



HAL
open science

Mécanismes de l'érosion diffuse des sols. Modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés

Sophie Leguédois

► **To cite this version:**

Sophie Leguédois. Mécanismes de l'érosion diffuse des sols. Modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2003. Français. NNT: . tel-00516390

HAL Id: tel-00516390

<https://theses.hal.science/tel-00516390v1>

Submitted on 9 Sep 2010

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.

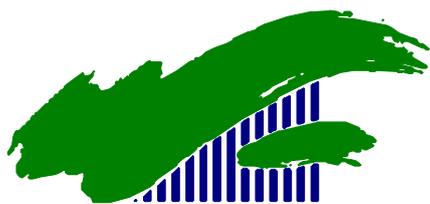


Mécanismes de l'érosion diffuse des sols
Modélisation du transfert et de l'évolution
granulométrique des fragments de terre érodés



Sophie LEGUÉDOIS

Photographies de la page de couverture :
Pierre-Olivier COCHARD, Sophie LEGUÉDOIS



UNIVERSITE D'ORLEANS

THÈSE PRÉSENTÉE À L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

Discipline : Sciences Agronomiques
Spécialité : Science du Sol

par

Sophie LEGUÉDOIS

Mécanismes de l'érosion diffuse des sols Modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés

Soutenue le jeudi 23 octobre 2003

MEMBRES DU JURY :

Anne-Véronique AUZET	Ch. de recherche	CNRS Strasbourg	Examinatrice
Louis-Marie BRESSON	Professeur	INA Paris-Grignon	Rapporteur
Ary BRUAND	Professeur	Université d'Orléans	Président
Yves LE BISSONNAIS	Dir. de recherche	INRA Orléans	Dir. de thèse
Jean POESEN	Professeur	Katholieke Universiteit Leuven	Rapporteur
John WAINWRIGHT	Professeur	King's College London	Examineur

Avant-propos

Cette thèse a été accueillie par l'Unité de Science du Sol du centre de recherche de l'INRA d'Orléans, dirigée par Dominique KING. Elle a été encadrée par Yves LE BISSEY, directeur de recherche dans ce laboratoire.

Ce travail a profité du cadre de plusieurs projets :

- le programme « Ruissellement et érosion sur les microreliefs orientés » (COORD. O. PLANCHON) et le réseau « Ruissellement, infiltration, dynamique des états de surface et transfert de sédiments » (COORD. A.-V. AUZET), appels d'offre PNRH et PNSE ;
- le programme « Fonctionnement et utilisation des zones tampons dans la maîtrise des pollutions par les produits phytosanitaires - PESTERO » (COORD. J. MICHELIN) soutenu par le département Agronomie Environnement de l'INA-PG ;

Cette étude a bénéficié des expérimentations sur la désagrégation et le transfert par splash menées par Cédric LEGOUT lors de son DEA et du contrat qui a fait suite.

Remerciements

Bien que signée par un seul auteur, une thèse est un travail d'équipe, à la fois sur le plan technique et intellectuel. Je voudrais remercier ici les contributeurs et collaborateurs qui ont été essentiels à cet ouvrage.

Je tiens en premier lieu, à remercier Yves LE BISSONNAIS, l'initiateur et l'encadrant de ces travaux. Durant ces trois années, j'ai pu pleinement apprécier son don pour toujours trouver le côté positif des situations. Il a souvent été un guide éclairé dans le dédale des protocoles expérimentaux et le foisonnement des résultats.

Il n'y a pas que la mise en forme L^AT_EXienne de cette thèse qui doive quelque chose à Frédéric DARBOUX. Sa disponibilité, son sens critique et son esprit de motivation m'ont fourni un co-encadrement apprécié (en tout cas par moi... ☺).

Pour la réalisation des expérimentations, j'ai eu la chance de bénéficier des compétences agrémentées de bonne humeur, de deux techniciens, experts en pluie et tuyaux : Bernard RENAUX et Loïc PRUD'HOMME. Sans eux, les données récoltées auraient été beaucoup plus minces et les simulations de pluie moins agréables. Un grand merci aussi à Hervé GAILLARD, qui a effectué la plupart des tests de stabilité structurale ; à Pierre COURTEMANCHE, réalisateur de deux outils indispensables, les boîtes à splash et les pelles à croûtes ; à Odile DUVAL, pour la formation à l'analyse au granulomètre laser et à Olivier FISCHER pour sa participation aux expérimentations.

Une partie des expérimentations présentées ici ont été réalisées par Cédric LEGOUT. Sa contribution tant technique que scientifique m'a été très bénéfique. L'année que nous avons passée dans le même bureau a été enrichissante. Je lui souhaite bonne pluie dans la réalisation de sa thèse.

Il y a aussi tous ceux qui ont bien voulu me faire profiter de leurs connaissances, leurs compétences et de leur expérience au travers de relectures, conseils et échanges bibliographiques : Hocine BOURENNANE, Olivier CERDAN, Vincent CHAMPDAVOINE, Isabelle COUSIN, Dennis FOX, Emmanuel GROLLEAU et Serge LESUR. Un grand merci à Anne-Marie BODARD qui, avec beaucoup de gentillesse, s'est proposée pour relire ma thèse. Sa relecture professionnelle a été bienvenue.

L'intérêt d'Olivier PLANCHON pour les expérimentations réalisées dans le cadre de cette thèse a permis un échange transatlantique fourni sur le splash. Pour leur collaboration et leurs remarques sur mon travail de thèse je remercie aussi Pierre BENOÎT, David FAVIS-MORTLOCK, Philippe MARTIN, Valérie POT et John WAINWRIGHT.

Une bourse de l'Association Française pour l'Étude des Sols m'a permis d'aller présenter mes travaux lors du 17^{ème} Congrès Mondial de Science du Sol à Bangkok. Je tiens à remercier l'association pour ce financement et j'espère que la création du [prix Demolon](#) permettra à de nombreux autres jeunes chercheurs de bénéficier d'une telle opportunité.

La réalisation de cette thèse a été jalonnée par plusieurs réunions de comité de pilotage qui ont toujours été stimulantes et pertinentes. Ma reconnaissance va à Louis-Marie BRESSON, Alain CRAVE, Michel ESTÈVES, Joël LÉONARD, Guy RICHARD et Stéphane RUY pour leur participation et leur intérêt pour mon travail.

My investigation of sediment transport by overland flow was greatly improved by discussions with Peter HAIRINE, Bofu YU, Calvin ROSE, Hossein GHADIRI, Peter WALLBRINK and Tim ELLIS during a stay at CSIRO Land and Water, Canberra, Australia. Many thanks to Peter HAIRINE for hosting me and for the management of my visit.

Je suis reconnaissante à Jean POESEN et à Louis-Marie BRESSON de s'être chargés avec célérité de la lourde tâche de rapporteurs, ainsi qu'à Anne-Véronique AUZET, Ary BRUAND et John WAINWRIGHT pour avoir bien voulu juger ce travail.

Grâce à Magalie MAROLLEAU, Marie-Pierre POUSSINEAU et Monique SOLER, les missions, même lorsqu'elles vous entraînent de l'autre côté de la planète, ont toujours été impeccablement organisées. Et tout ça dans la bonne humeur malgré les incontournables complications administratives !

Les trois ans de périple pré-doctoral furent aussi la bonne ambiance et les réjouissances de l'INRA d'Orléans : séances de piscine avec dessert, séances de piscine sans dessert, passages de bac, thés et cafés équitables, cours de conversation anglophone, pots divers et variés, barbecues... Merci à tous !

Ce travail de thèse sur l'érosion des sols représente pour moi l'aboutissement de longues études naturalistes. Mon goût d'enfant pour les Sciences Naturelles a été habilement guidé par Christiane LECOMTE. Quant à mon intérêt pour la Science du Sol, il n'aurait pas pu prendre corps sans l'enthousiasme de Michel ISAMBERT. Merci à vous deux, Maître Christiane et Maître Michel, pour votre initiation et votre amitié.

Enfin, je remercie Pierr'O pour son soutien technique et moral quotidien, et mes parents pour leur persévérance, leur courage et leur curiosité.

*Comme vous l'affirmez justement dans votre introduction,
une thèse n'est écrite ni pour être comprise ni pour être
lue, mais pour être soutenue.*

Dominique MULLER
Jeu de thèse avec souteneurs
[Des papous dans la tête](#)

Table des matières

Table des figures	xiv
Liste des tableaux	xv
Liste des symboles et abréviations	xvii
Introduction générale	1
I Processus et approche	3
1 Érosion et granulométrie : contexte et approche	5
1.1 L'érosion hydrique diffuse	6
1.1.1 Les agents érosifs	6
1.1.1.1 La pluie	6
1.1.1.2 Le ruissellement	6
1.1.1.3 La gravité	7
1.1.2 Érosion diffuse, érosion concentrée	7
1.1.3 Les processus	7
1.1.3.1 Désagrégation	9
1.1.3.2 Mise en mouvement	11
1.1.3.3 Transport, sédimentation et exportation	11
1.1.4 Structure des sols et érosion	12
1.1.4.1 Érodibilité	12
1.1.4.2 États de surface	13
1.2 La granulométrie des fragments de terre mobilisés par l'érosion	14
1.2.1 L'analyse granulométrique en érosion des sols	14
1.2.1.1 Les caractéristiques mesurées	14
1.2.1.2 Les techniques de mesure utilisées	15
1.2.2 L'évolution des fragments de terre lors de l'érosion diffuse	16
1.3 Approche adoptée	17

2	Démarche expérimentale	19
2.1	Les matériaux pédologiques	20
2.2	Les dispositifs expérimentaux	21
2.2.1	L'anneau de désagrégation	21
2.2.2	Les anneaux de collecte du splash	23
2.2.3	Les bacs	23
2.2.3.1	Structure des bacs	23
2.2.3.2	Reconstitution de la couche de sol	25
2.2.3.3	Préparation de l'état de surface initial	26
2.2.3.4	Échantillonnage	26
2.3	Les caractéristiques de la pluie	28
2.3.1	Simulateur pour 1 m ²	28
2.3.2	Simulateur pour 10 m ²	29
2.4	Les méthodes de mesure	29
2.4.1	Tests de stabilité structurale	29
2.4.2	Granulométrie des fragments de sol agrégés	29
II	Granulométrie des fragments de sol mobilisés par les processus érosifs	33
3	Désagrégation des fragments de sol	35
3.1	Introduction	36
3.2	Materials and methods	38
3.2.1	Soils	38
3.2.2	Aggregate stability measurements	38
3.2.3	Aggregate breakdown induced by rainfall	39
3.2.4	Fragment size distribution measurements	39
3.2.5	Statistical analysis	40
3.3	Results	40
3.3.1	Influence of the initial aggregate size class	40
3.3.2	Dynamics of aggregate breakdown under rainfall simulation	43
3.4	Discussion	46
3.4.1	Initial aggregate size class and breakdown mechanisms	46
3.4.2	Temporal dynamics of breakdown mechanisms	47
3.4.3	Aggregate structural organisation and aggregate breakdown	48
3.4.4	Assessment of soil breakdown dynamic	49
3.5	Conclusion	51
4	Mise en mouvement et transfert par l'impact des gouttes	53
4.1	Distances de transfert	54
4.1.1	Introduction	54
4.1.2	Materials and methods	55
4.1.2.1	Soils	55
4.1.2.2	Splash sampler	55
4.1.2.3	Fragment size distribution measurements	56
4.1.2.4	Numerical model	56
4.1.3	Results and discussion	57

4.1.3.1	Spatial distribution simulated for a non-point source	57
4.1.3.2	Collected size fractions	60
4.1.3.3	Measured splash spatial distribution	61
4.1.3.4	Average splash lengths	62
4.1.3.5	Effect of particle size on average splash length	64
4.1.3.6	The effect of soil type	65
4.1.4	Conclusion	66
4.2	Mise en mouvement	67
4.2.1	Méthode	67
4.2.1.1	Évaluation du stock désagrégé	68
4.2.1.2	Évaluation du stock mis en mouvement lors des expérimentations en anneaux	68
4.2.1.3	Calcul du flux réel de mise en mouvement	69
4.2.1.4	Comparaison des stocks	71
4.2.2	Résultats	71
4.2.2.1	Comparaison des stocks	71
4.2.2.2	Comparaison des échantillonnages	73
4.2.2.3	Évolution temporelle de la mise en mouvement	75
4.2.3	Discussion	77
4.2.3.1	Comparaison des dispositifs d'échantillonnage	77
4.2.3.2	Compétence de la mise en mouvement	79
4.2.3.3	Sélectivité de la mise en mouvement	79
4.2.3.4	Évolution temporelle de la mise en mouvement	80
4.2.4	Conclusion	83
5	Transport par le ruissellement	85
5.1	Matériel et méthodes	86
5.1.1	Caractéristiques expérimentales	86
5.1.1.1	Simulations de pluie	86
5.1.1.2	Échantillonnages réalisés	86
5.1.1.3	Sols étudiés	86
5.1.2	Calcul des flux	86
5.1.2.1	Flux de sédiments mis en mouvement et exportés	86
5.1.2.2	Comparaison des flux de sédiments	87
5.1.2.3	Flux d'eau	88
5.1.3	De la comparaison des simulations à 0,25 et à 5 m ²	88
5.2	Résultats	89
5.2.1	Caractérisation du flux de sédiments exportés	89
5.2.1.1	Flux total	89
5.2.1.2	Flux par fractions	91
5.2.2	Bilan des flux mis en mouvement et exportés	94
5.3	Discussion	98
5.3.1	Compétence du transport	98
5.3.2	Bilan des flux et mécanismes de mise en mouvement	99
5.3.3	Sélectivité de la sédimentation	100
5.3.4	Effet de la longueur de pente sur le transport	101
5.3.5	Dynamique du transport	101
5.4	Conclusion	102

