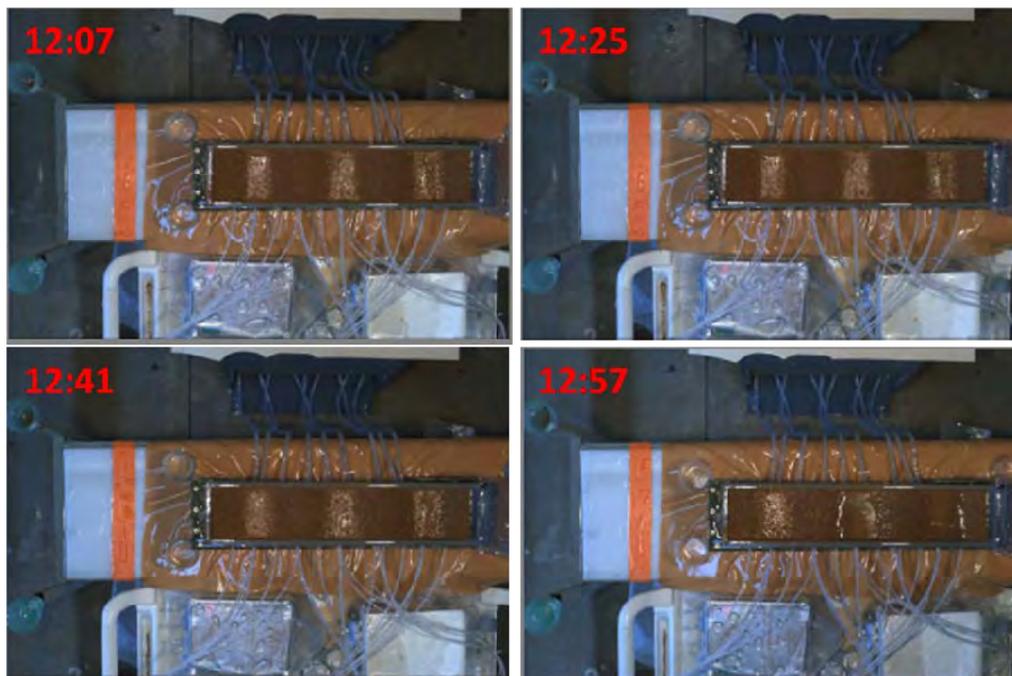


Figure 3-32: Les photos de la surface de la maquette à différents instants. La détention superficielle commence à apparaître après environ 40 minutes, et notamment après changement de l'intensité de pluie (12:57). Premières photos début de la pluie à 12:07, deuxième et troisième photos respectivement après 18 et 34 minutes mais il n'y a pas d'eau dans les dépressions. A 12: 50 changement de l'intensité de 34 mm h^{-1} à 57 mm h^{-1} .

3.4 Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons présenté les résultats d'une expérimentation visant à caractériser le partage infiltration ruissellement pour un milieu présentant des états de surface hétérogène. Nous avons travaillé en conditions contrôlées en laboratoire en utilisant la halle de simulation de l'INRA d'Orléans sur une maquette physique 2D de sol. Cette expérimentation est une première tentative pour mettre en relation la dynamique spatialisée de l'infiltration, obtenue grâce à l'analyse de 24 microtensiomètres distribués dans le profil de sol, et l'apparition du ruissellement, obtenue grâce au suivi stéréophotographique des excès d'eau à la surface du sol. Pour la dynamique d'humectation du sol, nous avons pu mettre en évidence l'effet d'ombrage dû à la présence de zones compactes insérées dans la maquette.

Ces données permettront à court terme de tester un modèle couplé d'infiltration distribuée et de genèse du ruissellement.

- 4 *Développement d'un algorithme de remplissage des dépressions à la surface du sol permettant le couplage avec un modèle distribué d'infiltration.*

Résumé

Afin de simuler le remplissage des dépressions d'une surface rugueuse, un modèle numérique de remplissage des dépressions d'un MNT de la surface du sol a été mis au point. Un volume élémentaire d'eau apporté en un point quelconque de la surface est redirigé latéralement selon un critère de plus grande pente en se basant sur la microtopographie. Lorsqu'une dépression locale est rencontrée, ce volume élémentaire reste stocké dans cette dépression. Ce processus est répété pour de nombreux volumes d'eau élémentaires. Chaque apport élémentaire contribue au remplissage graduel des dépressions. Celles-ci peuvent alors se rejoindre pour former des « flaques » de plus grande taille. La limite de remplissage est obtenue lorsque toutes les flaques individuelles sont connectées à l'exutoire. Dans cette configuration, l'ajout successif de volumes d'eau élémentaire assure le remplissage progressif des dépressions d'abord les plus petites et puis les grandes.

Ce modèle étant distribué, il est possible de considérer à la fois les dynamiques externe et interne. Ainsi, cet algorithme peut être couplé à un modèle distribué d'infiltration. Les volumes d'eau élémentaires apportés en chaque point du MNT sont alors calculés comme le refus à l'infiltration. Le programme donne une cartographie numérique des dépressions avec la quantité de l'eau dans chaque dépression, ce qui donne la répartition spatiale des deux types de conditions limites (Dirichlet et Neuman) du modèle distribué d'infiltration. Pour conclure, le modèle d'infiltration distribué est également décrit.

4.1 Introduction

Afin de prédire les flux d'eau et de particules, certains modèles hydrologiques récents intègrent la capacité de stockage en paramètre d'entrée (DSM : détention superficielle maximale). Le modèle EUROSEM (European Soil Erosion Model) considère que le ruissellement n'apparaît localement qu'à partir du moment où le volume stocké en surface est égal à la capacité de stockage (Morgan et al., 1998). Bien que notant l'occurrence possible de ruissellement avant que toutes les dépressions ne soient remplies, le modèle WEPP (Water Erosion Prediction Project) fait la même simplification (Stone et al., 1995). En se basant sur les travaux de Onstad (1984) et de Linden *et al.* (1988), le modèle LISSEM (LImburg Soil Erosion Model) considère un déclenchement progressif du ruissellement au cours du remplissage des dépressions (De Roo *et al.*, 1996). Ainsi, bien que la notion de détention superficielle maximale est une variable statique insuffisante pour prévoir localement la genèse du ruissellement, car le ruissellement peut apparaître alors que la capacité de détention n'est pas atteinte, les modèles hydrologiques ne prennent pas en considération ce phénomène. Ces modèles travaillent généralement à l'échelle du bassin versant, la maille élémentaire étant celle de la parcelle agricole ou sub-parcellaire. A cette échelle, le ruissellement simulé est le ruissellement à l'exutoire de la parcelle ou qui atteint le réseau hydrographique. On peut alors faire l'hypothèse que une majorité des dépressions locales son remplies d'eau lorsque du ruissellement significatif apparaît à l'exutoire de la parcelle. Au premier ordre, la notion de DSM est justifiée dans les modèles hydrologiques distribués à l'échelle du bassin versant. Cette notion devient insuffisante à l'échelle locale lorsque l'on s'intéresse aux mécanismes de genèse du ruissellement. Dans ce cas il faut disposer d'un modèle de remplissage graduel des dépressions, que l'on peut coupler à un modèle d'infiltration distribué.

Le suivi spatialisé des zones de flaques et la gestion du partage de l'eau à la surface du sol est basé sur le remplissage des dépressions d'un MNT. Différent méthodes existent pour obtenir le MNT de la surface du sol (rugosimètre laser, rugosimètre à aiguilles sur les transects rapprochés, ...). La stéréophotographie a été choisie dans ce travail (voir première partie).

La première étape dans le développement d'un algorithme de remplissage est d'identifier dans le MNT les dépressions élémentaires (éventuellement emboîtées), les micro-bassins versants associés et le réseau de drainage jusqu'à l'exutoire de la surface étudiée. L'extraction automatique d'un réseau hydrographique à partir d'un MNT est un sujet de recherche important qui a donné lieu à de nombreux travaux au cours des

dernières années (Jenson et Domingue, 1988; Martz and Garbrecht, 1993 ; Martz and Garbrecht, 1992; Martz and Garbrecht, 1995; Martz and Garbrecht, 1999). La détermination des chemins d'écoulements par simulation surfacique des écoulements conduit à des difficultés d'extraction pour les zones du MNT avec les dépressions. Une dépression locale dans un MNT se définit comme une cellule dont les voisins (8, parfois 4 dans le cas d'un maillage carré) sont d'altitude plus élevée ; cette dépression peut être étendue dans le cas d'un ensemble de cellules adjacentes de même altitude. Les dépressions posent un problème puisqu'elles piègent l'eau : en conséquence, la continuité des chemins d'écoulements n'est plus assurée jusqu'à l'exutoire. Les algorithmes d'extraction du réseau hydrographique implantés dans des logiciels de systèmes d'information géographique (SIG) de drainage remplissent les dépressions dans une étape préliminaire pour résoudre ce problème. Ces algorithmes ne peuvent donc pas être utilisés dans notre cas, car nous nous intéressons justement à ces dépressions.

Tous les algorithmes qui sont utilisés pour l'analyse de la rugosité du sol, sont habituellement fondés sur deux principales étapes : i) identifier les minima locaux et, ii) les remplir de bas en haut, en explorant les voisinages de chaque minima pour trouver leurs points de débordement (Moore et Larson, 1979; Ullah et Dickinson, 1979; Onstad, 1984). En pratique, ces deux étapes principales sont décomposées en 7 à 8 étapes élémentaires successives. Les algorithmes diffèrent essentiellement par le nombre de voisins pris en compte (4 ou 8) et la méthode d'exploration du voisinage. Les algorithmes de remplissage sont aussi couramment utilisés dans la géomorphologie à plus grande échelle. De nombreuses méthodes ont été proposées (Marks et al., 1984; Jenson et Domingue, 1988 ; Planchon et Darboux, 2001). Parmi toutes les méthodes numériques, l'algorithme décrit par Jenson et Domingue (1988) semble être le plus utilisé. Il est également mise en œuvre dans le SIG ARC-INFO (ESRI, 1999). Ces auteurs donnent une description détaillée de leur méthode, ce qui n'est pas le cas de Moore et Larson (1979) ou Ullah et Dickinson (1979), en particulier pour les étapes cruciales où certaines dépressions sont fusionnées entre elles.