5.5	Remarques sur la variabilité des résultats	103
III	Granulométrie et flux érodés	105
6	Sélectivité granulométrique des processus érosifs	107
6.1	Introduction	108
6.2	Materials and methods	109
6.2.1	Soils	109
6.2.2	Aggregate stability tests	110
6.2.3	Rainfall simulation	111
6.2.4	Characterisation of the eroded soil fragments	112
6.3	Results	112
6.3.1	Aggregate stability	112
6.3.2	Runoff and interrill erosion characteristics	114
6.3.3	Aggregate size distribution of eroded soil fragments	115
6.3.4	Comparison of the aggregate size distributions	118
6.4	Discussion	118
6.4.1	Runoff, crust formation and breakdown	118
6.4.2	Detachment	119
6.4.3	Transport	120
6.5	Conclusion	121
6.6	Influence de la sélectivité sur les flux de fragments de terre	121
7	Modélisation conceptuelle	125
7.1	Structure du modèle	126
7.1.1	Détermination du stock potentiellement mobilisable	126
7.1.2	Mise en mouvement par l'impact des gouttes de pluie	127
7.1.3	Redistribution par splash	128
7.1.3.1	Choix du modèle	128
7.1.3.2	Présentation du modèle de Wainwright et al. (1995)	129
7.1.3.3	Proposition de modification	130
7.1.3.4	Flux de dépôt dans les zones immergées	131
7.1.4	Transport par le ruissellement	132
7.1.4.1	Choix du modèle	132
7.1.4.2	Présentation du modèle de Hairsine & Rose	133
7.1.5	Structure générale	134
7.2	Développements potentiels	135
7.2.1	Prise en compte de la dynamique spatiale de la structure de la surface	135
7.2.2	Interactions avec l'hydrodynamique de la surface	137
	Conclusion générale et perspectives	139
	Bibliographie	145

Table des figures

1.1	Figures d'érosion	8
1.2	Les processus de l'érosion hydrique diffuse	10
1.3	Rejaillissement du sol et de l'eau suite à l'impact d'une goutte d'eau	12
1.4	Évolution des états de surface et formation des croûtes de battance	13
1.5	Approche adoptée pour l'étude des processus de l'érosion diffuse	17
2.1	Dispositif de suivi de la désagrégation	21
2.2	Dispositif de caractérisation du transfert par splash	24
2.3	Structure du bac de 0,25 m ²	25
2.4	Structure du bac de 5 × 2 m ²	26
2.5	État de surface initial	27
2.6	Méthode de détermination de la granulométrie	30
2.7	Distributions granulométriques calculées avec ou sans variation de densité apparente	31
3.1	Conceptual modelling of interrill erosion	38
3.2	Aggregate breakdown holder and collector	39
3.3	MWD of aggregate stability treatments	41
3.4	Size distributions resulting from the fast-wetting treatment for the clay loam	42
3.5	Size distributions from aggregate stability tests	43
3.6	Temporal evolution of the MWD of the broken down fragments	44
3.7	Temporal evolution of the MWD of the broken down fragments < 2000 µm	45
3.8	Size distribution resulting from breakdown for the silt loam	46
3.9	Aggregate breakdown and aggregate structural organisation	49
3.10	Organisation and evolution of aggregate breakdown mechanisms	50
3.11	Modelled mass percentage for the silt loam	51
4.1	Splash spatial distribution measurement device	56
4.2	Simulated splash spatial distribution	58
4.3	Fit residuals for the simulated splash spatial distribution	59
4.4	Measured splash spatial distribution	60

4.5	Measured splash spatial distribution for some size fractions	62
4.6	Influence of size fractions and soil type on the average splash length	63
4.7	Comparison of Λ from our data and from literature data	64
4.8	Soil surface conditions at the end of the splash experiments	65
4.9	Relation entre F_R et le rayon adimensionné de la source R/Λ	69
4.10	Géométrie de la boîte collectrice de splash et des bacs de 0,25 m ²	70
4.11	Granulométrie des fragments désagrégés et mis en mouvement	72
4.12	Taux d'enrichissement des fragments mis en mouvement par le splash	73
4.13	Taux de mobilisation par le splash des fragments désagrégés	74
4.14	Granulométrie des fragments mis en mouvement pour les deux dispositifs	75
4.15	Évolution temporelle du flux de mise en mouvement par splash	76
4.16	Évolution temporelle du DMP des fragments issus du splash	77
4.17	Évolution temporelle de la granulométrie des fragments issus du splash (LMS)	78
4.18	Taux d'enrichissement par splash en fonction de la masse du stock désagrégé	81
4.19	Flux mis en mouvement en fonction du coefficient de ruissellement	82
5.1	Comparaison des événements érosifs simulés à 0,25 et 5 m ²	89
5.2	Évolution temporelle des flux exportés par le ruissellement	90
5.3	Granulométrie des fragments exportés pour 0,5 m de pente	90
5.4	Granulométrie des sédiments exportés à 0,25 et à 5 m ²	91
5.5	Flux exportés en fonction du débit d'eau pour le LMS II	92
5.6	Flux exportés en fonction du débit d'eau pour l'AL	93
5.7	Taux d'enrichissement du transport à courte distance	95
5.8	Taux d'exportation en fonction du débit d'eau par unité de surface	96
5.9	Taux d'exportation intégré par fractions granulométriques	97
5.10	État de la surface du LMS II à la fin des expérimentations à 0,25 m ²	100
5.11	Caractéristiques des événements érosifs simulés à 0,25 m ² pour le LMS II	104
6.1	Structure of the experimental soil tray and its splash collector.	111
6.2	Size distributions from aggregate stability tests, transport by runoff and splash	113
6.3	Temporal evolution of runoff rate	114
6.4	Temporal splash rate evolution	116
6.5	Temporal sediment concentration evolution	116
6.6	Soil surface at the end of rainfall simulation	119
6.7	Sélectivité granulométrique des processus érosifs	122
6.8	Influence de la composition des stocks sur les flux mobilisés	123
7.1	Schéma conceptuel de la modélisation des flux mobilisés par l'érosion	126
7.2	Détermination du stock potentiellement mobilisable	127
7.3	Détermination du stock mis en mouvement	128
7.4	Modèle de redistribution des fragments de terre par le splash	129
7.5	Influence de la pente sur la fonction de redistribution par splash	130
7.6	Détermination du stock potentiellement exportable	131
7.7	Influence de la microtopographie sur la redistribution par splash	132
7.8	Détermination du stock exporté par le ruissellement	132
7.9	Schéma de l'approche du modèle de Hairsine & Rose	133
7.10	Simulation effectuée avec le modèle de Hairsine & Rose	135
7.11	Structure générale du modèle proposé	136

Liste des tableaux

2.1	Caractérisation des matériaux pédologiques	20
2.2	Récapitulatif des expérimentations effectuées	21
2.3	Récapitulatif des différents dispositifs expérimentaux	22
2.4	Caractéristiques des pluies simulées	28
3.1	Statistical test of coincidence of the MWD decrease regressions	45
4.1	Soils and rainfall events for the splash transfer experiments	55
4.2	Exponential decrease for the simulated splash spatial distribution	58
4.3	Determination coefficients for the measured splash spatial distribution	61
4.4	Coefficients de correction géométrique pour les écrans de collecte de splash	71
4.5	Pourcentages massiques des fragments collectés à 0,25 m ²	75
4.6	Récapitulatif des données bibliographiques sur la sélectivité du splash	80
5.1	Caractéristiques des simulations de pluie réalisées à 0,25 et 5 m ²	88
5.2	Modes des sédiments exportés par le ruissellement	91
5.3	Coefficients des régressions pour les flux exportés du LMS II	92
5.4	Coefficients des régressions pour les flux exportés de l'AL	93
5.5	Valeurs du seuil du débit Q_s	94
5.6	Caractéristiques des simulations à 0,25 m ² pour le LMS II	103
6.1	Soils characteristics.	110
6.2	MWDs of breakdown products	114
6.3	Time of wetting front arrival and beginning of steady infiltration	115
6.4	Mean intensity and mean rate of splash loss	115
6.5	Comparison of the size distributions for aggregate stability tests, splash and transport	117

Liste des symboles et abréviations

Abréviation	Signification
A	Argile
AB	<i>Aggregate breakdown induced by rainfall</i>
AL	Argile limoneuse
AS	<i>Aggregate stability measurements</i>
DMP	Diamètre moyen pondéral <i>Mean Weight Diameter</i>
FSDF	Fonction fondamentale de distribution spatiale du splash <i>Fundamental Splash Distribution Function</i> (van Dijk et al., 2002)
LMS	Limon moyen sableux
MAPE	Masse préférentiellement exportée
MAPM	Masse préférentiellement mise en mouvement
MNA	Modèle numérique d'altitude
MWD	Diamètre moyen pondéral <i>Mean Weight Diameter</i>
n.d.	Non détecté <i>Non detected</i>

Symbole	Signification	Unités
$B(i)$	Mass percentage of the broken down size fraction	g.100 g^{-1}
D_{50}	Diamètre médian	μm
$E(i)$	Taux d'exportation	g.100 g^{-1}
F	Facteur de correction géométrique <i>Geometrical correction factor</i>	
i	Fraction granulométrique	
$M(i)$	Taux de mobilisation	g.100 g^{-1}
$m(r)$	Densité radiale de flux de dépôt par splash <i>Radial density of splash deposition flux</i>	$\text{g.m}^{-1}.\text{mm}^{-1}$
p	Quantité de pluie cumulée <i>Cumulative rainfall</i>	mm
$q(w)$	Taux observé de transport par splash <i>Effective transport rate</i>	$\text{g.m}^{-1}.\text{mm}^{-1}$
r	Distance radiale <i>Radial distance</i>	m
R	Rayon de la zone source <i>Radius of the source area</i>	m
R_{spl} ou R_{ruiss}	Taux d'enrichissement <i>Enrichment ratio</i>	
Φ	Flux exporté par le ruissellement	$\text{g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$
Λ	Distance caractéristique de splash <i>Average splash length</i>	m
μ	Flux réel de mise en mouvement par splash <i>Splash movement initiation flux</i>	$\text{g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$

Introduction générale

Contexte et problématique

L'érosion hydrique est un phénomène naturel essentiel de l'évolution des paysages et de la modification du relief terrestre. Elle correspond à un déplacement de matière sous l'action de l'eau. Les flux de matière générés sont transférés sur la surface continentale et conduisent à l'arasement des zones montagneuses et à la formation de riches plaines alluviales.

Lorsqu'elle concerne des zones agricoles, l'érosion hydrique devient un enjeu majeur de société qui a récemment été reconnu au niveau européen ([Commission des Communautés Européennes, 2002](#)). À l'amont, l'érosion entraîne une dégradation et une perte du potentiel de production des sols : création de ravines qui font obstacle au travail du sol, perte nette d'éléments nutritifs et diminution de l'épaisseur du sol. À l'aval, les dégâts sont d'ordre environnemental avec des inondations boueuses parfois violentes, des atterrissements sur les voiries et l'arrivée d'une eau turbide contenant phytosanitaires et nutriments dans le système aquatique et les réservoirs d'eau. Dans le nord de la France, l'évolution des pratiques culturales, de l'occupation du sol (augmentation des cultures de printemps, diminution de la surface des prairies) et du paysage (augmentation de la taille des parcelles, disparitions des haies) semblent être des facteurs aggravants de l'érosion hydrique ([Ouvry, 1992](#)).

Pour beaucoup de sols cultivés, l'érosion est liée à la dégradation structurale superficielle des sols. La dégradation structurale génère la formation de croûtes de battance qui réduisent la capacité d'infiltration des sols et entraînent l'apparition du ruissellement. Elle est aussi à l'origine de l'émission de petits fragments de terre qui seront exportés par le ruissellement. En fonction de leurs caractéristiques structurales, les agrégats présents à la surface vont être plus ou moins intensément désagrégés, déterminant la sensibilité des sols à la dégradation structurale. La gamme de tailles des fragments de terre produits — agrégats ou particules élémentaires — et mobilisables par l'érosion est fonction de la stabilité de la structure du sol.

La granulométrie des fragments mobilisables est un paramètre clef qui influence la composition et le flux de sédiments exportés. Les caractéristiques de taille des sédiments jouent sur leur potentiel de transfert des polluants et des nutriments. Les fractions fines de la taille des argiles sont reconnues pour leur haut pouvoir d'adsorption et leur capacité à transporter des molécules comme les pesticides, le phosphore ou les métaux. La mobilisation et l'exportation des fragments de terre par l'eau sont aussi déterminées par la distribution granulométrique. Ainsi,

par exemple, la sédimentation, qui est un processus très sélectif, peut entraîner le dépôt rapide des fragments les plus grossiers et ainsi diminuer et modifier la composition du flux particulaire à l'exutoire.

Les caractéristiques structurales de la surface des sols sont donc au cœur des phénomènes d'érosion hydrique. Ce constat est largement reconnu (Hairsine & Hook, 1994 ; Bryan, 2000) mais il n'existe actuellement aucun modèle déterministe de prédiction de l'érosion qui intègre la structure des sols.

Objectifs

L'objectif général de ce travail est de proposer une démarche pour l'intégration de la dégradation structurale dans la modélisation physique des flux de terre mobilisés par l'érosion hydrique diffuse.

Dans une première étape, il s'agit d'étudier les relations entre taille des fragments de terre et processus érosifs (y compris la désagrégation). Dans une deuxième étape, le but sera d'établir l'influence de l'interaction de ces processus sur la composition et le flux de sédiments exportés. Enfin, l'objectif final est d'esquisser une modélisation de l'action des processus érosifs sur les flux particuliers.

Plan de l'étude

La première partie de ce mémoire est consacrée à un exposé général sur les agents et les processus responsables de l'érosion hydrique ainsi qu'à une présentation des études menées sur la granulométrie des fragments de terre mobilisés par ce phénomène (chapitre 1). Cet état des connaissances permet de dégager une approche pour la caractérisation des flux de particules mobilisés par les processus de l'érosion diffuse. La démarche expérimentale adoptée pour répondre à cette problématique est ensuite décrite (chapitre 2).

Dans la deuxième partie, sont exposés les résultats des investigations expérimentales conduites pour chacun des processus érosifs étudiés. La dynamique de la désagrégation est tout d'abord explorée (chapitre 3) puis la mise en mouvement et le transfert de fragments de sol par le splash seront abordés (chapitre 4) ainsi que le transport par le ruissellement (chapitre 5).

L'ensemble des résultats est synthétisé dans la troisième partie afin de mettre en relief l'effet de l'interaction des différents processus sur les flux exportés. L'effet de la sélectivité des processus est d'abord envisagé (chapitre 6) puis, dans un dernier chapitre plus prospectif, un cadre conceptuel est proposé pour la modélisation des transferts particuliers mobilisés par l'érosion hydrique diffuse (chapitre 7).

Première partie
Processus et approche

Érosion et granulométrie

Contexte scientifique et approche adoptée

Résumé

L'objectif de ce chapitre est de fournir, à travers une synthèse bibliographique, un point des connaissances actuelles sur les processus d'érosion diffuse et leur action en terme de granulométrie des fragments de terre mobilisés.

Les différents agents érosifs sont évoqués et l'ensemble des processus érosifs qui prennent place lors de l'érosion hydrique diffuse sont présentés. Ensuite une revue des travaux menés sur la granulométrie des fragments de terre mobilisés est réalisée.

À la suite de cette synthèse, une approche est dégagée pour la caractérisation des flux de particules mobilisées par les processus de l'érosion diffuse.

1.1 L'érosion hydrique diffuse

1.1.1 Les agents érosifs

1.1.1.1 La pluie

La pluie est reconnue depuis longtemps comme un agent essentiel de l'érosion des sols (Ellison, 1944 ; Ekern, 1950). Déjà en 1877, Wollny, cité par Ellison (1944), décrivait l'effet de la pluie sur la désagrégation et la fermeture de la surface des sols. L'énergie et l'eau apportées par les gouttes de pluie sont à l'origine de la déstructuration des agrégats présents à la surface (Boiffin, 1976 ; Le Bissonnais, 1988), du détachement de fragments de sol et de leur transfert (Free, 1952 ; Bradford & Huang, 1996).

Le potentiel érosif de la pluie est désigné par le terme général d'*érosivité* (Bergsma et al., 1996). L'érosivité des pluies dépend, d'une part, de l'intensité et, d'autre part, des caractéristiques des gouttes de pluie comme la taille, la vitesse, la forme, l'angle d'impact (Riezebos & Epema, 1985 ; Salles et al., 2000 ; Erpul et al., 2002). Généralement, le détachement par les gouttes de pluie est exprimé en fonction de leur énergie cinétique (Quansah, 1981 ; Poesen, 1985).

L'effet de la pluie est influencé par le couvert végétal et ses résidus qui, en interceptant la pluie, diminuent la quantité d'eau et modifient la distribution de taille et de vitesse, et donc l'énergie cinétique, des gouttes arrivant au sol (Moss & Green, 1987 ; Saint-Jean, 2003).

La présence d'une lame d'eau à la surface du sol est aussi un facteur important qui joue sur l'érosivité de la pluie. Une faible épaisseur d'eau semble avoir un effet positif sur le détachement par la pluie mais, lorsque la lame d'eau dépasse une certaine hauteur elle agit en protégeant la surface du sol (Moss & Green, 1983 ; Torri et al., 1987 ; Proffitt et al., 1991).

1.1.1.2 Le ruissellement

L'écoulement d'une lame d'eau est un moteur essentiel de l'érosion. Il détache, transporte et exporte des fragments de sol. Le ruissellement superficiel est généré soit par saturation de la porosité du sol (mécanisme de Dunne), soit par refus à l'infiltration dû à une pluie dont l'intensité est supérieure à la capacité d'infiltration de la surface du sol (mécanisme de Horton).

Les principales variables qui contrôlent l'action du ruissellement sur le détachement et le transport de particules sont la pente, la vitesse et l'épaisseur de l'écoulement (Gimenez & Govers, 2002). Les propriétés de l'écoulement — volume ruisselé, hydraulique et distribution spatiale — sont aussi fortement dépendantes de la rugosité de la surface (Govers et al., 2000). À l'heure actuelle, les développements méthodologiques ne permettent pas des mesures généralisées, directes et précises, de la vitesse et de l'épaisseur d'une lame d'eau peu épaisse et chargée en sédiments. Néanmoins ces deux variables sont souvent combinées pour former des paramètres hydrauliques avec une signification physique quant au détachement et au transport de sédiment (Gimenez & Govers, 2002). Les paramètres hydrauliques les plus couramment utilisés sont :

- la vitesse de cisaillement, ou « *shear velocity* » (Govers, 1985) ;
- la contrainte cisailante, ou « *shear stress* », c'est-à-dire la force tangentielle exercée par l'écoulement sur le lit (Abrahams et al., 1988 ; Ferro, 1998 ; Batalla & Martin-Vide, 2001) ;
- l'énergie du courant, ou « *stream power* », c'est-à-dire l'énergie dissipée par l'écoulement sur le lit (Rose, 1985 ; Hairsine & Rose, 1992a,b) ;

- l'énergie unitaire du courant, ou « *unit stream power* », c'est-à-dire la quantité d'énergie dissipée par unité de temps et par unité de masse de l'écoulement (Govers & Rauws, 1986).

1.1.1.3 La gravité

Rarement évoquée, la gravité est aussi un agent qui participe à la mobilisation et au transfert de particules à la surface du sol. Lorsque la couche de surface est saturée en eau, des phénomènes gravitaires peuvent être observés aussi bien à l'échelle de l'agrégat que du rang de semis (Boiffin & Sebillotte, 1976 ; Boiffin, 1984). La gravité est aussi la force principale qui limite l'érosion, en s'opposant à la mise en mouvement des particules et en étant le moteur de la sédimentation.

1.1.2 Érosion diffuse, érosion concentrée

La formation de rigoles ou de ravines sur une parcelle est un signe révélateur de l'érosion hydrique. Cependant, ces formes spectaculaires ne trahissent qu'une partie de l'action des agents érosifs. En effet elles sont liées à une condition particulière : la concentration du ruissellement, souvent générée par des motifs agraires linéaires (traces de roues, sillons). Cette concentration du ruissellement permet à l'écoulement d'acquérir une capacité érosive suffisante pour entraîner les fragments de sol. On parle d'**érosion concentrée** ou « *rill erosion* » (Figure 1.1[a]).

Cependant, dans toutes les zones où le ruissellement n'est pas suffisamment concentré pour générer des rigoles, il se produit quand même un transfert et une exportation de terre. Dans ces zones, il semble que ce soit l'impact des gouttes de pluie qui initie l'érosion. La présence d'une lame d'eau ruisselante assure l'exportation des sédiments mobilisés. Comme elle est répartie sur l'ensemble de la surface, on parle, dans ce contexte, d'**érosion diffuse**, érosion en nappe ou encore « *sheet erosion* » (Figure 1.1[b]). Un autre terme anglophone, « *interrill erosion* », insiste sur le fait que ce type d'érosion est caractéristique des zones comprises entre les rigoles.

De ces deux types de phénomènes, l'érosion diffuse est celui qui génère des pertes en terre moindres. Cependant, du fait qu'elle décape la couche superficielle, c'est elle qui est le plus susceptible d'exporter les nutriments et les produits phytosanitaires présents à la surface des parcelles cultivées et donc de polluer les ressources en eau.

1.1.3 Les processus

Classiquement, les processus à l'origine de l'érosion hydrique des sols sont classés en deux grandes catégories : le détachement et le transport (Ellison, 1944 ; Rose, 1985 ; Kinnell, 2000a). Le **détachement** est défini par Ellison (1944) comme « *a progress of releasing soil particles of transportable sizes from their moorings in a soil mass.* » Ce même auteur définit le **transport** comme « *a process of floating, rolling, dragging, or splashing detached soil particles through distance.* » Dans sa thèse, Boiffin (1984, page 94) définit l'événement élémentaire de la **dégradation structurale** comme « une séparation des particules (une petite quantité de terre étant extraite de sa situation initiale) suivie d'un transfert selon des modalités et des distances variables (de l'infiniment petit à quelques dizaines de centimètres), et aboutissant à une nouvelle position. » Le rapprochement de ces définitions montre l'analogie des processus abordés par les scientifiques qui étudient l'érosion hydrique et ceux qui s'intéressent à la structure de surface des sols. Or, comme le remarquent Hairsine & Hook (1994), ces deux disciplines utilisent une terminologie et des échelles d'investigations spatiale et temporelle différentes.



[a]



[b]

FIG. 1.1 – La formation des rigoles et des ravines est un trait qui caractérise des phénomènes d'érosion concentrée (a). L'érosion diffuse est moins spectaculaire et, souvent, les dépôts sont les seules traces évidentes de son action (b).

Photos : Yves LE BISSONNAIS

Dans l'optique d'initier un rapprochement entre ces deux points de vue, un troisième groupe de processus, fréquemment étudié en dégradation des sols, peut être évoqué : la désagrégation par l'eau (Figure 1.2). La **désagrégation** par l'eau est la déstructuration, lorsqu'un sol est soumis à la pluie, des agrégats présents en surface et la production de fragments de sol plus fins (agrégats ou particules élémentaires).

Comme le suggèrent ces définitions, il y a une continuité des mécanismes mis en jeu par la désagrégation et le détachement. La différence principale entre ces deux catégories de processus est l'échelle de leur action : la désagrégation agit sur la cohésion interne des agrégats et les liaisons inter-particules, alors que le détachement concerne la masse de sol présente à la surface et les liaisons inter-agrégats. La désagrégation et le détachement sont souvent des processus qui agissent de manière concomitante à la surface des sols. L'impact d'une goutte d'eau peut provoquer à la fois une déstructuration des agrégats et un détachement de particules. Du fait de leurs analogies, la désagrégation et le détachement n'ont que rarement été explicitement distingués. Néanmoins, la somme d'études menées sur chacun de ces deux processus et la différence d'échelle d'investigation militent en faveur d'une prise en considération séparée. Pour la clarté du discours, à la place du terme détachement, le terme ***mise en mouvement*** sera préférentiellement utilisé. Il a le double avantage de permettre de s'affranchir de la confusion qui existe parfois entre détachement et désagrégation, et d'insister sur la liaison avec le processus qui lui fait suite, le transport.

1.1.3.1 Désagrégation

Plusieurs mécanismes, qui diffèrent par la nature des forces qu'ils mettent en jeu, sont à l'origine de la désagrégation par l'action de l'eau. Quatre principaux mécanismes ont été identifiés (Emerson, 1967 ; Boiffin, 1984 ; Le Bissonnais, 1988 ; Emerson & Greenland, 1990 ; Le Bissonnais & Le Souder, 1995 ; Le Bissonnais, 1996) :

- l'éclatement, lié à la compression de l'air piégé lors de l'humectation ;
- la désagrégation mécanique due à l'énergie dissipée lors de l'impact des gouttes de pluie ;
- la microfissuration produite par le gonflement différentiel des argiles ;
- la dispersion physico-chimique qui résulte de la réduction des forces d'attraction entre les particules colloïdales.

Sous nos climats tempérés, les trois premiers mécanismes sont les processus dominants de la désagrégation lors des événements pluvieux.

La ***stabilité structurale*** d'un sol est la résistance qu'il oppose quand il est soumis à différentes contraintes, en particulier à l'eau (Boiffin, 1976; Angers et Carter (1996) cités par Amézketa, 1999). La stabilité structurale est donc une propriété qui rend compte de la sensibilité d'un sol à la désagrégation par l'eau. De très nombreux facteurs intrinsèques comme la texture, la teneur en matière organique ou en cations échangeables agissent sur la stabilité structurale d'un sol (Amézketa, 1999). Depuis Yoder (1936) et Hénin et al. (1958), de nombreuses méthodes ont été développées pour caractériser la stabilité structurale d'un sol (Le Bissonnais & Le Souder, 1995 ; Le Bissonnais, 1996 ; Amézketa, 1999). Les résultats des mesures de stabilité structurale ont souvent été corrélés à des estimations de l'érodibilité des sols effectuées à des échelles plus larges (Bryan, 1969 ; Elwell, 1986 ; Miller & Baharuddin, 1987a ; Coote et al., 1988 ; Barthès & Roose, 2002 ; de Noni et al., 2002). La stabilité structurale est donc potentiellement un indicateur pertinent de la sensibilité des sols à l'érosion.