Dans ce chapitre, nous présentons dans un premier temps l'algorithme de redistribution latérale des excès d'eau à la surface du sol. Cet algorithme se base sur celui de Jenson et Dominigue (1988). Après avoir détaillé la mise en œuvre algorithmique, nous présentons les résultats sur l'exemple de MNT fourni dans l'article de Jenson et Dominigue (1988). Dans un deuxième temps, nous présentons le modèle d'infiltration 3D que l'on souhaiterait coupler au modèle de surface.

4.2 **Modèle d'écoulement à la surface du sol**

4.2.1 Description de l'algorithme de remplissage

Jenson et Dominique (1988) remplissent d'abord les dépressions du MNT et ensuite ils utilisent ce MNT pour l'extraction du réseau de drainage. Un programme en C++ a été écrit, d'environ 1200 lignes. Cette méthode se décompose en étapes élémentaires successives décrites dans la suite.

4.2.1.1 + Remplissage des dépressions

Cet algorithme correspond au remplissage des dépressions ;

1. Déterminer les dépressions élémentaires : une cellule est une dépression si les 8 cellules voisines sont plus élevées. Ceci est réalisé pour chaque cellule
2. Remplissage des dépressions élémentaires jusqu'à atteindre le seuil d'écoulement, c'est à dire la cellule d'altitude minimale parmi les cellules entourant la dépression. Ceci se fait pour chaque dépression élémentaire l'altitude de chaque cellule jusqu'à atteindre celle du seuil à l'exutoire.
3. Calcul du sens d'écoulement,
4. Pour chaque groupe de cellules reliées trouver le bassin versant associé,
5. Construire une table d'altitudes des points de débordement entre toutes les paires de bassins qui partagent une frontière,
6. Pour chaque bassin versant, on marque le point de débordement qui est le point de plus basse altitude parmi l'ensemble des points de débordement.."
7. Pour chaque bassin versant, on suit le chemin des points de débordement les plus bas soit jusqu'à atteindre la frontière soit (passez à l'étape 8), soit le chemin fait une boucle en arrière sur lui-même (on augmente la taille du bassin versant : voir étape a).
 - a. Re-calcul « du plus bas point de débordement" pour le nouveau bassin versant agrégé,
8. Trouver la valeur- seuil (pour déterminer les bassins versant)

L'extraction automatique d'un réseau hydrographique à partir d'un MNT continue par l'étape suivante.

4.2.1.2 + La construction du plan des directions d'écoulement :

On considère que la détermination de la direction d'écoulement dans chaque cellule est basée sur la plus grande pente calculée par un schéma unidirectionnel en prenant en compte les huit cellules voisines de la cellule considérée. La pente locale est le rapport entre les différences d'altitudes et la distance horizontale entre les centres de chaque cellule : cette distance varie selon que l'on prenne une direction diagonale ou cardinale.

4.2.1.3 + Le calcul du plan de la surface drainée :

Les gouttes d'eau sur les directions d'écoulement se cumulent d'une cellule à la cellule située en aval, ensuite le nombre de gouttes d'eau qui traversent les cellules est comptabilisé. Le nombre obtenu est finalement multiplié par la surface élémentaire de la cellule du MNT.

4.2.1.4 + L'extraction du réseau hydrographique

On utilise un critère hydrologique basé sur un seuil de surface drainée pour différencier les cellules du plan de la surface drainée. Le résultat obtenu est un réseau hydrographique qui a une structure d'arbre.

4.2.2 *Application de l'algorithme*

Le programme a été évalué sur deux MNTs de test fournis dans l'article de Jenson et Dominique (1988) avec l'aide du logiciel de SIG ILWIS.

4.2.2.1 MNTs de test

Les résultats obtenus pour les données de Janson et Dominique (1988) étaient tout à fait en accord avec leur article. Pour le MNT-ILWIS, des différences sont apparues dues à la présence de zones plates dans le MNT, c'est-à-dire d'un ensemble de cellules connexes de même altitude. Dans ces zones, la direction d'écoulement suivant la ligne de plus grande pente est mathématiquement indéfinie. Ceci a nécessité l'application de l'algorithme de Martz et Garbrecht (1993) décrit dans la section précédente. Seuls les résultats obtenus sur le MNT de Janson et Dominique (1988) sont présentés sur les figures suivantes Figure 3-33 jusqu'à la Figure 3-38.

4.2.2.1 Conclusion partielle

Nous avons développé un algorithme de redirection des flux surfaciques en fonction du microrelief du sol à partir de la connaissance du MNT à l'échelle locale. Cet algorithme a été validé sur des données de tests. Cet algorithme peut être couplé à un modèle distribué d'infiltration (voir Figure 3-38 3-39).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	778	765	750	740	747	759	765	766	769	776	786	795
2	770	758	745	737	741	751	753	761	777	789	802	814
3	777	763	747	736	735	743	750	767	787	806	820	832
4	786	767	750	737	729	739	752	769	785	797	808	822
5	794	773	756	741	730	732	744	759	772	779	789	806
6	799	782	763	750	737	728	732	745	757	767	782	801
7	802	788	771	761	751	736	729	738	751	764	779	798
8	799	790	780	772	762	746	733	737	754	770	784	794
9	811	799	787	771	757	741	728	730	745	765	779	783
10	823	807	790	774	762	748	733	724	733	750	764	763
11	830	814	801	787	776	761	743	728	725	737	748	751
12	822	818	811	801	791	776	757	739	726	725	735	751

Figure 3-33:MNT initial (Jenson et Dominique 1988). Trois dépressions d'altitude 729, 728 et 724 sont identifiées, la cellule en bleu d'altitude 725 se situe à l'exutoire du MNT. Ces dépressions sont identifiées à partir des 8 cellules voisines, colorées en vert.

```

***** dem matrix *****
All multidepression numbers is : 2

depression_Nb  Row_Nb  Column_Nb  Changed_value  high
1              4        5             733            1
1              5        5             733            1
1              5        6             733            1
1              6        6             733            1
1              6        7             733            1
1              7        7             733            1
2             10        8             725            0
2             11        9             725            0

total_volume is = 6

***** depression_group matrix *****
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 1 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 1 1 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 1 1 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 1 1 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 1 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 1 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 2 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 2 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 2 0 0 0

***** water_dep matrix *****
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 1 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 1 1 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 1 1 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 1 1 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 1 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 1 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 1 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 1 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 1
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
***** end of scan *****

```

Figure 3-34: Résultat obtenu après trois itérations (apport de 3 volumes d'eau élémentaires). Le tableau dans le coin supérieur gauche correspond aux changements effectués sur chaque cellule connectée à une dépression. La matrice « depression_group » indique les différentes dépressions individuelles : Pour cette itération, deux dépressions élémentaires ont fusionné pour former le groupe de dépressions n° 1, la dépression élémentaire n° 2 reste individualisée. La matrice « dem » correspond au MNT apparent (altitudes des zones émergées et des plans d'eau horizontaux dans les dépressions). La matrice « water_dep » correspond à l'accroissement de hauteur d'eau dans chaque cellule lors de cette itération : seule le groupe de dépressions n° 1 est concerné dans ce cas précis.

```

*****
All multidepression numbers is : 2
***** dem matrix *****
depression_Mb  Row_Mb  Column_Mb  Changed_value  hiegh  778 765 750 740 747 759 765 766 769 776 786 795
1 4 5 732 0 770 758 745 737 741 751 752 761 777 789 802 814
1 5 5 732 0 777 762 747 736 735 743 750 767 787 806 820 832
1 5 6 732 0 786 767 750 737 732 739 752 769 785 797 808 822
1 6 6 732 0 794 772 756 741 732 732 744 759 772 779 789 806
1 6 7 732 0 799 782 763 750 737 732 732 745 757 767 782 801
1 7 7 732 0 802 788 771 761 751 736 732 738 751 764 779 798
1 8 7 732 0 799 790 780 772 762 746 732 737 754 770 784 794
2 10 8 725 0 811 799 787 771 757 741 728 730 745 765 779 782
2 11 9 725 0 823 807 790 774 762 748 732 725 732 750 764 762
*****
total_volume is = 0
820 814 801 787 776 761 743 728 725 737 748 751
822 818 811 801 791 776 757 739 726 725 735 751

=====
start of scan_4 |
=====
***** depression_group matrix *****
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 1 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 1 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 2 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 2 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 2 0 0 0 0 0 0 0 0 0
***** end of scan *****

```

Figure 3-35: Résultat obtenu après la quatrième itération (apport de 4 volumes d'eau élémentaires) : on n'observe aucune différence avec la figure précédente, ce qui signifie que toutes les dépressions ont été remplies et que le volume d'eau élémentaire apporté a rejoint l'exutoire.

```

***** flow_index AFTER depression treatments *****
32 128 128 128 128 128 128 128 128 128 128 128
32 2 2 4 8 16 16 32 32 64 64 2
32 2 2 4 8 32 16 32 32 64 64 2
32 2 2 2 8 32 16 16 16 8 16 2
32 2 2 2 4 8 32 16 16 16 16 2
32 2 1 2 128 4 8 32 16 16 32 2
32 1 1 1 2 128 8 32 32 32 32 2
32 1 1 1 1 2 8 8 32 16 64 2
32 1 2 2 2 2 4 8 32 16 16 2
32 2 2 1 1 2 2 4 32 16 16 2
32 1 1 1 1 1 2 128 4 32 16 2
32 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 2
***** End of flow_index *****

```

Figure 3-36: Tableau des indices codant la redirection du flux pour chaque cellule. La correspondance entre l'indice et la direction d'écoulement est : 1 : ↑ ; 2 : ↗ ; 4 : → ; 8 : ↘ ; 16 : ↓ ; 32 : ↙ ; 64 : ← ; 128 : ↖.

```

*****start flow_ACCUMULATION *****
  0  0  0  0  0  0  0  0  2  1  0  0
  0  0  1  2  0  0  3  2  1  1  0  0
  0  0  1  2 10  4  2  1  0  0  0  0
  0  0  1  2 21  3  0  0  0  0  0  0
  0  0  1  5 35  3  1  1  0  2  0  0
  0  0  2  2  6 44  4  1  3  2  0  0
  0  0  1  2  1  3 62 11  6  2  0  0
  0  0  1  0  0  0 64  1  0  0  0  0
  0  0  0  1  7 10 76  4  1  0  0  0
  0  0  2  4  1  1  3 90  1  1  0  0
  0  0  0  0  0  0  0  1 95  1  0  0
  0  0  0  0  0  0  0  0  0 97  0  0
*****End of flow ACCUMULATION *****

```

Figure 3-37: Surface drainée par chaque cellule, l'unité de surface étant le nombre de cellules situées en amont de la cellule considérée.

```

***** Start Full data_sub_watershed *****
  0  0  0  0  0  0  0  0  0  0  0  0
  0  1  1  1  1  1  1  1  1  0  0  0
  0  1  1  1  1  1  1  1  1  1  0  0
  0  1  1  1  1  1  2  2  4  3  3  0
  0  2  2  2  2  2  2  4  4  3  3  0
  0  2  2  2  2  2  4  4  3  3  3  0
  0  2  2  2  2  4  4  0  0  0  3  0
  0  2  5  5  5  5  5  0  0  0  0  0
  0  5  5  5  5  0  0  0  0  0  0  0
  0  5  5  5  0  0  0  0  0  0  0  0
  0  0  0  0  0  0  0  0  0  0  0  0
***** End of Full dat_sub_watershed *****

```

Figure 3-38: Identification des bassins versants élémentaires.