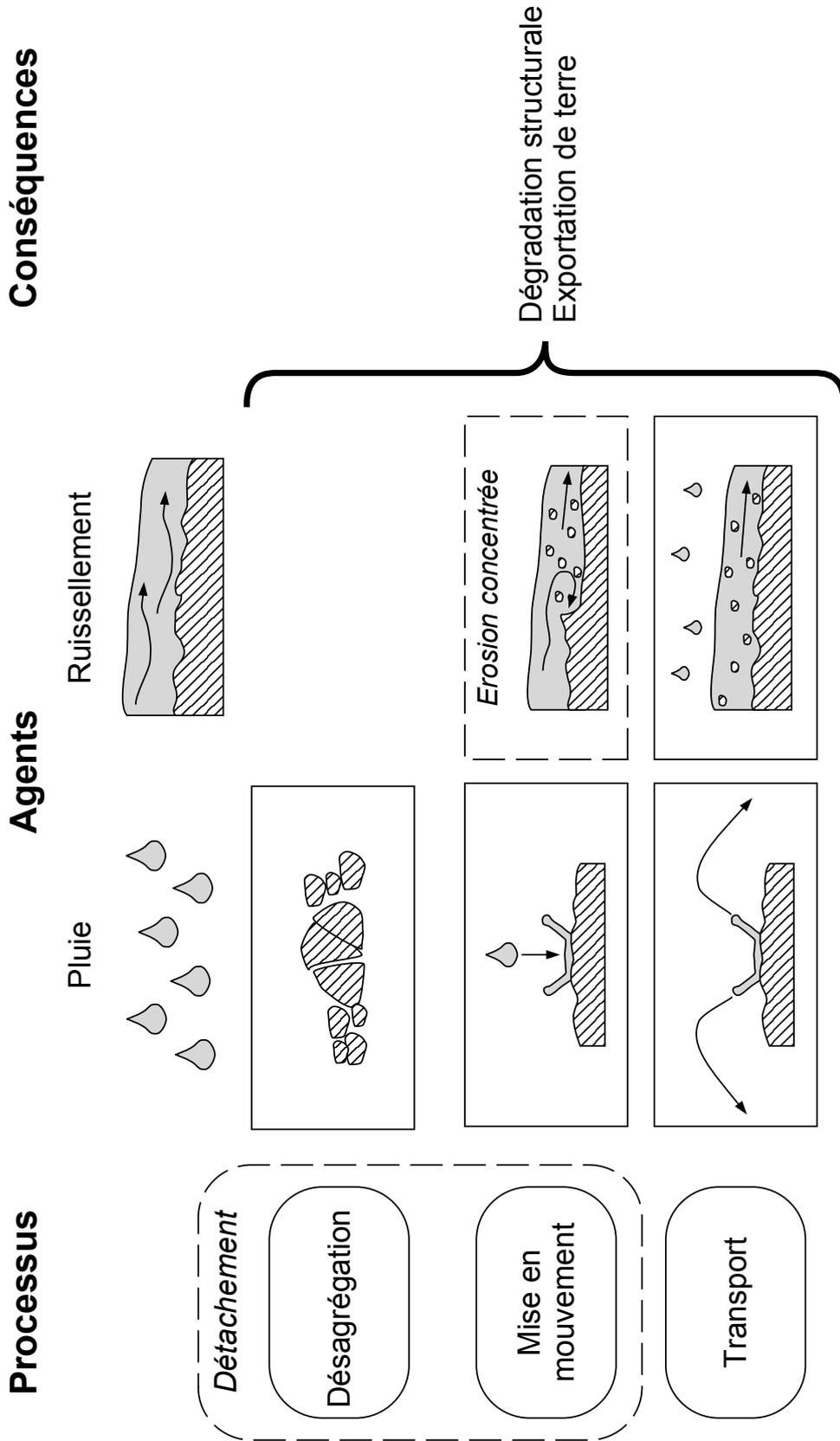


Fig. 1.2 – Les différents processus de l'érosion diffuse et leurs conséquences.

1.1.3.2 Mise en mouvement

La mise en mouvement des fragments de sol est réalisée par l'action des gouttes de pluie et du ruissellement. Classiquement, ces deux processus de mise en mouvement sont distingués (Rose, 1985 ; Sharma, 1996).

Mise en mouvement par l'impact des gouttes de pluie

La mise en mouvement de fragments de terre par l'impact des gouttes de pluie est un processus qui a lieu aussi bien sur une surface de sol libre que sous une lame d'eau peu épaisse (Green & Houk, 1980 ; Moss & Green, 1983). Plusieurs mécanismes sont évoqués pour expliquer cette mise en mouvement : soit un entraînement conjoint des particules de sol avec la couronne de splash (Al-Durrah & Bradford, 1982), soit un choc élastique (Park et al., 1982). L'impact d'une goutte sur une surface est un phénomène complexe, pour lequel les connaissances physiques fondamentales actuelles ne permettent pas de proposer un modèle de compréhension (Allen, 1988a ; Range & Feuillebois, 1998 ; Saint-Jean, 2003). Sur les sols, le splash est consécutif à l'impact des gouttes (voir § 1.1.3.3).

L'intensité de la mise en mouvement par l'impact des gouttes est liée à la cohésion interne du matériau qui est souvent mesurée en terme de résistance au cisaillement ou « *shear strength* » (Nearing & Bradford, 1985 ; Torri et al., 1987 ; Bradford & Huang, 1996). Ce paramètre est très dépendant de l'humidité du matériau et de son état agrégé ou meuble (Bryan, 2000) et donc très variable au cours d'une pluie.

Mise en mouvement par le ruissellement

La mise en mouvement des fragments de terre par le ruissellement (parfois désignée par le terme entraînement) est généralement liée à des conditions de ruissellement concentré. Tout comme pour l'impact des gouttes de pluie la susceptibilité du sol face au détachement par une lame d'eau ruisselante est dépendante de sa cohésion interne. La résistance au cisaillement du sol est donc une variable souvent utilisée pour caractériser le matériau soumis à l'érosion (Torri & Borselli, 1991 ; Sharma, 1996).

1.1.3.3 Transport, sédimentation et exportation

Le splash

Suite à l'impact d'une goutte de pluie, des gouttelettes d'eau et des fragments de sol sont éjectés de la surface, transportés radialement autour du point d'impact, avant de se déposer à la surface (Figure 1.3). Ce rejaillissement d'eau et de sol est communément désigné par le terme de splash.

Du fait de l'isotropie du transfert initié par la pluie, ce processus n'est généralement pas considéré comme exportateur de sédiments. Quand il y a une pente générale, le flux de fragments de sol transférés par splash est cependant légèrement plus important vers l'aval que vers l'amont (Quansah, 1981 ; Wan et al., 1996). Localement, le transfert de sédiments par splash peut générer des états de surface hétérogènes du fait d'une microtopographie variée ou de la présence d'éléments protecteurs sur la surface (Wainwright et al., 1995, 1999 ; Planchon et al., 2000).

Le transport par le ruissellement

Le ruissellement est l'agent principal de l'exportation des fragments de sol mis en mouvement sur une surface. Dans la lame d'eau peu épaisse qui s'écoule à la surface lors d'un



FIG. 1.3 – *Rejaillissement du sol et de l'eau suite à l'impact d'une goutte d'eau, ou effet splash.*
Photos : Pierre-Olivier COCHARD

événement érosif, les fragments de sol sont transportés par suspension, saltation et traction (Moss et al., 1980). Le mode de transport d'un fragment de sol dépend de sa masse et de ses caractéristiques (Moss et al., 1980).

Conceptuellement, deux approches principales existent pour la compréhension du transport par le ruissellement. La première approche est basée sur la notion de *capacité de transport*. Le taux de mise en mouvement ou de sédimentation est prédit à partir de la différence entre la charge en sédiments et la capacité de transport. Quand la charge en sédiments est inférieure à la capacité de transport, il y a mise en mouvement. Quand la charge est supérieure à la capacité de transport, les sédiments en excès se déposent. Cette approche est celle adoptée dans le modèle WEPP (Foster, 1990 ; Foster et al., 1995). Dans l'approche alternative proposée par Hairsine & Rose (1992a,b), la *sédimentation* est considérée comme le mécanisme qui gouverne la quantité de sédiments exportés. Le modèle proposé par ces auteurs est en fait un bilan de flux dynamique dans lequel les processus de mise en mouvement, de transport et de sédimentation, bien que distingués, sont considérés comme simultanés. À la lumière d'expérimentations, Huang et al. (1999) ont montré que le modèle de Hairsine et Rose paraissait plus pertinent pour décrire le transport par le ruissellement que le concept de capacité de transport.

L'exportation des sédiments par le ruissellement est grandement influencée par le fait que la lame d'eau soit soumise ou non à l'impact des gouttes de pluie. Pour un écoulement en nappe, peu épais, qui correspond aux conditions classiques de l'érosion diffuse, la pluie tend à augmenter la concentration et la granulométrie de la charge solide exportée (Chaplot & Le Bissonnais, 2000 ; Beuselinck et al., 2002a). Kinnell (1990) et Beuselinck et al. (2002a) expliquent cet effet par la remise en mouvement continue par l'impact de la pluie des fragments de sol qui sédimentent. Ce transport qui résulte de l'action conjointe des gouttes de pluie et du ruissellement a été appelé « *Raindrop Induced Flow Transport* » ou RIFT (Kinnell, 1990).

1.1.4 Structure des sols et érosion

1.1.4.1 Érodibilité

De nombreuses propriétés des sols influencent la composition et la quantité de sédiments exportés par l'érosion hydrique. La susceptibilité globale des sols face aux processus érosifs est désignée par le terme générique d'érodibilité (Bryan et al., 1989). Si les processus érosifs sont pris séparément, on peut associer à chacun une catégorie de propriétés structurales :

- à la désagrégation, la stabilité structurale ;
- à la mise en mouvement, la cohésion de la surface du sol ;
- au transport, la microtopographie.

Toutes ces propriétés sont susceptibles de varier au cours du temps. L'échelle de variation semble être de quelques jours (Boiffin, 1976 ; Boiffin & Sebillotte, 1976) pour la stabilité structurale, alors qu'elle descend à l'événement pluvieux pour la cohésion et la microtopographie, du fait de la variation d'humidité et de la redistribution particulaire.

1.1.4.2 États de surface

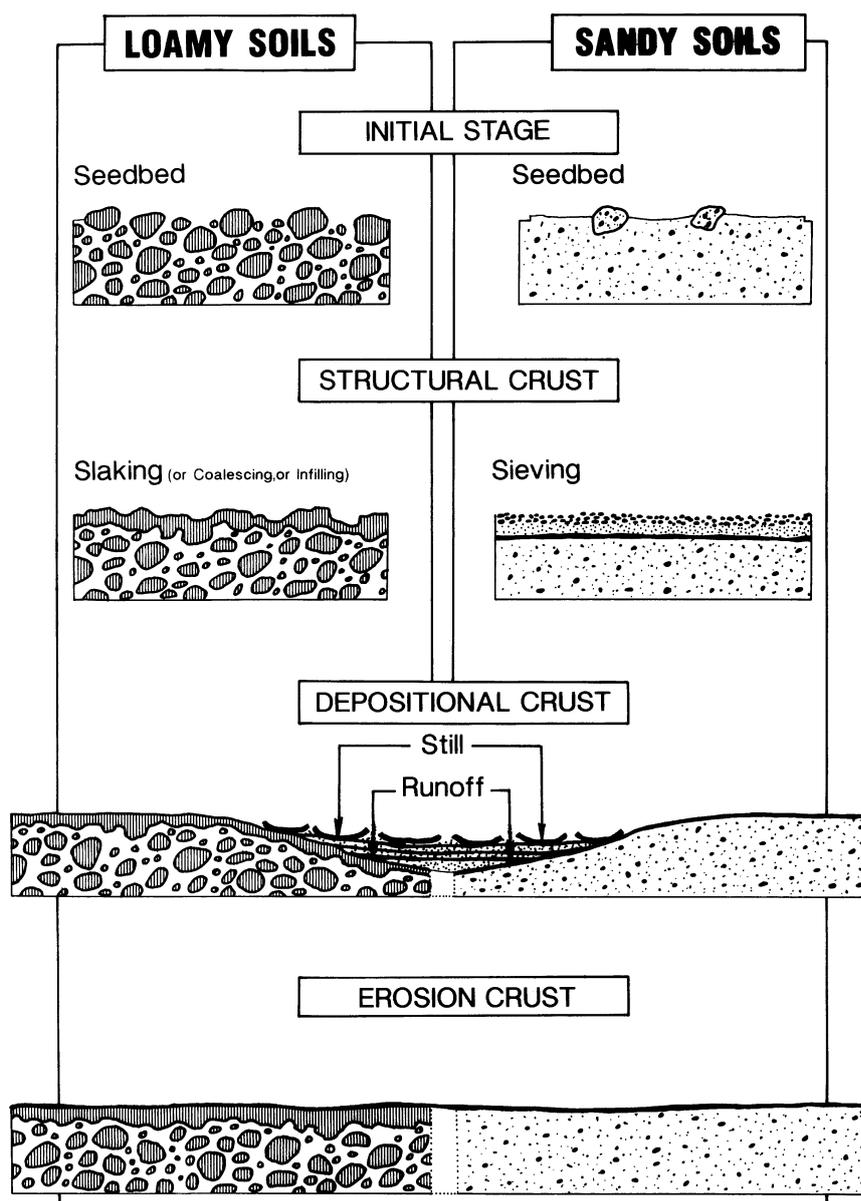


FIG. 1.4 – Évolution des états de surface et formation des croûtes de battance (d'après Valentin & Bresson, 1992, © 2003 Elsevier).

Partant d'un lit de semences (sol limoneux à gauche, sol sableux à droite), la pluie et le ruissellement génèrent différents types de croûtes à la surface des sols.

La relation entre structure du sol et érosion est rétroactive puisque les flux de particules générés par les processus érosifs viennent modifier la surface. Cette réorganisation des premiers

millimètres du sol conduit à la fermeture de la surface et à la réduction de sa capacité d'infiltration en créant des croûtes de battance (McIntyre, 1958a). Ce processus entraîne généralement la formation d'un ruissellement de type hortonien.

Deux principaux types de croûtes sont distingués (Bresson & Boiffin, 1990 ; Valentin & Bresson, 1992). Les *croûtes structurales* (« *structural crusts* ») résultent de la réorganisation *in situ* des particules, sans déplacement important (Figure 1.4). Dans le cas d'un sol agrégé, les particules redistribuées sont les fragments de sol produits par la désagrégation. Les *croûtes sédimentaires* (« *depositional crusts* ») sont liées à la présence d'un excès d'eau en surface — flaquage ou ruissellement — qui entraîne un déplacement et un tri granulométrique des particules lors de leur dépôt. Les *croûtes d'érosion* résultent de l'érosion partielle des croûtes structurales ou sédimentaires. Elles concernent surtout les sols sableux.