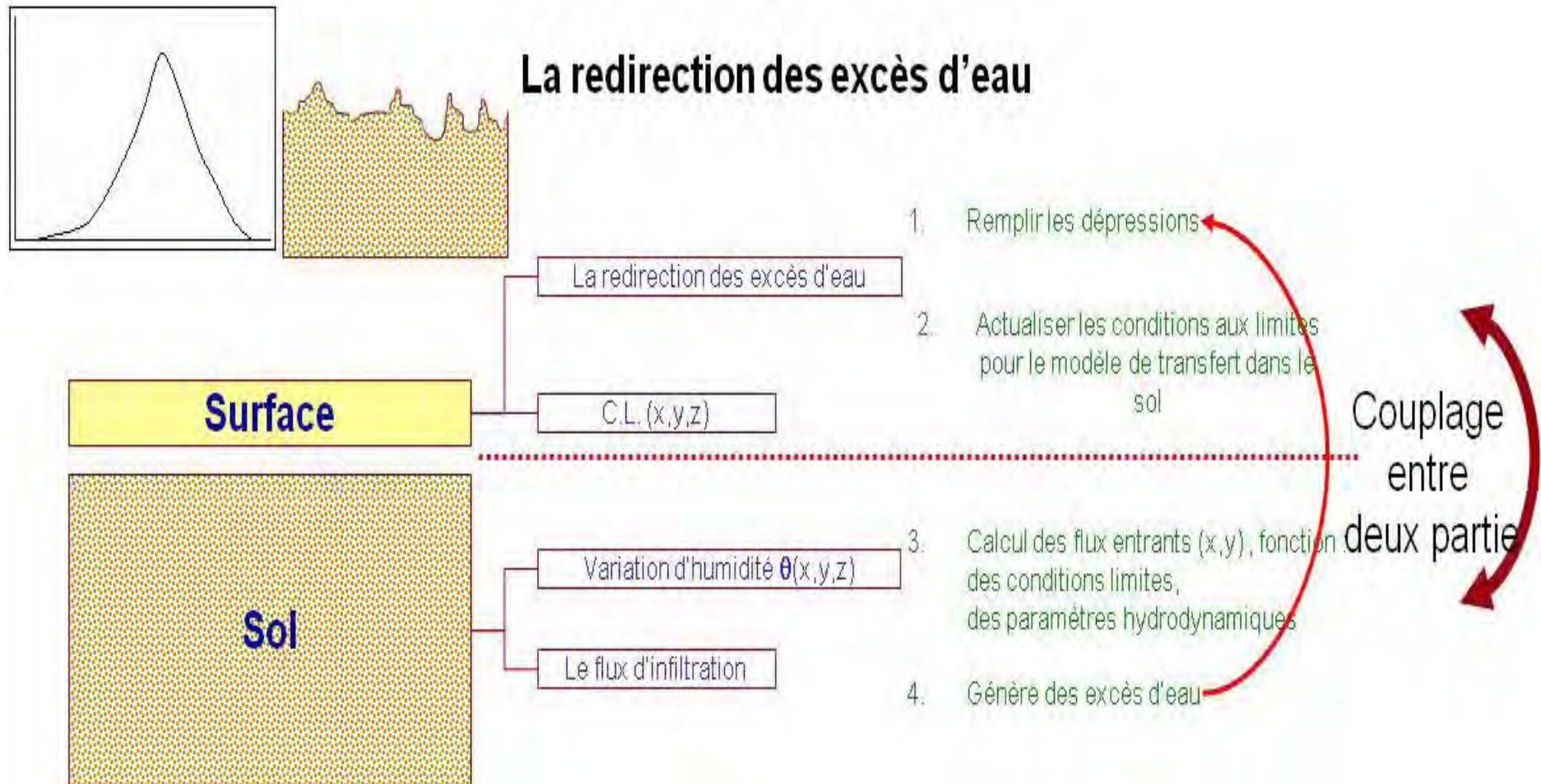


Figure 3-39: Schéma du couplage entre modèle de redirection des flux surfaciques et infiltration distribuée dans le sol.

4.3 Modèle distribué de transfert dans le sol

Ce modèle est basé sur l'équation de Richards 3D ; il est fonctionnel mais il reste à développer le couplage avec le modèle de surface décrit dans la section précédente pour la gestion des conditions limites dynamiques à la surface du sol. Nous décrivons dans cette section les équations utilisées et le paramétrage de ce modèle, ainsi que l'algorithme de couplage avec le modèle de surface.

4.3.1 Modèle de Richards 3D:

Nous avons utilisé le modèle développé par Chambarel et Ruy (2006) basé sur la résolution par éléments finis de l'équation de Richards 3D. Il utilise la technologie FAFEMO.

L'équation de Richards peut s'écrire sous la forme suivante en utilisant comme seule variable le potentiel matriciel $h(m)$:

$$C(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \bar{\nabla} \cdot (K(h) \cdot \bar{\nabla}(h + z))$$

où $K(h)$ est la courbe de conductivité hydraulique ($m \cdot s^{-1}$), $C(h)$ la courbe de capacité capillaire (m^{-1}) obtenue par dérivation de la courbe de rétention $\theta(h)$ et z (m) est l'altitude par rapport à un plan arbitraire. L'axe (Oz) est orienté positif vers le haut.

On considère que la courbe de rétention est décrite par le formalisme de van Genuchten :

- pour $h \leq 0$: $\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(1 + (\alpha|h|)^n\right)^{-m}$ avec $m = 1 - \frac{1}{n}$
- pour $h > 0$: $\theta = \theta_s$

avec θ_s teneur en eau à saturation ($m^3 \cdot m^{-3}$), θ_r teneur en eau résiduelle ($m^3 \cdot m^{-3}$), $m = 1 - 1/n$ (-), n paramètre de forme (-) et α paramètre d'échelle (m^{-1})

La courbe de capacité capillaire est donnée par la dérivée de la courbe de rétention dans le domaine non saturé ($h < 0$) et par le produit de la compressibilité de l'eau par la teneur en eau à saturation dans le domaine saturé ($h \geq 0$) en négligeant la compressibilité de la matrice du sol :

- pour $h \leq 0$: $C(h) = \frac{d\theta}{dh} = (\theta_s - \theta_r) \cdot n \cdot m \cdot \alpha \cdot (\alpha \cdot |h|)^{n-1} \cdot \left(1 + (\alpha \cdot |h|)^n\right)^{-m-1}$

- pour $h > 0$: $C(h) = \beta \cdot \theta_s$ avec $\beta = 5^e - 4 \text{ m}^{-1}$.

Afin d'assurer la continuité entre le domaine saturé et non-saturé, on écrit finalement

(ce qui représente une approximation) :

$$\begin{cases} h \leq 0 & : C(h) = \frac{d\theta}{dh} = (\theta_s - \theta_r) \cdot n \cdot m \cdot \alpha \cdot (\alpha \cdot |h|)^{n-1} \cdot (1 + (\alpha \cdot |h|)^n)^{-m-1} + \beta \cdot (\theta - \theta_r) \\ h \geq 0 & : C(h) = \beta \cdot (\theta_s - \theta_r) \end{cases}$$

Le terme supplémentaire ajouté dans le domaine non saturé représente une contribution négligeable dans la gamme d'humidité étudiée.

La courbe de conductivité hydraulique est donnée par le formalisme de Mualem-van Genuchten :

- pour $h \leq 0$: $K = K_s \cdot S_e^\tau \cdot \left(1 - \left(1 - S_e^{1/m}\right)^m\right)^2$ avec $m = 1 - \frac{1}{n}$, $S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$ la saturation effective et τ un facteur de tortuosité pris généralement à 0.5,
- pour $h > 0$: $K = K_s$

Cette équation est adimensionnalisée dans le logiciel initial. Cette adimensionnalisation est présentée en annexe 9, mais elle n'est pas utilisée dans notre approche.

Le modèle accepte des conditions aux limites de trois types : de type charge (Dirichlet), de type flux (Neuman) ou de type mixte (voir Tableau 3-15). Le changement de type de conditions limites est possible.

Tableau 3-15: les trois types de conditions limites admissibles dans le modèle

	Dimensionnel
Dirichlet	$u = u_0$
Neumann	$\phi = \phi_0 = -K(u - z) \cdot \vec{\nabla}(u)$
Mixte	$\phi = \phi_0 - \lambda \cdot (u - z)$

Pour utiliser le modèle, il faut fournir trois types d'information :

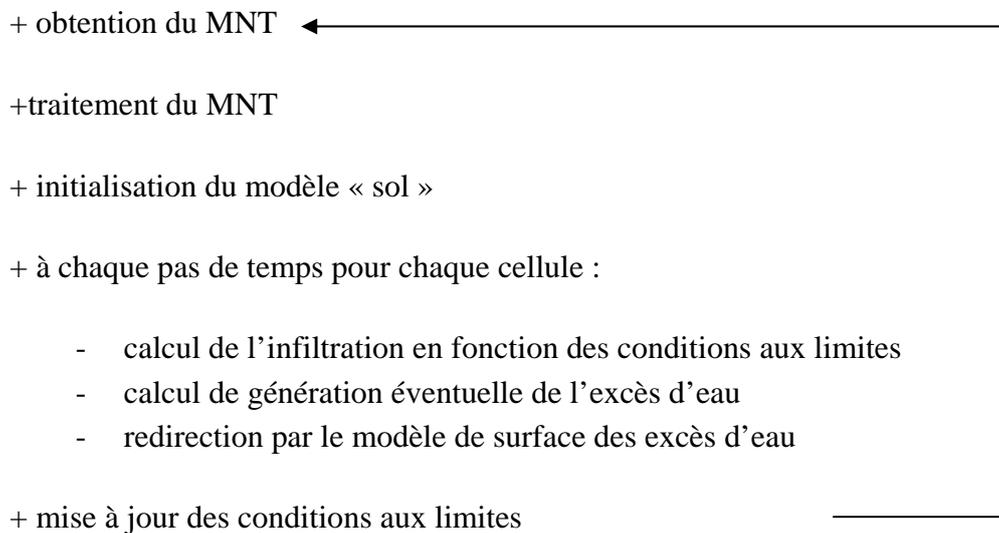
- il faut discrétiser le maillage, par exemple en utilisant un mailleur du commerce (logiciel GID dans notre cas), et fournir l'ensemble des

informations nécessaires dans la résolution par éléments finis concernant la connectivité des nœuds et l'identification des éléments ;

- les conditions initiales, c'est à dire la valeur en chaque nœud du potentiel matriciel au début de la simulation ;
- les conditions aux limites supérieures, inférieures et latérales. Ces conditions aux limites peuvent être dynamiques et évoluer dans le temps ;
- les propriétés hydrodynamiques du sol.

4.3.2 *Algorithme pour le couplage entre modèle de surface et infiltration 3D.*

Le principe du couplage entre les deux modèles est donné sur la Figure 3-39. Dun point de vue plus détaillé, l'algorithme est le suivant :



4.4 **Conclusion**

Nous avons développé un code qui peut graduellement remplir les dépressions. Actuellement le code est opérationnel mais il reste à être couplé avec le modèle de sol.

5 *Conclusion*

Cette partie a été consacré à l'étude de l'influence de la variabilité des propriétés du sol (états de surface, propriétés hydrodynamiques) sur le partage infiltration-ruissellement. Dans un premier temps, nous avons caractérisé la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol à l'échelle locale (1 m²) par une caractérisation hydrodynamique au laboratoire sur de nombreux prélèvements et par une expérience de simulation de pluie in situ. Même à cette échelle, les propriétés du sol sont très hétérogènes. Cette hétérogénéité est la plus marquée dans le domaine proche de la saturation. En utilisant la méthode des permutations, nous n'avons trouvé aucune corrélation spatiale significative pour des distances supérieures ou égales à 20 cm, qui constitue également la dimension caractéristique des échantillons. Ces propriétés ont également une influence sur le comportement hydrologique de la placette : le suivi de l'infiltration par de nombreux microtensiomètres distribués à 2 profondeurs sur la placette montre des réponses très variables, que ce soit pour la détection du front d'humectation ou pour la dynamique d'humectation. Dans ces conditions, la modélisation nous a montré qu'il est nécessaire de prendre en considération les macropores du sol et l'augmentation de l'infiltrabilité du sol qui en découle pour simuler de façon cohérente la réponse de la parcelle. Par contre il subsiste des désaccords entre modélisation et données expérimentales, qui peuvent être attribués au non prise en compte des écoulements préférentiels (sol bimodal avec présence d'écoulements en parallèle dans la matrice et les macropores, phénomène de « by-pass flow »).

La complexité du milieu in situ nous a conduit à concevoir une expérimentation en conditions contrôlées sur une maquette de sol présentant des états de surface hétérogènes mais de manière « simplifiée ». Nous avons travaillé en conditions contrôlées en laboratoire en utilisant la halle de simulation de l'INRA d'Orléans sur une maquette physique 2D de sol. Nous avons mis en relation le suivi de l'infiltration (par microtensiomètres), le ruissellement (par mesure du débit à l'exutoire) et l'imagerie des excès d'eau (flaques, par la combinaison de la photogrammétrie et d'algorithmes de traitement d'images) à la surface de la maquette et vérifié la cohérence de ces différents types de données.

Dans une dernière partie, nous avons présenté des résultats préliminaires concernant la modélisation couplée entre formation du ruissellement et infiltration distribuée 3D. Dans cette modélisation, nous n'abordons pas le couplage complet et mécaniste entre d'une part la loi d'infiltration 3D décrite par la loi de Darcy généralisée et l'équation de

Richards, et d'autre part l'hydraulique du ruissellement décrite par les équations de l'hydraulique à surface libre de Barré de Saint Venant. La gestion des excès d'eau à la surface se fait par remplissage horizontal des différentes dépressions individuelles, leur interconnexion et finalement l'apparition du ruissellement à l'exutoire. Nous avons implémenté un algorithme permettant la redirection horizontale surfacique des excès d'eau générés par un refus à l'infiltration. Cet algorithme a été validé sur des MNTs simplifiés. Le couplage proprement dit entre flux de surface et infiltration reste cependant à réaliser.

4 *Conclusion générale*

1. Les objectifs initiaux

L'objectif général du travail de thèse était de prendre en compte l'effet de la variabilité spatiale des états de surface du sol dans le partage de l'eau entre infiltration et ruissellement, à la fois d'un point de vue expérimental et du point de vue de la modélisation. Le terme *état de surface* recoupe à la fois le microrelief du sol et différents états structuraux conduisant à des propriétés hydrodynamiques contrastées. Le ruissellement considéré est de nature hortonien. Nous avons travaillé à l'échelle locale (m²) qui est l'échelle à laquelle s'organisent les processus élémentaires.

Différentes variables affectent le partage de l'eau entre infiltration et ruissellement : les macropores et leur répartition spatiale (les fissures, les chemins biologiques,...), l'existence des croûtes, les variables hydrodynamique de sol, la rugosité ou microrelief. Pour considérer ces hétérogénéités, il faut développer un modèle couplant :

- la genèse du ruissellement à la surface du sol : formation des excès d'eau locaux (détention superficielle) et connexion des flaques jusqu'à apparition du ruissellement à l'exutoire,
- un modèle de transfert d'eau dans les sols, multidimensionnel et spatialisé dans lequel les conditions à la limite supérieure seront dynamiques et fonctions de la détention superficielle (conditions de flux / conditions de charge).

Nous avons donc considéré que l'étape préliminaire nécessaire avant tout développement numérique était la mise au point d'un capteur et d'une méthode permettant d'une part l'obtention rapide du microrelief du sol (obtention de mini Modèles Numériques de Terrain, MNT) et d'autre part la quantification et la localisation de la détention superficielle : ceci est présenté dans la première partie du document et constitue le corps du travail de thèse.

Dans la deuxième partie du manuscrit, nous avons présenté les résultats concernant la caractérisation de l'influence de la variabilité des propriétés du sol (états de surface, propriétés hydrodynamiques) sur le partage infiltration-ruissellement. D'un point de vue expérimental, nous avons tout d'abord considéré la seule variabilité des propriétés hydrodynamiques du sol sans microrelief marqué, puis nous avons pris en compte le couplage entre processus de surface et infiltration multidimensionnelle. Des modélisations préliminaires sont alors présentées.

2. Réponses aux objectifs

1.1 Partie 1 : développement, et validation d'un capteur photogrammétrique.

Cette partie a été organisée en sections successives permettant de répondre aux questions suivantes.

1. *Quelle sont les conditions de prise de vue optimales pour avoir le meilleur calibrage du capteur photogrammétrique ?*

Par une méthode de bootstrap, nous avons effectué un total de **1350** calibrations en changeant différents paramètres (Distance des caméras à la surface de sol, ouverture du diaphragme de l'objectif, nombre total de photos de mire). Les résultats ont montré que pour avoir un étalonnage unique et précis (incertitude de 100 μm sur la localisation), il faut au moins **20 photos** de la mire, une ouverture aux alentours de **F8** avec une distance caméra-sol de 3 à 4 m.

2. *Validation des MNTs obtenus par photogrammétrie.*

L'algorithme de reconstitution des MNTs par photogrammétrie est basé sur une méthode de corrélation statistique. Il est donc nécessaire de valider les MNTs obtenus par comparaison avec une méthode de référence (rugosimètre laser). Pour cela, nous avons travaillé sur des moulages indéformables de sols, correspondant à deux niveaux de rugosité, faible (croûte de battance en formation) et forte (labour). Différents paramètres statistiques tels que l'histogramme des hauteurs et des pentes locales, la détection superficielle maximale et la variabilité spatiale de la détection superficielle, l'indice de rugosité aléatoire ont été comparés. Les résultats ont montré (i) une bonne reconstruction de la surface du sol par la photogrammétrie et (ii) que cette méthode est capable de détecter les caractéristiques superficielles du sol. Cette première manipulation dans les conditions au laboratoire était très encourageante. Donc nous avons pu répondre à cette première interrogation : la **photogrammétrie peut être utilisée pour quantifier la détection superficielle maximale et l'indice de la rugosité aléatoire.**

3. *La sensibilité de la photogrammétrie est-elle suffisante pour détecter des changements de rugosité sous l'action des pluies ?*

Les changements de rugosité peuvent être caractérisés soit par l'intermédiaire du calcul de différents indices de rugosité, soit à partir de l'examen des MNTs : ces deux

approches ont été utilisées.

Deux placettes de 1 m² avec différentes rugosités (lit de semence et labour) ont été préparées sur le site expérimental de l'INRA d'Avignon. Trois simulations de pluie successives ont été apportées sur chaque placette. Avant la première simulation et après la dernière, des profils de sol ont été mesurés par un rugosimètre laser. Sur ces profils, nous avons calculé différents indices de rugosité et comparé les résultats suivant que les données servant à calculer ces indices ont été obtenues par le rugosimètre laser ou par photogrammétrie.