Chacun de ces états de surface est caractérisé par une capacité d'infiltration et une cohésion. Basée sur leur morphologie caractéristique, une typologie des états de surface a été réalisée et est utilisable sur le terrain (Casenave & Valentin, 1992 ; Ludwig et al., 1996 ; Cerdan, 2001). Une telle démarche permet d'attribuer des propriétés hydrauliques et mécaniques propres à chacun des états de surface distingués (Cerdan et al., 2001, 2002).

1.2 La granulométrie des fragments de terre mobilisés par l'érosion

1.2.1 L'analyse granulométrique en érosion des sols

Dans leurs travaux, Yoder (1936) et Ellison (1944) mesuraient déjà la granulométrie des fragments de sol mobilisés par les processus érosifs. Leur objectif était de caractériser l'effet des processus érosifs sur les agrégats initiaux du sol et de déterminer la nature des fragments mobilisés. Depuis, de nombreuses autres études ont été menées sur la granulométrie des sédiments produits par l'érosion. Les motivations de ces études sont variées :

- identifier les processus de transfert et les sources qui produisent les sédiments présents dans les cours d'eau (Sutherland & Bryan, 1989 ; Slattery & Burt, 1997) ;
- caractériser les propriétés des sédiments exportés afin de déterminer leur rôle dans la pollution des ressources en eau (Young, 1980 ; Alberts et al., 1983 ; Foster et al., 1985) ;
- mieux appréhender l'action des processus érosifs sur la composition et la quantité des sédiments exportés (Meyer et al., 1980 ; Parsons et al., 1991 ; Proffitt et al., 1993 ; Farenhorst & Bryan, 1995 ; Sutherland et al., 1996a ; Wan & El-Swaify, 1998 ; Wells, 2000) ;
- fournir des éléments pour la compréhension physique des processus afin de développer des modèles déterministes (Proffitt et al., 1991 ; Durnford & King, 1993 ; Beuselinck et al., 1999b).

Dans ces études, les caractéristiques granulométriques mesurées diffèrent et plusieurs techniques de mesure sont utilisées. Les deux sections qui suivent proposent une synthèse des différentes méthodes d'analyse granulométrique pratiquées dans le domaine de l'érosion des sols.

1.2.1.1 Les caractéristiques mesurées

Les fragments de sol mobilisés par l'érosion sont mesurés soit en préservant leur agrégation soit en les dispersant au préalable. Ces deux techniques fournissent respectivement une distribution granulométrique des *agrégats érodés* et une distribution granulométrique des *particules*

élémentaires. Différentes terminologies ont été utilisées pour désigner respectivement ces deux types de granulométrie : « *Eroded Aggregate Size Distribution* » ou EASD et « *Primary Particle Size Distribution* » ou PPSD (Armstrong & Stein, 1996), « *effective particle size* » et « *ultimate particle size* » (Slattery & Burt, 1997), « *undispersed particle size* » et « *dispersed particle size* » (Beuselinck et al., 2000)...

La granulométrie dispersée est pertinente pour qualifier l'aptitude des sédiments à transporter des polluants alors que la granulométrie agrégée est plus appropriée pour la compréhension physique du transport des particules (Foster et al., 1985 ; Armstrong & Stein, 1996 ; Slattery & Burt, 1997 ; Beuselinck et al., 2000). En effet comme l'ont montré Yoder (1936), Alberts et al. (1983) et Slattery & Burt (1997), la majorité des sédiments issus de l'érosion hydrique des sols sont des agrégats. Or la taille des particules est un paramètre déterminant dans les processus de sédimentation et de transport (Meyer et al., 1980 ; Gabriels & Moldenhauer, 1978 ; Beuselinck et al., 1999b).

En plus de la taille, la *vitesse de sédimentation* ou « *settling velocity* », est une caractéristique souvent mesurée (Proffitt et al., 1991 ; Hairsine & Rose, 1991 ; Proffitt et al., 1993 ; Wells, 2000 ; Reichert et al., 2001). Cette mesure s'avère particulièrement pertinente pour étudier le processus de sédimentation puisqu'elle donne une indication du comportement des fragments de sol dans l'eau. La vitesse de sédimentation peut être calculée à partir de la taille des particules, en faisant des hypothèses de densité et de formes, grâce à des équations empiriques comme celles de Dietrich (1982). La vitesse de sédimentation est un paramètre d'entrée pour l'équation de sédimentation proposée dans le modèle de Hairsine & Rose (1992a,b).

1.2.1.2 Les techniques de mesure utilisées

Classiquement, la détermination de la granulométrie des sols est réalisée en combinant techniques de sédimentation (méthode à la pipette ou hydromètre) pour les fractions fines et tamisage pour les fractions grossières (Mathieu & Pieltain, 1998 ; Pansu & Gautheyrou, 2003). Ces méthodes sont généralement celles retenues pour les mesures effectuées sur les sédiments issus de l'érosion des sols. Cependant les mesures basées sur la sédimentation sont longues à mettre en œuvre, elles nécessitent une grande quantité de sol et sont délicates à réaliser, particulièrement si les échantillons sont agrégés (Meyer & Scott, 1983 ; Neibling et al., 1983). D'autre part, le protocole standard est effectué avec de l'eau, or l'immersion des agrégats est susceptible de les désagréger (Concaret, 1967). Les techniques classiques ne sont donc pas adaptées pour déterminer la distribution granulométrique agrégée de nombreux échantillons soit présents en faible concentration dans l'eau (sédiments présents dans le ruissellement) soit non immergés (agrégats issus de la désagrégation ou mobilisés par le splash). Les techniques de mesure des vitesses de sédimentation sont aussi basées sur la sédimentation des particules et présentent par conséquent les mêmes désavantages (Hairsine & McTainsh, 1986 ; Hairsine & Rose, 1991 ; Wells, 2000). Néanmoins elles impliquent moins d'approximations, puisque le résultat est la mesure directe du temps de sédimentation, alors que le calcul des tailles nécessite des hypothèses sur la forme et la densité des particules.

Depuis ces dernières dizaines d'années, de nombreux développements méthodologiques ont été réalisés pour les mesures granulométriques (Allen, 1988b, 1990). Certaines de ces méthodologies, comme la sédimentométrie par rayons X — SediGraph — (Sutherland & Bryan, 1989) ou la diffraction laser (Fullen et al., 1996 ; Slattery & Burt, 1997 ; Beuselinck et al., 1999b,c), ont été utilisées pour caractériser les sédiments générés par l'érosion hydrique. Parmi ces mé-

thodes, la diffraction laser présente plusieurs avantages (Buurman et al., 1997 ; Beuselinck et al., 1998 ; Loizeau et al., 1994) :

- large gamme de tailles analysées ;
- information détaillée pour les fractions fines ;
- petite quantité d'échantillons nécessaire ;
- durée d'analyse courte ;
- bonne reproductibilité ;
- possibilité d'utiliser des liquides porteurs moins agressifs que l'eau vis-à-vis des agrégats.

Cette technique a fait l'objet de plusieurs études méthodologiques pour son utilisation en science du sol (Buurman et al., 1997 ; Beuselinck et al., 1998, 1999a) et en sédimentologie (Loizeau et al., 1994).

La mesure granulométrique par diffraction laser présente quelques inconvénients, notamment elle sous-estime systématiquement les fractions $< 2 \mu\text{m}$ par rapport à la méthode classique (Loizeau et al., 1994 ; Buurman et al., 1997 ; Beuselinck et al., 1998). Comme pour les autres méthodes de détermination granulométrique, l'interprétation des résultats bruts issus d'une mesure par diffraction laser nécessite de poser des postulats sur l'homogénéité du matériau analysé. Les postulats de l'analyse par diffraction laser portent sur les propriétés optiques du matériau (indice de réfraction) et la forme des particules (sphérique). Tout comme les postulats des techniques basées sur la sédimentation (sphéricité des particules et densité constante), ceux nécessaires à l'analyse par diffraction laser ne sont pas vérifiés pour un matériau hétérogène comme un sol. Cependant, en gardant à l'esprit ces limitations, la granulométrie par diffraction laser permet d'obtenir aisément des résultats qui sont comparables entre eux.

1.2.2 L'évolution des fragments de terre lors de l'érosion diffuse

La plupart des études menées sur la granulométrie des fragments de sol mobilisés par l'érosion hydrique se sont focalisées sur les sédiments exportés à l'aval de parcelles de quelques mètres carrés, sans essayer de préciser l'influence des différents processus (Swanson et al., 1965 ; Young & Onstad, 1978 ; Alberts et al., 1980 ; Meyer et al., 1980 ; Alberts et al., 1983 ; Proffitt et al., 1991 ; Meyer et al., 1992 ; Fullen et al., 1996 ; Armstrong & Stein, 1996). Quelques travaux ont abordé l'échelle du bassin versant (Beuselinck et al., 2000 ; Sutherland & Bryan, 1989 ; Slattery & Burt, 1997). Des études, moins nombreuses, se sont attachées à la distinction de l'action de chacun des processus érosifs sur la granulométrie des sédiments. Les processus soumis à investigation sont souvent la combinaison du splash et du ruissellement (Gabriels & Moldenhauer, 1978 ; Poesen & Savat, 1980 ; Moss, 1991b ; Sutherland et al., 1996b,a ; Mermut et al., 1997 ; Wan & El-Swaify, 1998) ou le transport par le ruissellement seul (Hairsine & Rose, 1991 ; Farenhorst & Bryan, 1995 ; Beuselinck et al., 1999b,c, 2002a), plus rarement le splash seul (Proffitt et al., 1993 ; van Dijk et al., 2003). Seuls quelques auteurs ont intégré le processus de désagrégation dans leur étude sur les fragments de sol mobilisés par le splash (Proffitt et al., 1993) ou les sédiments exportés par le ruissellement (Hairsine & Rose, 1991 ; Teixeira & Misra, 1997). À notre connaissance, il n'existe actuellement aucune étude qui prenne en compte l'ensemble des processus de l'érosion diffuse, depuis la désagrégation jusqu'à l'exportation par le ruissellement en passant par la mise en mouvement par l'impact des gouttes de pluie et le splash. Ainsi, bien que le rôle de l'agrégation soit reconnu comme essentiel dans les processus érosifs (Hairsine & Hook, 1994 ; Torri et al., 1998 ; Bryan, 2000), cette variable est rarement intégrée dans l'étude de l'érosion hydrique et n'est qu'exceptionnellement prise en compte dans les modèles actuels (van Oost, 2003).

Nos connaissances sur l'interaction entre processus érosif et granulométrie des sédiments mobilisés sont donc partielles. Il est reconnu que le processus de transport par le ruissellement est hautement sélectif notamment du fait de la sédimentation (Hairsine & Rose, 1991 ; Beuselinck et al., 1999c, 2002a). D'autre part Teixeira & Misra (1997) notent l'importance de la stabilité structurale sur la quantité et les caractéristiques des sédiments exportés par le ruissellement. Quant aux études sur les fragments de sol mobilisés par le splash, elles suggèrent une sélectivité du phénomène mais aucun travail ne permet de déterminer si cette sélectivité est liée à la mise en mouvement ou au transfert.

1.3 Approche adoptée

L'exportation des sédiments mobilisés par l'érosion diffuse est fortement influencée par leurs distributions granulométriques initiales, elles-mêmes dépendantes des caractéristiques des agrégats présents à la surface du sol. Ce constat suggère que la prise en compte des propriétés structurales du sol, et notamment de son agrégation, permettrait une meilleure compréhension des processus érosifs et une amélioration de la modélisation physique (Hairsine & Hook, 1994).

Dans ce travail, nous allons donc nous attacher à décrire la composition et à mesurer les flux de fragments de terre mis en jeu au cours d'un événement érosif de type diffus. Dans l'optique de mieux appréhender la physique des processus érosifs, les fragments de terre vont être caractérisés par leur granulométrie agrégée. Les processus considérés sont ceux qui sont reconnus comme étant dominants pour l'érosion diffuse, à savoir : la désagrégation, la mise en mouvement par l'impact des gouttes de pluie, le transfert par splash et le transport par le ruissellement. Chacun des processus va être abordé via le stock de fragments de sol (particules élémentaires ou agrégats) qu'il a généré. La distinction des phénomènes de mise en mouvement et de transfert par l'impact des gouttes de pluie nécessitera au préalable le développement d'un modèle de distribution spatiale.

La sélectivité granulométrique des processus vis-à-vis des fragments de terre sera déduite des bilans de masse entre les stocks (Figure 1.5). Cette comparaison est basée sur les hypothèses suivantes :

- succession des processus érosifs avec (1) la désagrégation, (2) la mise en mouvement et le transfert par l'impact des gouttes et (3) le transport par le ruissellement ;
- pour une fraction donnée, le bilan de masse est conservatif excepté pour la désagrégation ; c'est-à-dire qu'il n'y a ni formation ni destruction d'agrégats postérieurement à la désagrégation.

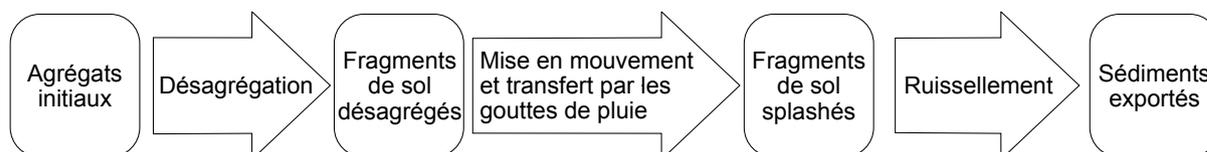


FIG. 1.5 – La sélectivité des processus est abordée par des bilans de masse entre les différents stocks de fragments de terre mis en jeu par l'érosion diffuse.