Les comparaisons entre les deux méthodes nous ont conduits aux conclusions suivantes :

- Les deux méthodes sont capables de détecter l'évolution de la microtopographie caractérisée par un indice de rugosité au cours des événements pluvieux ;
- Les différents indices utilisés sont sensibles à l'évolution de la surface du sol sous l'impact des pluies (rugosité aléatoire après élimination de 20 % des données extrêmes RR_{cr} , tortuosité T_b , indice LD , indice MUD et longueur fractale l) ;
- Parmi les différents indices, l'indice LD (*limiting elevation difference*), puis RR_{cr} , étaient les plus similaires entre les deux méthodes.

Nous pouvons donc conclure que **la photogrammétrie est suffisamment sensible pour pouvoir décrire l'évolution de la surface du sol sous l'action des pluies à partir du calcul d'indices statistiques. Cependant, les indices calculés à partir des données obtenues par photogrammétrie sont généralement inférieurs à ceux obtenus à partir des données laser.**

Au total, 7 MNTs ont été obtenus sur les deux placettes, trois avant chaque simulation de la pluie, 3 après chaque simulations et un MNT après la dernière pluie quand le sol était sec. Ces MNTs ont permis le calcul d'indices de rugosité 2D (RR_{cr} , LD , T_b) ainsi que le variogramme directionnel. L'indice LD est le plus fiable pour le suivi de la rugosité sous l'action des pluies, alors que l'indice T_b calculé sur la placette « labour » est très bruité.

En conclusion, nous avons validé la méthode photogrammétrique : elle permet d'une part d'obtenir des MNTs du sol précis et détaillés pour un état de rugosité donné, et d'autre part elle permet de suivre l'évolution de la rugosité sous l'action des pluies. Cependant, les MNTs produits sont généralement plus lisses que ceux obtenus avec la méthode de référence (rugosimètre laser).

4. Est-ce qu'il est possible d'étudier l'évolution de la détention superficielle à l'aide de photogrammétrie :

La **photogrammétrie seule ne permet pas de suivre** l'évolution des excès d'eau à la surface du sol et la dynamique de leur connexion : la texture des flaques met en échec les algorithmes de mise en correspondance de la stéréophotographie. Nous avons donc mis au point une nouvelle méthode qui résulte **du couplage de la photogrammétrie**, pour obtenir les MNTs de la surface du sol en l'absence d'eau, **et d'algorithmes de traitement d'images** permettant d'identifier les flaques présentes à la surface du sol. Cette méthode permet le calcul de la quantité d'eau stockée à un instant donné à la surface du sol, et la détermination de la répartition spatiale des excès d'eau. **Elle a été mise au point sur des jeux de données contrastés** (en terme d'échelles et de conditions de prises de vue) ce qui laisse supposer une bonne **généricité** des algorithmes utilisés. **Elle a été validée** par comparaison avec un rugosimètre laser et de façon quantitative en apportant des volumes d'eau connus à la surface de moulages de sol imperméables.

Il reste encore un problème : quel MNT faut-il utiliser pour obtenir les profondeurs d'eau, lorsque la surface du sol évolue au cours de la pluie ? Pour un sol très sensible à la battance ou à l'érosion, les résultats obtenus peuvent être très différents suivant que l'on utilise le MNT initial ou final.

En conclusion de cette partie, **nous pouvons dire que nous disposons d'un outil validé qui permet d'une part d'obtenir des MNTs précis de la surface du sol (placette de 1m², pas d'espace : 1 mm, précision horizontale : 100 µm), d'autre part de localiser et de quantifier les excès d'eau à la surface du sol.** Ceci était une étape préliminaire avant le développement d'un modèle numérique couplé.

1.2 Partie 2 :

Cette partie a été consacrée à la caractérisation de l'influence de la variabilité des propriétés du sol (états de surface, propriétés hydrodynamiques) sur le partage infiltration-ruissellement. D'un point de vue expérimental, nous avons tout d'abord considéré la seule variabilité des propriétés hydrodynamiques du sol sans microrelief marqué, avant d'aborder d'un point de vue expérimental le couplage entre processus de surface et infiltration. La modélisation est présentée de façon exploratoire dans le dernier chapitre de cette partie.

5. Quelles sont les sources d'hétérogénéité spatiales et leurs influences dans la modélisation à petite échelle ?

Pour répondre à cette question une manipulation de simulation de pluie a été faite sur une placette de 1 m². Après la simulation de pluie, nous avons utilisé différentes méthodes pour caractériser les propriétés de sol sur 14 échantillons prélevés sur cette placette : la méthode de WIND pour la gamme des écoulements capillaires (entre 10 m et quelques cm de succion), la méthode des ondes cinématiques pour les écoulements rapides gravitaires dans la macroporosité, et le perméamètre à charge constante pour la mesure de *K_{sat}*.

Malgré une apparent homogénéité de la surface du sol, la réponse hydrologique de la parcelle, obtenue en analysant les réponses de 24 microtensiomètres répartis sur la placette, et les paramètres hydrodynamiques sont très variables spatialement, bien que aucune structure spatiale n'ai pu être mise en évidence. L'effet de la variation spatiale des paramètres hydrodynamiques et de la prise en compte, ou non, des écoulements dans les macropores, a été quantifiée par modélisation à l'aide de PASTIS, modèle mécaniste 1D de transfert dans les sols. Les résultats nous ont conduits aux conclusions suivant :

- Il peut y avoir une hétérogénéité très forte dans les paramètres hydrodynamiques de l'horizon superficiel du sol, même à petite échelle (14 prélèvements sur 1 m²).
- Les tensiomètres installés ont montré :
 - Une variabilité spatiale de l'évolution des potentiels matriciels lors de l'infiltration,
 - Une variabilité forte de la vitesse infiltration dans les couches superficielles,
 - Le comportement de certains tensiomètres peut être attribué au flux rapide dans les macropores.
- L'analyse de la variabilité spatiale des tensiomètres et des paramètres hydrodynamiques a montré qu'il n'y a pas de corrélation spatiale entre les propriétés hydrodynamiques de sol ,
- Les simulations de flux d'eau par la modèle de PASTIS ont montré :
 - une sous-estimation importante de l'infiltration et donc une surestimation dans le calcul de ruissellement, lorsque les macropores ne sont pas pris en compte,

- Une amélioration considérable de la prévision de l'infiltration et donc du ruissellement lorsque une courbe de conductivité multimodale est introduite,
- Des différences entre simulation et expérimentation qui subsistent malgré l'introduction de paramètres hydrodynamiques multimodaux.

6. Caractérisation expérimentale du couplage entre processus de surface et infiltration.

Nous avons travaillé sur une maquette physique de sol afin de maîtriser les différentes sources d'hétérogénéités pouvant influencer le partage infiltration-ruissellement. Nous avons donc travaillé en conditions contrôlées en laboratoire en utilisant la halle de simulation de l'INRA d'Orléans sur une maquette physique 2D de sol. Cette expérimentation est une première tentative pour mettre en relation la dynamique spatialisée de l'infiltration, obtenue grâce à l'analyse de 24 microtensiomètres distribués dans le profil de sol, et l'apparition du ruissellement, obtenue grâce au suivi stéréophotographique des excès d'eau à la surface du sol. Nous avons pu mettre en évidence l'effet d'ombrage, pour la dynamique d'humectation, du à la présence de zones compactes insérées dans la maquette.

Ces données permettront à court terme de tester un modèle couplé d'infiltration distribuée et de genèse du ruissellement.

7. Modélisation exploratoire : développement d'un code couplant processus de surface et infiltration distribuée.

Dans ce dernier chapitre, nous avons présenté le principe du couplage entre un modèle d'infiltration distribué et multidimensionnel, basé sur l'équation de Richards 3D, et un modèle permettant de gérer les excès d'eau générés à la surface du sol par refus à l'infiltration (« modèle de surface »). Ce modèle de surface doit être capable de rediriger les excès d'eau en fonction du microrelief : nous avons mis en œuvre sous forme informatique l'ensemble des algorithmes permettant de gérer ces excès d'eau. Le couplage proprement dit reste cependant à réaliser.

3. Perspectives

Les orientations de ce travail concernent à la fois le capteur photogrammétrique et le

développement du modèle couplé. Dans tous les cas les données nécessaires sont déjà disponibles.

A court terme, les actions prioritaires à faire porter sur l'aspect métrologie et numérique sont les suivantes :

- **Concernant la photogrammétrie :** la détermination de l'influence de l'incertitude des paramètres intrinsèques sur les reconstructions 3D de sol. Nous avons étudié les conditions de prises de vue optimales pour obtenir la meilleure calibration possible. De plus, d'autres paramètres interviennent dans le processus de reconstruction du MNT, par exemple la taille de la fenêtre de recherches. Mais il est nécessaire aussi de poursuivre cette étude en déterminant la précision des MNTs produits par la stéréphotographie. En effet, ceci serait nécessaire pour utiliser ensuite ce capteur dans des études locales sur le déclenchement de l'érosion et la quantification des volumes de sol exportés,
- **Concernant la modélisation :** il s'agit de finaliser l'analyse des expérimentations en utilisant le modèle 1D PASTIS afin de mieux quantifier l'influence de la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques sur le comportement hydrologique d'une placette. L'analyse des résultats des simulations par le modèle PASTIS a en effet porté seulement sur les données de ruissellement.

À plus long terme, l'effort devrait porter essentiellement sur la modélisation :

- Finaliser le couplage effectif entre processus de surface et infiltration spatialisée,
- Valider le modèle,
- Utiliser ce modèle dans des études de scénarios pour déterminer des paramètres hydrodynamiques effectifs permettant de prévoir le comportement hydrologique d'une placette hétérogène.

5 Références bibliographiques

- Abbaspour, K.C., Kohler, A., Simunek, J., Fritsch, M. and Schulin, R., 2001. Application of a two-dimensional model to simulate flow and transport in a macroporous agricultural soil with tile drains. *European Journal of Soil Science*, 52(3): 433-447.
- Abedini, M.J., Dickinson, W.T. and Rudra, R.P., 2006. On depressional storages: The effect of DEM spatial resolution. *Journal of Hydrology*, 318(1-4): 138-150.
- Aboujaoubé, A., Belleudy, Ph., et Vauclin, M., 1990. A numerical study of infiltration through crusted soils : flat and other surface configurations. *Soil Technology*, 4, 1-18.
- Allmaras, R.R., Burwell, R.E., Larson, W.E. and Holt, R.F., 1966. Total porosity and random roughness of the interrow zone as influence by tillage. *USDA Conservation Research Report*, 7(1-14).
- Anctil, F. et al., 2002. Geostatistics of near-surface moisture in bare cultivated organic soils. *Journal of Hydrology*, 260(1-4): 30-37.
- Asseline, J., 1997. LE SIMULATEUR DE PLUIE EN 1997; (Type ORSTOM, Asseline - Valentin); Adaptations aux zones semi-arides et de montagne. *Bull. Réseau Erosion*, 17: 272-281.
- Assouline, S. and Mualem, Y., 2003. Effect of rainfall-induced soil seals on the soil water regime: Drying interval and subsequent wetting. *Transport in Porous Media*, 53(1): 75-94.
- Augeard, B., Assouline, S., Fonty, A., Kao, C. and Vauclin, M., 2007. Estimating hydraulic properties of rainfall-induced soil surface seals from infiltration experiments and X-ray bulk density measurements. *Journal of Hydrology*, 341(1-2): 12-26.
- Bacchi, O.O.S., Reichardt, K., Libardi, P.L. and Moraes, S.O., 1989. Scaling of soil hydraulic properties in the evaluation of hydraulic conductivity determination methods. *Soil Technology*, 2(2): 163-170.
- Bascomb, C.L. and Jarvis, M.G., 1976. Variability in three areas of the Denchworth soil map unit. I. Purity of the map unit and property variability within it. *J. Soil Sci.*, 27: 420-437.
- Bastardie, F., S. Ruy et D. Cluzeau, 2005. Assessment of earthworm contribution to soil hydrology : a laboratory design to measure the capacity of water diffusion, *Biology and Fertility of Soils*, 41, 124-128.
- Bell, K.R., Blanchard, B.J., Schmutge, T.J. and Witzczak, M.W., 1980. Analysis of surface moisture variations within large-field sites. *Water Resources Research*, 16(4): 796-810.
- Bertuzzi, P. et al., 1990a. An automated, noncontact laser profile meter for measuring soil roughness in situ. *Soil Science*, 149(3): 169-178.
- Bertuzzi, P., Garcia-Sanchez, L., Chadoeuf, J., Guérif, J., Goulard, M. et Monestlez, P., 1995. Modelling surface roughness by a booleau approach. *European Journal of Soil Science*, 46, 215-220.
- Bertuzzi, P., Rauws, G. and Courault, D., 1990b. Testing roughness indices to estimate soil surface roughness changes due to simulated rainfall. *Soil Tillage Res*, 17: 87-99.
- Bogner, C., Wolf, B., Schlather, M. and Huwe, B., 2008. Analysing flow patterns from dye tracer experiments in a forest soil using extreme value statistics. *European Journal of Soil Science*, 59: 103-113.
- Boiffin, J., 1984. La dégradation structurale des couches superficielles sous l'actiou des pluies. Thèse de Docteur-Ingénieur de l'INA-Paris Grignon, 128 p.
- Borgesen, C.D., Jacobsen, O.H., Hansen, S. and Schaap, M.G., 2006. Soil hydraulic properties near saturation, an improved conductivity model. *Journal of Hydrology*, 324(1-4): 40-50.
- Brooks, R.H. and A.T. Corey, 1964. Hydraulic properties of porous media. *Colorado state University, Hydrology paper*, 3: 27.
- Bruneau, P. et Gascuel-Odoux, c., 1990. A morphological assessment of soil microtopography using a digital elevation model ou one square meter plots. *Catena*, 17,315-325.
- Burwell, R.E., Allmaras, R.R. and Amemiya, M., 1963. A field measurement of total porosity and surface microrelief of soils. *Soil Sei. Soc. Am. Prac*, 27(697-700).
- Buttafuoco, G., Castrignano, A., Busoni, E. and Dimase, A.C., 2005. Studying the spatial structure evolution of soil water content using multivariate geostatistics. *Journal of Hydrology*, 311(1-4): 202-218.
- Buttler, J.B., Lane, S.N. et Chandler, J.H., 1998. Assessment of DEM quality for characterizing surface roughness using close range digital photogrammetry. *Photogrammetrie Record*, 16, 271-291.
- Cassel, D.K. and Bauer, A., 1975. SPATIAL VARIABILITY IN SOILS BELOW DEPTH OF TILLAGE: BULK DENSITY AND FIFTEEN ATMOSPHERE PERCENTAGE. *Proc Soil Sci Soc Am*, 39(2): 247-250.

- Chambarel, A., Ruy S., 2005. Water Flow Simulation in a Complex Discontinuous Porous Medium, Colloque SIAM, 7-10/06/2005, Avignon.
- Ciarletti, V., C. Baudier, O. Taconet, R. Dusséaux, T. Dibi, P. Boissard and L. M. Bresson, Influence of the soil tillage and degradation due to rain upon the radar scattered signal, IEEE International Geoscience And Remote Sensing Symposium Proceedings IGARSS2003, 21-24 July 2003
- Courault, D., P., B. and M.C., G., 1993. Monitoring surface changes of bare soils due to slaking using spectral measurements. *Soil Sci. Soc. Am.*, 57: 1595–1601.
- Cremers, N.H.D.T., Dijk, P.M.V., Roo, A.P.J.D. and Verzandvoort, M.A., 1996. Spatial and temporal variability of soil surface roughness and the application in hydrological and soil erosion modeling. *Hydrol. Process.* 10, 1035–1047.
- Currence, H.D. and Lovely., W.G., 1970. The analysis of soil surface roughness. *Trans. ASAE*, 13: 710–714.
- Da Silva, A.L. et al., 2007. On the use of soil hydraulic conductivity functions in the field. *Soil and Tillage Research*, 93(1): 162-170.
- Darboux, F. and Huang, C., 2003. An instantaneous-profile laser scanner to measure soil surface microtopography. *Soil Science Society of America Journal*, 67(1): 92-99.
- Darboux, F. and Huang, C.H., 2005. Does soil surface roughness increase or decrease water and particle transfers? *Soil Science Society of America Journal*, 69(3): 748-756.
- Darboux, F., 1999. Modélisations numérique et expérimentale du ruissellement. Effets de la rugosité sur les distances de transfert, 170 pp.
- Darboux, F., Davy, P., Gascuel-Oudoux, C. and Huang, C., 2001. Evolution of soil surface roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments. *Catena*, 46(2-3): 125-139.
- De Jong van Lier, Q., Sparovek, G., Flanagan, D.C., Bloem, E.M. and Schnug, E., 2005. Runoff mapping using WEPP erosion model and GIS tools. *Computers & Geosciences*, 31(10): 1270-1276.
- Dekker, L.W. et al., 1999. Moisture distributions and wetting rates of soils at experimental fields in the Netherlands, France, Sweden and Germany. *Journal of Hydrology paper*, 215: 4–22.
- Devernay, F., 1997. Vision stéréoscopique et propriétés différentielles des surfaces. Thèse de Doctorat de l'Ecole Polytechnique, 190 p.
- Di Pietro, L., Ruy, S. and Capowiez, Y., 2003. Predicting preferential water flow in soils by traveling-dispersive waves. *Journal of Hydrology*, 278(1-4): 64-75.
- Ellies, A. and Huber, A., 1991. Water balance and distribution in the soil on maize in southern Chile. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 154(1): 9-12.
- Elliot, W., Laflen, J.M., Thomas, A.W. and Kohl, K.D., 1997. Photogrammetric and rillmeter techniques for hydraulic measurement in soil erosion studies. *Transactions of the ASAE*, 40: 157-165.
- Eltz, F.L.F. and Norton, L.D., 1997. Surface roughness changes as affected by rainfall erosivity, tillage, and canopy cover. *Soil Science Society of America Journal*, 61(6): 1746-1755.
- Ersahin, S. and Brohi, A.R., 2006. Spatial variation of soil water content in topsoil and subsoil of a Typic Ustifluent. *Agricultural Water Management*, 83(1-2): 79-86.
- Estèves, M., Faucher X., Galle S., et Vauclin, M., 2000. Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain : numerical results versus observed values. *Journal of Hydrology*, 228, 265-282.
- Ethz, D., 2001. Mechanisms controlling macropore flow during infiltration Dye tracer experiments and simulations, Swiss Federal Institute Of Technology Zürich, 172 pp.
- Fiedler, F.R., 1997. Hydrodynamic simulation of spatially variable overland flow. PhD dissertation, Université de Fort Collins (USA)
- Fiès, J.C. et Castelao-Gegunde A.M., 1996. Modification de l'espace poral des croûtes de surface sous l'action des pluies et conséquences sur l'infiltrabilité. *Agronomie*, 16, 367-379.
- Fiès, J.C. et Panini, T., 1995. Infiltrabilité et caractéristiques physiques de croûtes formées sur massifs d'agrégats initialement secs ou humides soumis à des pluies simulées. *Agronomie*, 15, 205-220.
- Findeling, A., 2001. Etude et modélisation de certains effets du semis direct avec paillis de résidus sur les bilans hydrique, thermique et azoté d'une culture de maïs pluvial au Mexique, Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et Forêts de Montpellier
- Flanagan, D.C., Huang, C., Norton, L.D. and Parker, S.C., 1995. Laser Scanner for Erosion Plot Measurements. *Transactions of the Asae*, 38(3): 703-710.