D'un point de vue expérimental, cette approche nécessite une investigation multi-échelle. En effet les processus étudiés agissent à des niveaux différents :

- à l'échelle du massif d'agrégats pour la désagrégation ;

- à l'échelle de quelques décimètres pour la mise en mouvement et le transfert par l'impact des gouttes de pluie ;
- à l'échelle du mètre pour le transport par le ruissellement.

De plus, l'objectif étant de décrire les flux particuliers liés à l'érosion diffuse, l'option de faire varier l'agrégation initiale en testant des sols ayant des stabilités structurales contrastées est choisie pour cette étude. Par contre, l'effet de la variabilité des agents érosifs n'est pas expérimenté et les conditions jouant sur l'érosivité — intensité de la pluie et pente — ont été fixées.

Démarche expérimentale

Résumé

Ce chapitre présente une vue d'ensemble des dispositifs expérimentaux et les techniques utilisées pour caractériser la granulométrie des fragments de terre mobilisés par les processus érosifs. Il synthétise les méthodes exposées séparément dans les chapitres suivants.

Les expériences ont été conduites en laboratoire sous pluie simulée. Les échelles d'investigation vont du massif d'agrégats jusqu'au solum reconstitué sur plusieurs mètres carrés. L'ensemble des fragments de sol collectés ont été mesurés pour déterminer leur granulométrie agrégée. Ces expérimentations ont été complétées par des mesures de stabilité structurale.

2.1 Les matériaux pédologiques

Les sols ont été choisis afin de disposer d'une gamme de matériaux, majoritairement agrégés, avec des propriétés structurales contrastées et donc des comportements érosifs variés. Par ailleurs, les contraintes matérielles liées à un prélèvement massif pour les simulations de pluie à 5 m² (§ 2.2.3) nous ont obligés à doubler certains matériaux (le limon moyen sableux et le sol argileux). Les caractéristiques des différents matériaux pédologiques utilisés pour le présent travail sont présentées dans le Tableau 2.1.

	LMS I	LMS II	A	AL	S
Provenance	Pays de Caux Fontaine (76)	Pays de Caux Bourville (76)	Lauragais Lavaur (81)	Beauce Villamblain (45)	Sénégal Thiès
Composition (g/1000 g)					
Argile	112	134	360	354	11
Limon fin	147	205	231	305	20
Limon grossier	449	433	154	305	37
Sable fin	287	225	134	19	370
Sable grossier	5	3	121	17	562
Matière organique	20	17	18	24	7
Texture					
USDA ¹	Silt loam	Silt loam	Clay loam	Silty clay loam	Sand
Aisne ²	Limon moyen sableux	Limon moyen sableux	Argile	Argile limoneuse	Sable

¹ Soil Survey Division Staff (1993)

² Jamagne (1967)

TAB. 2.1 – Composition granulométrique et teneur en matière organique des matériaux pédologiques utilisés pour les expérimentations.

Les sols ont été prélevés dans des parcelles agricoles en faisant particulièrement attention à éviter les zones susceptibles d'être perturbées (bordures de parcelle, passages de tracteur...). La période d'échantillonnage a été choisie en évitant les périodes avec des conditions hydriques extrêmes. Le prélèvement a été réalisé dans l'horizon de labour sur une profondeur de 15 cm. Afin de préserver la structure des matériaux, le transport jusqu'au laboratoire s'est effectué dans des contenants rigides (caisses en plastique ou benne). Une fois au laboratoire, les matériaux pédologiques ont été séchés à l'air puis conservés en chambre froide. Le séchage n'a cependant pas été effectué pour les échantillons avec un volume important (simulations à 5 m²).

Dans la suite du document, les matériaux seront désignés par leur nom de texture soit en français, soit en anglais quand il s'agit d'articles. Comme la plupart des résultats sur les limons présentés dans ce travail ont été obtenus avec le sol prélevé à Fontaine, c'est ce matériau qui, par défaut, sera appelé limon moyen sableux. Le sol prélevé à Bourville, qui n'apparaît qu'au chapitre 5, sera dénommé limon moyen sableux II.

Tous les sols n'ont pas été testés pour l'ensemble des expérimentations. Un récapitulatif des expériences réalisées dans le cadre de cette thèse est donné dans le Tableau 2.2.

		LMS I	LMS II	A	AL	S
Tests de stabilité classiques	§ 2.4.1	★	★	★	★	★
Tests de stabilité par fraction	§ 2.4.1	★		★		
Suivi de la désagrégation	§ 2.2.1	★		★	★	
Redistribution par le splash	§ 2.2.2	★		★	★	★
Bacs 0,25 m ²	§ 2.2.3	★	★	★	★	
Bacs 5 m ²	§ 2.2.3		★		★	

TAB. 2.2 – Récapitulatif de l'ensemble des mesures et des expérimentations effectuées pour chacun des matériaux pédologiques choisis.

2.2 Les dispositifs expérimentaux

Afin de mener une investigation des différents processus érosifs les expérimentations doivent être réalisées depuis l'échelle du massif d'agrégats jusqu'à des surfaces de plusieurs mètres carrés. Pour répondre à ces objectifs, une série de dispositifs expérimentaux a été mise en place au laboratoire (Tableau 2.3). Ces dispositifs sont conçus pour être utilisés sous pluie simulée (§ 2.3).

2.2.1 L'anneau de suivi de la dynamique temporelle de désagrégation

Dispositif également présenté au § 3.2.3.

Le dispositif de suivi de la dynamique de désagrégation est constitué d'une zone centrale où sont initialement placés les agrégats et d'une zone environnante destinée à recueillir les fragments de sol déplacés par les gouttes (Figure 2.1). L'ensemble du dispositif est soumis à la pluie. Pour assurer un drainage et éviter la stagnation d'eau, le dispositif contient un double fond constitué de papier filtre et de grillage. L'eau de drainage est collectée et pesée pour déterminer la quantité de pluie appliquée sur chaque dispositif.

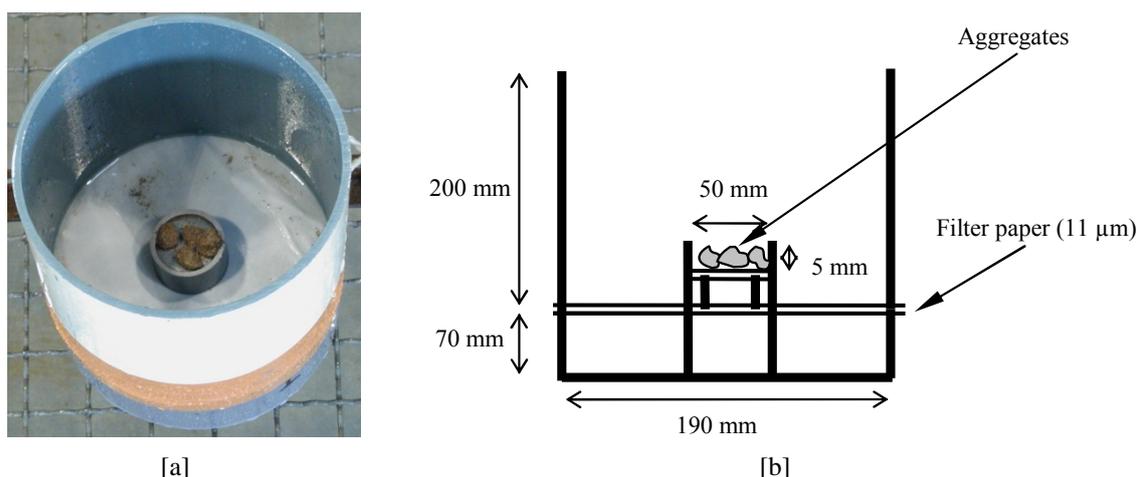


FIG. 2.1 – Dispositif expérimental construit pour le suivi de la dynamique de désagrégation. Vue générale (a). Schéma en coupe donnant les dimensions du dispositif (b).

Photo : Cédric LEGOUT

Ces dispositifs sont placés par série de 9 sous le simulateur de pluie et retirés les uns après les autres au fur et à mesure de l'événement pluvieux. À l'issue de l'épisode pluvieux, l'ensemble

Processus		Dispositif expérimental	Fragments mesurés	Échelle d'investigation	
(1)	(2) (3) (4)				
★		Anneau de désagrégation	§ 2.2.1	Désagrégés	Massif d'agrégats
×	×	★ Anneaux de splash	§ 2.2.2	Mis en mvt et transférés par splash	Quelques décimètres
×	×	★ Boîte de collecte du splash	§ 2.2.3.1	Mis en mvt et transférés par splash	$0,5 \times 0,5 \text{ m}^2$
×	×	×	§ 2.2.3	Exportés par le ruissellement	$0,5 \times 0,5 \text{ m}^2$
×	×	★ Bac de $0,25 \text{ m}^2$	§ 2.2.3	Exportés par le ruissellement	$1 \times 5 \text{ m}^2$
×	×	★ Bac de 5 m^2			

(1) : Désagrégation — (2) : Mise en mouvement par l'impact des gouttes de pluie — (3) : Transfert par le splash

(4) : Transport par le ruissellement

★ : Processus étudié — × : Processus présent

TAB. 2.3 – Processus étudiés et échelle d'investigation des différents dispositifs expérimentaux.

des fragments de sol présents dans le dispositif est collecté avec de l'éthanol puis analysé pour la granulométrie agrégée (§ 2.4.2).

Environ 5 g d'agrégats sont placés initialement dans la zone centrale. Quatre calibres d'agrégats initiaux sont soumis à la pluie : < 3 mm, 3–5 mm, 5–10 mm et 10–20 mm. Le calibre 3–5 mm correspond au calibre classiquement utilisé pour les tests de stabilité structurale (§ 2.4.1). La limite supérieure (20 mm) est la taille maximale des agrégats utilisés pour les expérimentations sur le ruissellement.

2.2.2 Les anneaux de collecte du splash

Dispositif également présenté au § 4.1.2.2.

Le dispositif utilisé pour caractériser le transfert par splash est constitué d'une zone source de 18 cm² entourée d'une zone de collecte formée par une série de sept anneaux concentriques (Figure 2.2). Seule la zone centrale est soumise à la pluie. Un double fond constitué d'un papier filtre et d'un grillage fin assure le drainage de la zone source. L'eau de drainage est collectée et pesée pour déterminer la quantité de pluie appliquée sur la zone source.

Environ 5 g d'agrégats de 3–5 mm sont initialement disposés au niveau de la source. Afin d'obtenir suffisamment de fragments de sol dans chaque anneau pour la réalisation des mesures granulométriques, les agrégats sont renouvelés plusieurs fois. La durée de l'exposition de chaque série d'agrégats a été choisie pour chacun des sols étudiés de façon à ce que l'ensemble de la surface de la source soit toujours recouverte d'une couche d'agrégats. À la fin de chaque expérimentation, les fragments de sol sont collectés séparément pour chaque anneau à l'aide d'éthanol afin de déterminer leur granulométrie agrégée (§ 2.4.2).

2.2.3 Les bacs

Dans l'optique de tester l'effet de la longueur de pente sur le ruissellement et d'étudier le transport à courte et à longue distance, des expérimentations sont réalisées sur des superficies de 0,25 et à 5 m².

2.2.3.1 Structure des bacs

0,25 m²

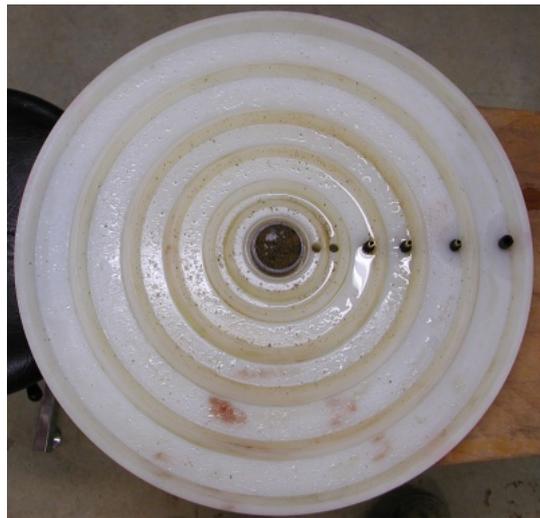
Dispositif également présenté au § 6.2.3.

La structure générale des bacs de 0,25 m² est présentée sur la Figure 2.3. Pour une petite surface comme celle-ci, les exportations par splash peuvent être importantes du fait du fort rapport périmètre sur superficie. Afin de compenser ces exportations une bordure tampon a été prévue autour de la zone centrale d'étude. La zone d'étude est bordée à l'amont d'une boîte de collecte de splash qui peut être facilement retirée et à l'aval d'un système qui permet le recueil de l'eau de ruissellement. L'ensemble de la structure est réglée pour une pente générale de 5 %.

Le volume de sol de 10 cm d'épaisseur est placé sur un double fond constitué d'une plaque perforée recouverte d'un géotextile. Un drainage libre est assuré et les eaux de percolation peuvent être récupérées sous le bac.