- Fox, D.M., Le Bissonnais, Y. and Bruand, A., 1998a. The effect of ponding depth on infiltration in a crusted surface depression. *CATENA*, 32(2): 87-100.
- Fox, D.M., Le Bissonnais, Y. and Quétin, P., 1998b. The implications of spatial variability in surface seal hydraulic resistance for infiltration in a mound and depression microtopographie. *CATENA*, 32(2): 101-114.
- Garcia-Sanchez L., 1997. Modélisation de la dynamique ruissellement-infiltration en fonction des états de surface, Université des Sciences et Techniques de Languedoc, France, 125 pp.
- Garcia-Sanchez, L., Pietro, L. and Germann, P.F., 1996. Lattice-gas approach to surface runoff after rain. *European Journal of Soil Science*, 47(4): 453-462.
- Garnier, P. et al., 2003. Modelling carbon and nitrogen dynamics in a bare soil with and without straw incorporation. *European Journal of Soil Science*, 54(3): 555-568.
- Garnier, P., Neel, C., Mary, B. and Lafolie, F., 2001. Evaluation of a nitrogen transport and transformation model in a bare soil. *European Journal of Soil Science*, 52(2): 253-268.
- Gayle, G.A. and Skaggs, R.W., 1978. Surface storage on bedded cultivated lands. *Transactions of the ASAE*, 21(1): 101-104, 109.
- Gupta, R.P., Aggarwal, P. and Chauhan, A.S., 1995. Spatial variability analysis of bulk density as a guide for tillage. *Indian Society of Soil Science*, 43(4): 549-557.
- Hairsine, P.B., C.J., M. and C.W., R., 1992. Recent developments regarding the influence of soil surface characteristics on overland flow and erosion. *Aust. J. Soil Res.*, 30: 249-64.
- Hansen, B., Schjonning, P. and Sibbesen, E., 1999. Roughness indices for estimation of depression storage capacity of tilled soil surfaces. *Soil and Tillage Research*, 52(1-2): 103-111.
- Heikkilä, J., 2000. Geometric camera calibration using circular control points, *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, Vol. 22(10), pp.1066-1077.
- Helming, K., Romkens, M.J.M. and Prasad, S.N., 1998. Surface roughness related processes of runoff and soil loss: A flume study. *Soil Science Society of America Journal*, 62(1): 243-250.
- Horaud, R. and Monga, O., 1995. *Vision par ordinateur*. Hermès, Paris.
- Huang, C. and Bradford, J.M.B., 1990. Depressional storage for Markov-Gaussian surfaces. *Water Resour. Res.*, 26 2235-2242.
- Huang, C., White, E.G., Thwaite, E.G. and Bendeli, A., 1988. A noncontact laser system for measuring soil surface topography. *Soil Sci. Soc. Am*, 52: 350-355.
- Huang, C. and J.M. Bradford, 1992. Applications of a laser scanner to quantify soil microtopography. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56: 14-21.
- Jarvis, N.J. and 1994. The MACRO model Version 3.1—Technical description and sample simulations. Department of Soil Science, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala, Sweden, Reports and Dissertations no. 19.
- Jarvis, N.J., 1995. Simulation of soil water dynamics and herbicide persistence in a silt loam soil using the MACRO model. *Ecological Modelling*, 81(1-3): 97-109.
- Jenson, S.K. and Domingue, J.O., 1988. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *PHOTOGRAMMETRIC ENGINEERING & REMOTE SENSING*, 54(11): 1593-1600.
- Jeschke, W., 1990. Digital close-range photogrammetry for surface measurement. *SPIE*, 1395, 1058-1065.
- Jester, W. and Klik, A., 2005. Soil surface roughness measurement--methods, applicability, and surface representation. *CATENA*, 64(2-3): 174-192.
- Jetten, V., 2002. LISEM user manual, version 2.x. Draft version January 2002. Utrecht Centre for Environment and Landscape Dynamics, Utrecht University, The Netherlands: 48.
- Jetten, V., Boiffin, J. and DeRoo, A., 1996. Defining monitoring strategies for runoff and erosion studies in agricultural catchments: A simulation approach. *European Journal of Soil Science*, 47(4): 579-592.
- Kamphorst, E.C. and Duval, Y., 2001. Validation of a numerical method to quantify depression storage by direct measurements on moulded surfaces. *CATENA*, 43(1): 1-14.
- Kamphorst, E.C. et al., 2000. Predicting depressional storage from soil surface roughness. *Soil Science Society of America Journal*, 64(5): 1749-1758.

- Kamphorst, E.C., 2000. Mesures et méthodes d'estimation de la capacité de stockage d'eau dans le micro-relief créé par les opérations de travail du sol, 'Institut National Agronomique Paris-Grignon, 158 pp.
- Kamphorst, E.C., Chadoeuf, J., Jetten, V. and Guerif, J., 2005. Generating 3D soil surfaces from 2D height measurements to determine depression storage. *CATENA*, 62(2-3): 189-205.
- Kirby, R.P., 1991. Measurement of surface roughness in desert terrain by close range photogrammetry. *Photogrammetric record*, 13: 855-875.
- Kosugi, K., 1996. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 32(9): 2697-2703.
- Kraus, K. and Waldhäus, P., 1998. Manuel de photogrammétrie, principes et procédés fondamentaux, paris.
- Kuipers, H., 1957. A reliefmeter for soil cultivation studies. *Netherland Journal of Agricultural Sciences*, 5: 255-262.
- Kutílek., M. and Nielsen, D.R. (Editors), 1994. *Soil Hydrology*. Catena, 370 pp.
- Lafolie, F., 1991. Modelling water flow, nitrogen transport and root uptake including physical non-equilibrium and optimization of the root water potential. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 27(2): 215-231.
- Langford, K.J. and Turner, A.K., 1972. Effects of rain and depression storage on overland flow. *Transactions of the Institution of Engineers, Australia*, 14(2): 137-141.
- Larsson, M.H., Jarvis, N.J., Torstensson, G. and Kasteel, R., 1999. Quantifying the impact of preferential flow on solute transport to tile drains in a sandy field soil. *Journal of Hydrology*, 215(1-4): 116-134.
- Laws, K. Textured Image Segmentation, Ph.D. Dissertation, University of Southern California, January 1980. More explication on the bellow website: <http://www.c3.lanl.gov/~kelly/notebook/laws.shtml>
- Le Bissonnais Y. et al., Le dispositif "simulation de pluie" et son utilisation dans le cadre des recherches sur l'érosion des sols (INRA Orléans). RIDES, is acciable <http://www-rides.u-strasbg.fr/equipements/simulorleans.html>.
- Le Bissonnais Y., Cerdan O., Fox D., Gascuel-Oudoux C., Martin P., Planchon O., Rajot J.-L., Revel J.-C., 2005 chapitre 25, L'érosion des sols. In : Girard M.C. (coord.), *Sols et environnement, Cours et Etudes de cas*. Dunod, coll. Sciences Sup. 832 p.(pp563-582).
- Le Bissonnais, Y. et al., 2005. Variability of soil surface characteristics influencing runoff and interrill erosion. *CATENA*, 62(2-3): 111-124.
- Léonard J, Perrier E, Rajot JL, 2004. Biological macropores effect on runoff and infiltration: a combined experimental and modelling approach. *Agriculture ecosystems & environment*, 104 (2), 277-285.
- Leonard, J., Ancelin, O., Ludwig, B. and Richard, G., 2006. Analysis of the dynamics of soil infiltrability of agricultural soils from continuous rainfall-runoff measurements on small plots. *Journal of Hydrology*, 326(1-4): 122-134.
- Lhuillier, M. et Quan, L., 2000. Appariement dense robuste à l'aide de contraintes géométriques locales et globales. in *Actes du 12ème Congrès Francophone AFRIF-AFIA de Reconnaissance des Formes et Intelligence Artificielle*, Paris, France, Vol. 3,215-223.
- Liang, W.L., Kosugi, K. and Mizuyama, T., 2007. Heterogeneous soil water dynamics around a tree growing on a steep hillslope. *Vadose Zone Journal*, 6(4): 879-889.
- Linden DR, Van Doren DM, Allmaras RR, 1988. A model of the effects of tillage-induced soil surface roughness on erosion. *Proc. of 11th ISTRO Int. Conf. Tillage Traffic in Crop Production* 1, 373-378
- Linden., D.R. and Van-Doren., D.M., 1986. Parameters for characterizing tillage-induced soil surface roughness. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50: 1560-1565.
- Linsley, R.K.J., Kohler, M.A. and Paulhus, J.L.H., 1947. *Applied Hydrology*, Applied Hydrology, New-York, USA, pp. 269
- Luxmoore, R.J., 1981. Micro-, Meso-, and Macroporosity of Soil. *Soil Sci Soc Am J*, 45(3): 671-672.
- Mallants, D., Tseng, P.-H., Toride, N., Tinunerman, A. and Feyen, J., 1997. Evaluation of multimodal hydraulic functions in characterizing a heterogeneous field soil. *Journal of Hydrology*, 195(1-4): 172-199.
- Marks, D., J. Dozier, and J. Frew, Automated basin delineation from digital elevation data, 1984. *GeoProcessing*, 2, 299-311,
- Martin P., Joannon A., Souchère V., Papy F., 2004. Management of soil surface characteristics for soil and water conservation, case of a silty loam region : the Pays de Caux. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 1105-1115.
- Martin, L., 1980. An assessment of soil roughness parameters using stereophotography. De Boodt, M. et Gabriels D. eds, *Assessment of Erosion*, John Wiley & Sons, 234-248.