5 m²

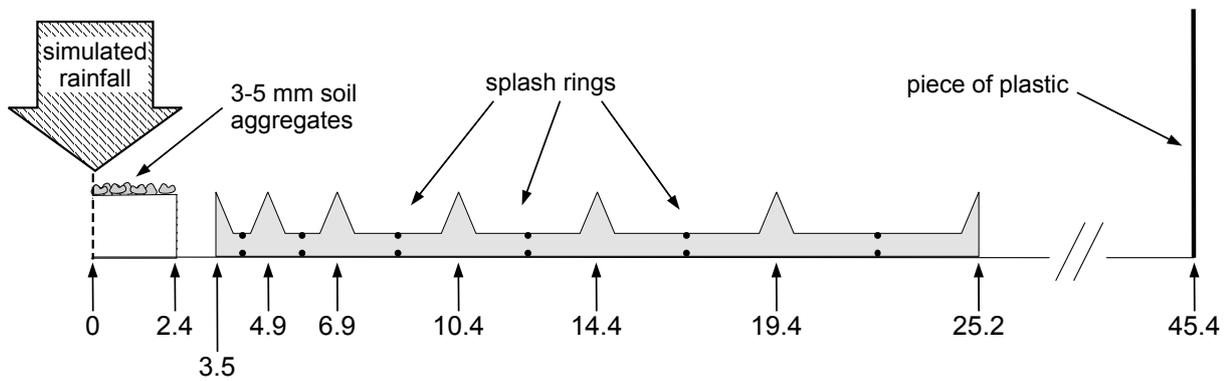
Les bacs de 5 m² correspondent en fait à un bac de 5 × 2 m² qui est séparé en deux dans le sens de la longueur (Figure 2.4[a]). Cette structure permet de réaliser en parallèle des répétitions



[a]



[b]



[c]

FIG. 2.2 – Dispositif de caractérisation du transfert par splash. Vue des anneaux de collecte (a). Vue générale (b). Schéma en coupe donnant les dimensions (en cm) du dispositif (c).

Photos : Olivier FISCHER et Cédric LEGOUT



FIG. 2.3 – Structure du bac de $0,25 \text{ m}^2$.

La zone centrale de $0,5 \times 0,5 \text{ m}^2$ est entourée d'une bordure tampon de $0,1 \text{ m}$ de large pour compenser les départs par splash. Elle est bordée, en amont (haut de l'image), par une boîte de collecte du splash et, en aval, par un système de recueil du ruissellement.

sur des placettes de 5 m de longueur de pente. Chaque demi-bac présente à l'aval un système de recueil du ruissellement indépendant (Figure 2.4[b]). La boîte de collecte du splash présentée pour les bacs de $0,25 \text{ m}^2$ a été adaptée afin de pouvoir être placée au milieu de la bordure amont de ce dispositif de 10 m^2 , à cheval sur les deux demi-bacs. Le bac est réglé pour obtenir une pente générale de 5% .

Le volume de sol de 30 cm d'épaisseur est placé sur un double fond constitué d'une grille recouverte d'un géotextile. Un drainage libre est assuré et les eaux de percolation peuvent être récupérées sous le bac.

2.2.3.2 Reconstitution de la couche de sol

0,25 m^2

Pour chacun des bacs, environ 31 kg de sol tamisé à 2 cm sont utilisés pour remplir la zone centrale afin d'obtenir une densité apparente de l'ordre de $1,3$. Les agrégats sont disposés par couches successives et légèrement compactés.

5 m^2

Environ $3\,500 \text{ kg}$ de terre sont utilisés pour remplir des bacs de $5 \times 2 \text{ m}^2$. Le remplissage est effectué en deux étapes. Les premiers 25 cm sont constitués de sol tamisé à 5 cm . Cette première couche est tassée à l'aide de brèves pluies interrompues avant saturation du sol. Le remplissage du volume restant est achevé en ajoutant une épaisseur de 5 cm de sol tamisé à



FIG. 2.4 – Structure du bac de $5 \times 2 \text{ m}^2$. Vue générale depuis l'aval présentant l'ensemble du bac constitué de deux parties de $5 \times 1 \text{ m}^2$ (a). Détail du système de recueil du ruissellement (b).
Photos : Frédéric DARBOUX

2 cm. Afin d'optimiser ce remplissage, seule la couche superficielle est remplacée quand une nouvelle série de simulations est effectuée.

2.2.3.3 Préparation de l'état de surface initial

Pour les deux bacs ($0,25$ et $5 \times 2 \text{ m}^2$) le même état de surface initial est réalisé. La préparation des surfaces est menée dans l'optique de reproduire un lit de semence sec. Ces conditions initiales correspondent à un état de surface particulièrement sensible à la dégradation structurale et à l'érosion.

Le choix de la microtopographie de la surface a été guidé par plusieurs impératifs :

- reproduction aisée ;
- collecte du ruissellement optimisée.

Pour une surface plane, la moindre imperfection dans le relief peut modifier radicalement l'écoulement de l'eau. Nous avons donc opté pour un relief orienté constitué d'une série de rangs et de sillons parallèles à la pente (Figure 2.5). La différence de hauteur entre le creux des sillons et le haut des rangs est de l'ordre de 2 cm. Les sillons sont espacés d'environ 12 cm. En plus de contraindre le ruissellement, cette microtopographie permet de disposer de zones émergées tout au long des événements pluvieux, ce qui correspond à une situation de terrain courante dans les parcelles agricoles.

2.2.3.4 Échantillonnage

Ruissellement

Deux séries d'échantillons de ruissellement sont prélevées : des échantillons pour déterminer les flux de sédiments et d'eau exportés et des échantillons pour mesurer la granulométrie des fragments de terre. Le ruissellement est échantillonné environ toutes les 10 min dans la

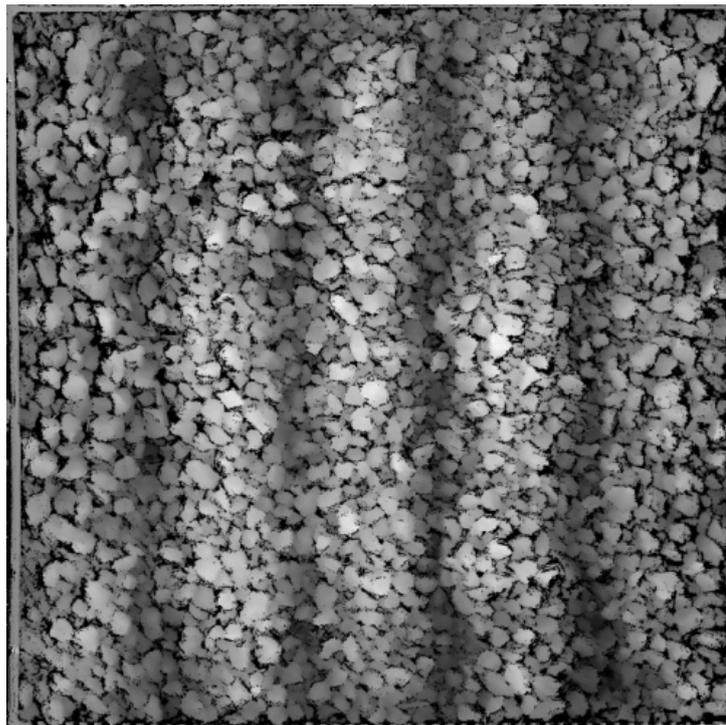


FIG. 2.5 – État de surface initial pour un bac de $0,5 \times 0,5 \text{ m}^2$.
Modèle numérique d'altitude acquis à l'aide d'un rugosimètre laser en ligne (Darboux & Huang, 2003). Les hauteurs sont représentées en niveaux de gris. Les pixels noirs correspondent à des données manquantes.

première phase de l'événement érosif puis, environ toutes les 20 min, quand le volume ruisselé se stabilise.

Les échantillons destinés à déterminer les flux sont collectés pendant quelques minutes dans des contenants de plusieurs litres (barquettes en aluminium à $0,25 \text{ m}^2$ et seaux en plastiques à 5 m^2). Ces échantillons sont pesés pour estimer la masse d'eau et de sol puis laissés en repos pendant 24 h afin de permettre le dépôt des fragments de terre. L'eau claire en excès est ensuite retirée puis les sédiments restants sont mis à sécher en étuve à 105°C . Après 48 h de séchage, les sédiments sont pesés. Les différentes pesées et la tare permettent de déterminer le volume d'eau ruisselé et la masse de terre exportée. Le volume ruisselé est généralement exprimé sous la forme d'un coefficient de ruissellement, c'est à dire le rapport, pour une surface et une durée données, du volume ruisselé sur le volume de pluie appliqué. Un coefficient de ruissellement de 100 % signifie que la totalité de la pluie arrivant sur la surface considérée ruisselle jusqu'à l'exutoire et, donc, qu'il n'y pas d'infiltration.

Les échantillons utilisés pour la mesure de la granulométrie agrégée sont recueillis dans des béchers de 250 ml. La durée d'échantillonnage est adaptée afin de collecter un volume adapté pour le passage au granulomètre laser (environ 50 ml). Elle est de l'ordre de 30 à 60 s pour les bacs de $0,25 \text{ m}^2$ et descend à quelques secondes pour les bacs de 5 m^2 . Comme ces échantillons sont collectés en suspension, la mesure granulométrique est effectuée à l'eau (§ 2.4.2) dans les 48 h suivant l'échantillonnage.

Splash

Les fragments de sol exportés par le splash sont échantillonnés sur une durée de 20 min en remplaçant régulièrement la boîte de collecte. Les fragments de sol sont ensuite récupérés à l'aide d'éthanol puis mesurés pour déterminer leur granulométrie agrégée (§ 2.4.2). La pesée des échantillons après analyse granulométrique permet d'obtenir la masse de terre collectée. Les échantillons recueillis à 5 m² ne sont pas analysés pour la granulométrie et sont pesés après un séchage de 48 h dans une étuve à 105°C.

2.3 Les caractéristiques de la pluie

L'ensemble des expérimentations est réalisé sous pluie simulée. La pluie est générée par des gicleurs oscillants placés à plusieurs mètres au-dessus des dispositifs expérimentaux. L'intensité de pluie simulée est de l'ordre de 30 mm.h⁻¹. L'eau utilisée est soit de l'eau osmosée, soit de l'eau de pluie filtrée puis collectée dans une cuve. Dans tous les cas, quelle que soit son origine, la conductivité de l'eau est toujours inférieure à 20 µS.

Deux types de simulateurs ont été successivement utilisés. Ces deux simulateurs couvrent respectivement des surfaces de l'ordre de 1 m² et de 10 m². Ils sont présentés dans les paragraphes qui suivent. Les caractéristiques granulométriques et énergétiques des pluies produites ont été déterminées à l'aide d'un spectro-pluviomètre optique (Salles & Poesen, 1999) (Tableau 2.4). Les pluies simulées présentent une hétérogénéité spatiale de l'intensité au sein des surfaces arrosées (voir le coefficient de variation du Tableau 2.4).

	Splash	1 m ²	10 m ²
D_{50} gouttes (mm)	1,4	1,4	1,3
Énergie cinétique (J.mm ⁻¹ .m ⁻²)	17	13	16
CV intensité (%)	-	13	15

TAB. 2.4 – Caractéristiques des pluies simulées mesurées à l'aide d'un spectro-pluviomètre optique.

Splash : caractéristiques de la pluie pour le simulateur à 1 m² modifié pour les expérimentations sur le transfert par splash.

D_{50} : diamètre médian des gouttes calculé à partir de la distribution.

CV intensité : coefficient de variation de l'intensité de pluie au sein des surfaces arrosées.

2.3.1 Simulateur pour 1 m²

Pour les expériences de suivi de la dynamique de désagrégation (§ 2.2.1), de caractérisation du transfert par splash (§ 2.2.2) et de ruissellement à 0,25 m² (§ 2.2.3) c'est un simulateur de type ORSTOM (Valentin, 1978) qui a été utilisé. Ce simulateur est constitué d'une buse à jet plat (Teejet 65-40) placée à 3,5 m au-dessus du sol. La pression est maintenue à 80 kPa à 1 m du sol.

Pour les expérimentations sur le transfert par splash, le dispositif de simulation a été modifié afin de n'arroser qu'une petite zone de 18 cm² (Figure 2.2[b]).

2.3.2 Simulateur pour 10 m²

Pour les expériences menées à plus de 1 m², c'est une rampe de cinq gicleurs oscillants qui est utilisée. Les gicleurs, alignés et espacés de 1,1 m, sont placés à 6,4 m au-dessus de la placette expérimentale. La rampe est centrée au milieu de la surface arrosée. Les gicleurs sont équipés de trois types de buses à jet plat afin de produire une pluie avec le minimum d'hétérogénéité spatiale : 2 buses Veejet 80-70, 2 buses Veejet 80-60 et une buse Veejet 80-50. La pression au niveau des gicleurs est maintenue à 85 kPa. Pour produire une intensité d'environ 30 mm.h⁻¹, le taux d'oscillation a été réglé à 48 battements par minute.

2.4 Les méthodes de mesure

2.4.1 Tests de stabilité structurale

Méthode également présentée aux § 3.2.2 et 6.2.2.

Afin de simuler la désagrégation et d'estimer la sensibilité de la structure des sols à la pluie, des tests de stabilité structurale ont été réalisés. La méthode suivie est celle proposée par [Le Bissonais & Le Souder \(1995\)](#) et [Le Bissonais \(1996\)](#).

La mesure est classiquement réalisée sur des agrégats calibrés de taille comprise entre 3 et 5 mm. Dans l'optique de tester la sensibilité des traitements vis-à-vis de la taille initiale des agrégats et d'évaluer la production des fragments de sol désagrégés par les différentes fractions, des mesures de stabilité ont été réalisées pour d'autres calibres d'agrégats. Les gammes de tailles complémentaires choisies sont les suivantes : < 3 mm, 5–10 mm et 10–20 mm. La taille maximale, 20 mm, correspond au calibre des agrégats les plus grossiers utilisés pour les simulations de pluie. Les agrégats initiaux sont placés pendant 24 h dans une étuve à 40°C afin de supprimer d'éventuelles variations d'humidité et uniformiser les conditions de traitement.

La méthode de mesure de la stabilité structurale utilisée combine trois traitements effectués pour des conditions d'humectation et d'apport d'énergie contrastées. Chaque traitement a été conçu pour simuler un mécanisme de désagrégation spécifique :

- immersion ou « *fast wetting* » : éclatement par humectation rapide ;
- agitation après réhumectation dans l'éthanol ou « *stirring* » : désagrégation mécanique liée à l'impact des gouttes de pluie ;
- humectation par capillarité ou « *slow wetting* » : microfissuration par gonflement différentiel.