- Martz, L.W. and Garbrecht, J., 1992. Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from Digital Elevation Models. *Computers & Geosciences*, 18(6): 747-761.
- Martz, L.W. and Garbrecht, J., 1993. Automated extraction of drainage network and watershed data from digital elevation models. *Water Resour. Bull. (AWRA)*, 29: 901-908.
- Martz, L.W. and Garbrecht, J., 1995. Automated Recognition of Valley Lines and Drainage Networks from Grid Digital Elevation Models - a Review and a New Method - Comment. *Journal of Hydrology*, 167(1-4): 393-396.
- Martz, L.W. and Garbrecht, J., 1999. An outlet breaching algorithm for the treatment of closed depressions in a raster DEM. *Computers & Geosciences*, 25(7): 835-844.
- Mcdonald, A.J. et al., 26-29 October, 1999. Stereo vision measurements of soil surface characteristics and their use in model validation. In: S. Workshop (Editor), CEOS Committee on Earth Observation Satellites; Working Group on Calibration and Validation., Paris: European Space Agency, 2000. ESA-SP, Toulouse, France, pp. 575.
- Merel, A.P. and Farres, P.J., 1998. The monitoring of soil surface development using analytical photogrammetry, *Photogrammetric Record*, pp. 331-345.
- Miroslav, K. and Donald R., N., 1994. soil hydrology. Catena Verlage, 370 pp.
- Mirzaei, M.R. and Ruy, S., 2008. Effect of rainfall on soil microtopographie evaluated using photogrammetry. Submitted in *Soil Sci Soc Am J*.
- Mirzaei, M.R., Ruy, S., Darboux, F., Gaudu, J.C. and Renaux, B., 2008a. Assessing the influence of the variability of soil surface characteristics on infiltration and runoff: an experimental approach in the lab, EGU General Assembly, Vienne.
- Mirzaei, M.R., Ruy, S., Ghazavi, G. and Boaner, C., in press. Soil microtopography studies using Stereophography and Laser-Scaning methods., *Journal of Science and Technology of Agriculture and Natural Resources*.
- Mirzaei, M.R., Ruy, S., Ziarati, T., Rist, A. and Khaledian, M.R., 2008b. monitoring roughness changes caused by rainfall using photogrammetry. Submitted in CATENA.
- Mirzaei, M.R., Ziarati, T., Gaudu, J.C. and Ruy, S., 2008c. Evaluation of the precision of close-range photogrammetry to assess DEM of the soil surface., EGU General Assembly, Vienne.
- Mitchell, J.K. and Jones, B.A.J., 1976. Micro-relief depression storage: analysis of models the depth-storage function *Water Resources Association*, 12(6): 1205-1221.
- Mitchell, J.K. and Jones, B.A.J., 1978. Micro-relief surface depression storage: Changes during rainfall events and their application to rainfall-runoff models. *Water Resour. Bull.* , 14(4): 777-802.
- Monteith, N.H., 1974. The role of surface roughness in runoff. *Soil conservation journal* 42-45.
- Moore, I.D. and Larson, C.L., 1979. Estimating microrelief surface storage from point data. *Trans. ASAE*, 22: 1073-1077.
- Morel Seytoux, H. J., 2004. Infiltration modeling component in large-scale hydrologic model . *Journal of Hydraulic Research*, 42 (6), 666-667
- Morgan R. P. C., Quinton J. N., Smith R. E., Govers G., Poesen J. W. A., Auerswald K., Chisci G., Torri D. et Styczen M. E. 1998. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23:527_544
- MVTec, S.G. (Editor), 2006. 3D Machine Vision, version 7.1. München, Germany, 144 pp.
- MVTec, S.G. (Editor), 2006a. HALCON application note "Machine Vision in World Coordinates" version 7.1. München, Germany, 144 pp.
- MVTec, S.G. (Editor), 2006b. Refrenc HDevelop, version 7.1. München, Germany, 144 pp.
- Mwendera, E.J. and Feyen, J., 1992. Estimation of depression storage and Manning's resistance coefficient from random roughness measurements. *Geoderma*, 52(3-4): 235-250.
- Ndiaye, B., Esteves, M., Vandervaere, J.-P., Lapetite, J.-M. and Vauclin, M., 2005. Effect of rainfall and tillage direction on the evolution of surface crusts, soil hydraulic properties and runoff generation for a sandy loam soil. *Journal of Hydrology*, 307(1-4): 294-311.
- Neave, M. and Rayburg, S., 2007. A field investigation into the effects of progressive rainfall-induced soil seal and crust development on runoff and erosion rates: The impact of surface cover. *Geomorphology*, 87(4): 378-390.
- Onstad, C.A., 1984. Depresional storage on tilled soil surfaces. *Transactions of the ASAE*, 27: 729-732.
- Onstad, C.A., Wolfe, M.L., Larson, C.L. and Slack, D.C., 1984. Tilled soil subsidence during repeated wetting. *Trans. ASAE* 27: 733-736.

- Personnaz, M. et Horaud, R., 2002. Camera calibration : estimation, validation and software. Publication INRIA RT0258, 48p.
- Personnaz, M. et Sturm, P., 2002. Calibration of a stereo-vision system by the non linear optimization of the motion of a calibration object. Publication INRIA RT0269, 18p.
- Pimlelllg, A., RIIY, S. et Gandn, J.c., 2000. Rainfall-mnoff modelling on small plots under different landnses with a nmit hydrograph approach. 251h General Assembly of the EGS, 25-29/04/2000, Nice (France).
- Planchon O., Esteves M., Silvera N., Lapetite J.M. 2000. Raindrop erosion of tillage induced microrelief. Possible use of the diffusion equation. *Soil and Tillage Research*. 56(3-4): 131-144.
- Planchon, O. and Darboux, F., 2001. A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models. *CATENA*, 46(2-3): 159-176.
- Rieke-Zapp, D.H. and Nearing, M.A., 2005. Digital close range photogrammetry for measurement of soil erosion. *Photogrammetric Record*, 20(109): 69-87.
- Rieke-Zapp, D.H. and Nearing, M.A., 2005. Slope shape effects on erosion: A laboratory study. *Soil Science Society of America Journal*, 69(5): 1463-1471.
- Robichau, P.R. et Molnau, M., 1990. Measuring soil roughness changes with an ultrasonic profiler. *Transactions of the ASAE*, 33, 1851-1858.
- Römken, M.J.M. and Wang, J.Y., 1986. Effect of tillage on surface roughness. *Trans. ASAE*, 29: 429-433.
- Römken, M.J.M., Singaray, S. and Gantzer, C.J., 1986. An automated non-contact surface profile meter. *Soil and Tillage Research*, 6: 193-202.
- Roo, A.P.J.d., Wesseling, C.G. and Ritsema, C.J., 1996. LISEM: a single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: Theory, input and output. *Hydrological Processes*, 10(8): 1107-1117.
- Rousseau, M., Ruy, S., Di Pietro, L. and Angulo-Jaramillo, R., 2004. Unsaturated hydraulic conductivity of structured soils from a kinematic wave approach. *Journal of Hydraulic Research*, 42: 83-91.
- Ruy, S., Personnaz, M., Sturm, P. et Horaud, R., 2003. Mesure du micro-relief par stéréoPhotographie : stabilité des paramètres intrinsèques en fonction des réglages optiques. Séminaire RIDES, Orléans (21-22/01/2003).
- Saleh, A., 1993. Soil Roughness Measurement - Chain Method. *Journal of Soil and Water Conservation*, 48(6): 527-529.
- Saleh, A., 1994. Measuring and predicting ridge-orientation effect on soil surface roughness. *Soil Sci. Soc. Am*, 58: 1228-1230.
- Šimůnek, J. and Šejna, M., 2007. User Manual: HYDRUS (2D/3D): Software Package for Simulating the Two- and Three-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. PC-Progress, Prague, Czech Republic.
- Sneddon, J. and Chapman, T.G., 1989. Measurement and analysis of depression storage on a hillslope. *Hydrol. Processes* 3: 1-13.
- Stone JJ, Lane LJ, Shirley ED, Hernandez M, 1995. Hill slope surface hydrology, USDA - Water erosion prediction projects, Hillslope profile and watershed model documentation. National Soil Erosion Research Laboratory, Indiana 47907, USA
- Taconet, O. and Ciarletti, V., 2007. Estimating soil roughness indices on a ridge-and-furrow surface using stereo photogrammetry. *Soil and Tillage Research*, 93(1): 64-76.
- Tamari, S., Bruckler, L., Halbertsma, J.M. and Chadoeuf, J., 1993. A simple methode for determining soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Sci. Soc. Am*, 57: 642-651.
- Ullah, W. and Dickinson, W.T., 1979. Quantitative description of depression storage using a digital surface model, I. Determination of depression storage. *Journal of Hydrology*, 42: 63-75.
- Valette, G., S. Prévost, L. Lucas and J. Léonard 2006. SoDA project: A simulation of soil surface degradation by rainfall . *Computers & Graphics*, In Press.
- 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.
- Vannier, E., A. Gademer, V. Ciarletti, A new approach for roughness analysis of soil surfaces, EUSIPCO 2006, Florence, Italie, 4-8 septembre 2006.
- Vauclin, M., 1982. Survey of methods for srudying spatial variability of soil properties, *Variabilité Spatial des process des transferts dans les sols*. INRA, Avignon, France, pp. 9-44.

- Vazquez, E.V., Miranda, J.G.V. and Gonzalez, A.P., 2005. Characterizing anisotropy and heterogeneity of soil surface microtopography using fractal models. *Ecological Modelling*, 182(3-4): 337-353.
- Vazquez, E.V., Miranda, J.G.V. and Gonzalez, A.P., 2007. Describing soil surface microrelief by crossover length and fractal dimension. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 14: 223-235.
- Vogel, T., van Genuchten, M.T. and Cislerova, M., 2001. Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. *Advances in Water Resources*, 24(2): 133-144.
- Voltz, M. and Goulard, M., 1994. Spatial interpolation of soil moisture retention curves. *Gederra*, 62: 109-123.
- Warner, W.S., 1995. Mapping a three-dimensional soil surface with hand-held 35 mm photography. *Soil and Tillage Research*, 34(3): 187-197.
- Warrick, A.W. and D.R., N., 1980. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. (Ed.) *Applications of soil physics*. New York: Academic Press: 319-344.
- Welch, R., Jordan, T.R. et Thomas, A W., 1984. A photogrammetric technique for measuring soil erosion. *Journal of Soil and Water Conservation*, 39, 191-194.
- Wind, G.P., 1969. Capillary conductivity data estimated by a simple method, Symp. Water in the Unsaturated Zone (Eds P.E. Rijtema and H. Wassink). Wageningen, IASH Gentbrugge, Paris, pp. 181-191.
- Zelege, T.B. and Si, B.C., 2005. Scaling Relationships between Saturated Hydraulic Conductivity and Soil Physical Properties. *Soil Sci Soc Am J*, 69(6): 1691-1702.
- Zhao, Y. et al., 2007. Spatial variability of soil properties affected by grazing intensity in Inner Mongolia grassland. *Ecological Modelling*, 205(1-2): 241-254.
- Zribi, M., 1998. Développement de nouvelles méthodes de modélisation de la rugosité pour la rétrodiffusion hyperfréquence de la surface du sol, Paul Sabatier, Toulouse
- Zribi, M., Taconet, O., Ciarletti, V. and Vidal-Madjar, D., 2002. Effect of row structures on radar microwave measurements over soil surface. *International Journal of Remote Sensing*, 23(24): 5211-5224.