Chaque traitement est réalisé en parallèle sur trois répliqués. La granulométrie des fragments de sol produits par chacun de ces traitements est mesurée selon la méthode présentée ci-après.

2.4.2 Granulométrie des fragments de sol agrégés

Méthode également présentée aux § 3.2.4, 4.1.2.3 et 6.2.2.

Dans l'optique d'accéder à une large gamme de tailles de particules la distribution granulométrique des fragments de sol collectés lors des expérimentations est mesurée en combinant tamisage, pour les fragments grossiers, et analyse par diffraction laser (Figure 2.6). Afin de préserver la structure des agrégats des effets de l'eau, l'éthanol est utilisé comme liquide porteur ([Concaret, 1967](#)). Seuls les échantillons de sédiments exportés dans le ruissellement sont analysés en utilisant de l'eau osmosée.

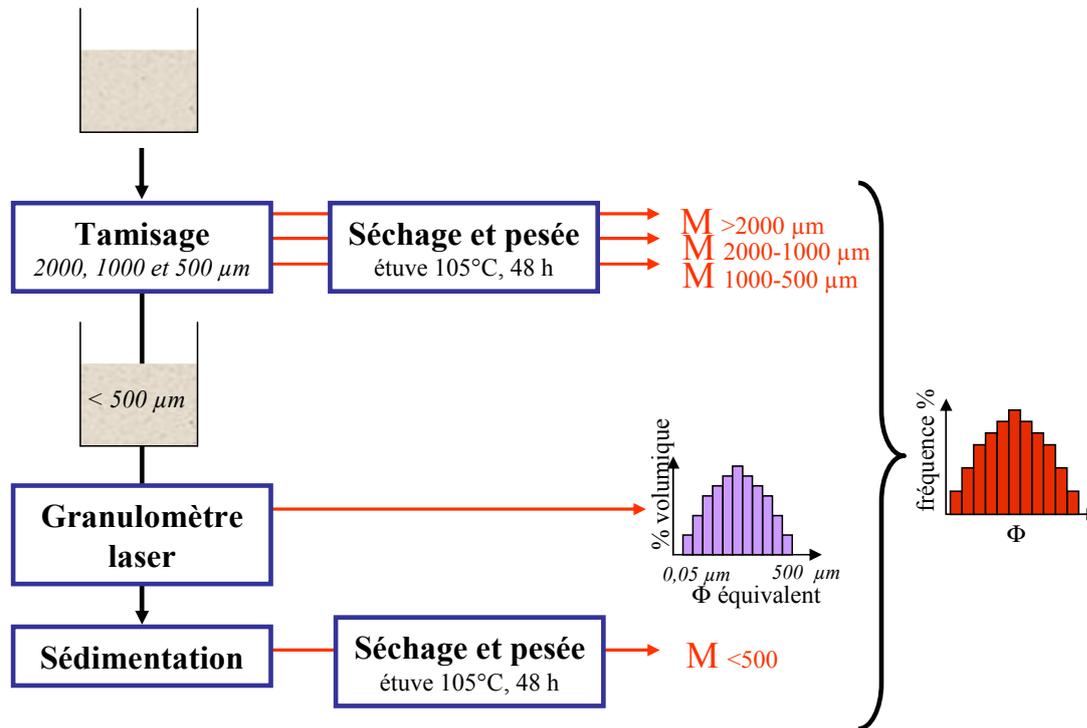


FIG. 2.6 – Méthode de détermination de la granulométrie agrégée des fragments de sol issus des tests de stabilité structurale et des simulations de pluie.

Les échantillons sont d'abord tamisés en voie humide (éthanol ou eau) sur une colonne de trois tamis de mailles 2000, 1000 et 500 μm . Les refus sont collectés, mis à sécher en étuve à 105°C pendant 48 h puis pesés.

Les fragments de moins de 500 μm sont mesurés par diffraction laser en voie humide à l'aide d'un Mastersizer S, version banc long. La gamme de tailles mesurée avec le dispositif optique choisi est comprise entre 0,05 et 880 μm . Le modèle d'analyse utilisé pour reconstruire la distribution granulométrique est basé sur la théorie de Mie pour un milieu polydisperse. Les indices de réfraction appliqués sont les suivants :

- 1,15 comme indice de réfraction moyen relatif des particules (rapport entre les indices de réfraction réels des particules¹ et du dispersant) ;
- 0,1 comme indice de réfraction relatif imaginaire des particules ;
- et 1,33² comme indice de réfraction du dispersant.

À l'issue de la mesure, la fraction < 500 μm est collectée et séchée dans les mêmes conditions que pour les autres fractions.

Les masses des quatre fractions (> 2000, 1000–2000, 500–1000 et < 500 μm) et la distribution granulométrique des 13 classes en fréquence volumique sont ensuite combinées pour donner une distribution granulométrique continue de 16 classes en fréquence massique. Comme les deux techniques (tamisage et diffraction laser) ne mesurent pas exactement les mêmes caractéristiques, des particules > 500 μm sont aussi détectées lors des mesures par diffraction laser. Les masses obtenues pour ces fractions > 500 μm sont additionnées à la masse de la fraction 500–1000 μm obtenue par tamisage.

1. Les indices de réfraction sont respectivement de 1,54 pour du quartz, compris entre 1,48 et 1,64 pour de la montmorillonite, entre 1,53 et 1,57 pour de la kaolinite et entre 1,54 et 1,61 pour de l'illite.

2. Cet indice est respectivement de 1,33 pour l'eau et de 1,36 pour l'éthanol.

Pour ce calcul, la densité apparente des fragments de sol est considérée comme constante, quelle que soit la fraction. Afin de tester la sensibilité d'une telle hypothèse, le calcul d'une dizaine de distributions granulométriques pour le limon moyen sableux a été réalisé en prenant en compte des densités apparentes d'agrégats mesurées par [Chepil \(1950\)](#) pour un sol limoneux. La comparaison des distributions granulométriques montre que la prise en compte de la variation de densité apparente n'entraîne pas de différences importantes (Figure 2.7).

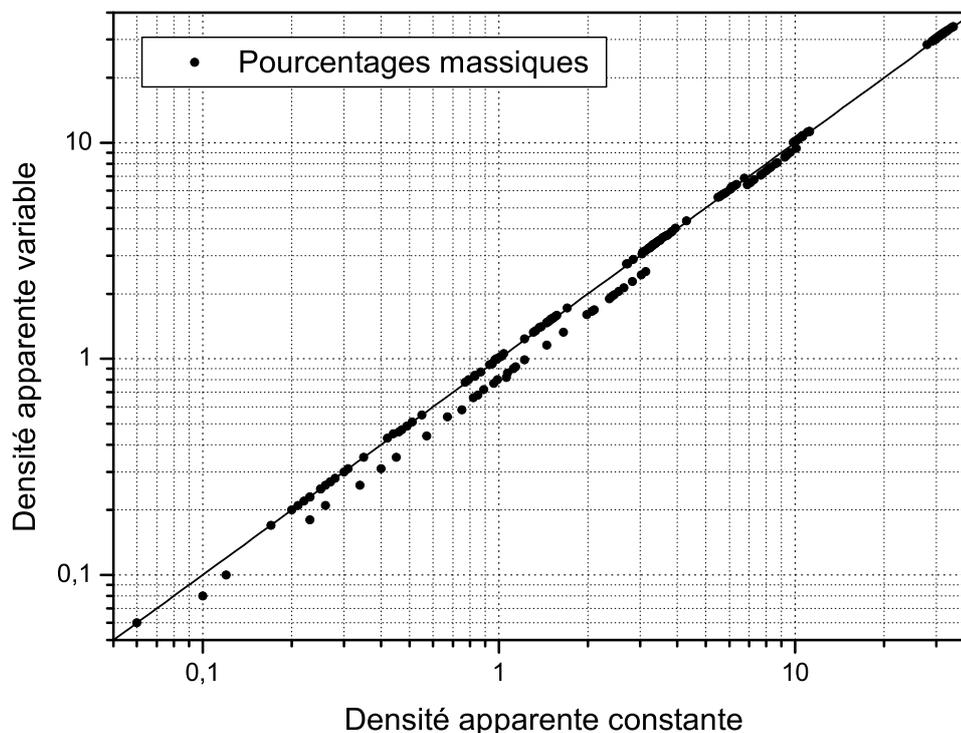


FIG. 2.7 – Comparaison des pourcentages massiques des différentes fractions calculés en tenant compte ou non de la variation de la densité apparente avec les fractions. Calcul réalisé pour le limon moyen sableux.

Les axes sont en échelle logarithmique. Les valeurs de densité apparente sont extraites de [Chepil \(1950\)](#).

Les distributions granulométriques sont souvent synthétisées à l'aide du diamètre moyen pondéral DMP (ou « Mean Weight Diameter » MWD). Le DMP est calculé de la façon suivante :

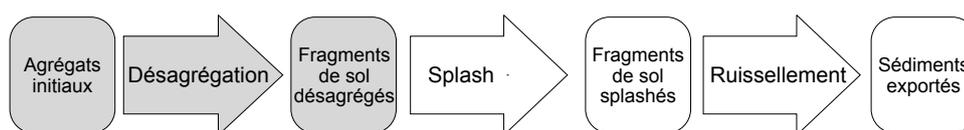
$$DMP = \frac{\sum^i \% (i) \phi (i)}{\sum^i \% (i)}, \quad (2.1)$$

avec $\% (i)$ le pourcentage massique et $\phi (i)$ le diamètre moyen de la fraction i . Cet indice est largement utilisé pour comparer les mesures de distribution de taille des fragments résultants des tests de stabilité structurale.

Deuxième partie

Granulométrie des fragments de sol mobilisés par les processus érosifs

Désagrégation des fragments de sol¹



Résumé

La désagrégation des agrégats par la pluie est analysée à l'aide de tests de stabilité structurale et d'expérimentations de suivi de la production de fragments de sol désagrégés. Les résultats présentés ici concernent deux sols, le limon moyen sableux et l'argile. L'influence de la taille des agrégats initiaux et la dynamique des mécanismes de désagrégation sont étudiées à l'aide de ces expérimentations.

La comparaison des résultats obtenus pour les tests et les expérimentations montre que la méthode de mesure de la stabilité structurale proposée par [Le Bissonais \(1996\)](#) est pertinente pour simuler la désagrégation. La désagrégation d'agrégats secs apparaît comme un phénomène très rapide quelle que soit la stabilité structurale du sol considéré.

Une modélisation de la dynamique de la désagrégation est proposée. Les résultats des tests de stabilité structurale sont utilisés comme donnée d'entrée de ce modèle qui prédit la composition granulométrique des fragments de sol produits en fonction de la pluie cumulée.

1. Ce chapitre est constitué d'un article soumis à *European Journal of Soil Science* — Legout C., Leguédois S., Le Bissonais Y. Aggregate breakdown dynamics under rainfall compared to aggregate stability measurements.

Aggregate breakdown due to rainfall action causes crusting and interrill erosion. Erodibility is, seemingly, determined by the capacity of surface aggregates to resist the effects of rainfall. In this paper, we evaluated the relevance of the aggregate stability measurement, which comprises three treatments, in order to characterize aggregate breakdown dynamics. Two cultivated soils were studied: a clay loam slightly sensitive to erosion and a more susceptible silt loam. We compare the size distributions of microaggregates produced by the three aggregate stability treatments to the results from a rainfall simulation. The behaviour of four initial aggregate size classes (< 3 mm, 3–5 mm, 5–10 mm, and 10–20 mm) is also compared to study the influence of the initial aggregate size on the nature of resulting aggregates. The Mean Weight Diameter was from 200 to 1400 μm for the silt loam, and from 600 to 7000 μm for the clay loam.

The two experiments yielded similar results. The qualitative analysis showed that the sizes of fragments produced by breakdown were globally the same for both soils and seemed to be qualitatively independent from the size of initial aggregates. We first schematised the structural organization of aggregates in cultivated horizons with a simple hierarchical model at two levels: (i) < 250 μm microaggregates, (ii) > 250 μm macroaggregates made of the binding together of microaggregates. We then developed a model of aggregate breakdown dynamics under rainfall which gives, for various rainfall durations, the size distributions of produced fragments on the basis of aggregate stability measurements. We obtained $r = 0.87$ for the silt loam and $r = 0.90$ for the clay loam, showing that the experimental and predicted mass percentage were linearly related for each size fraction.

3.1 Introduction

Crusting and interrill erosion on cultivated soils result from aggregate breakdown and the transfer of soil fragments by rain and runoff. Aggregate stability influences several aspects of a soil's physical behaviour, in particular water infiltration and soil erosion (Bryan, 1969 ; de Ploey & Poesen, 1985). Sealing results in decreased infiltration and increased overland flow and erosion (Boiffin & Monnier, 1986 ; Bradford & Huang, 1992). The relationship between crusting and erosion were investigated by Hairsine & Hook (1994), who concluded that there was much in common between both processes, and that erosion rates were controlled in great part by aggregate breakdown processes. Soil erodibility can be estimated from easily measured soil properties that are strongly correlated with erodibility (Amézketa et al., 1996): texture (Römken et al., 1977 ; Trott & Singer, 1983 ; Meyer & Harnon, 1984 ; Bradford et al., 1987b), the percentage of Fe and Al (Römken et al., 1977 ; Le Bissonnais & Singer, 1993), exchangeable Ca or sum of exchangeable bases (Meyer & Harnon, 1984), exchangeable sodium (Emerson, 1967 ; Kazman et al., 1983), and organic matter (Monnier, 1965 ; Tisdall & Oades, 1982 ; Haynes, 1993). All these parameters have statistically significant relationships with soil erodibility. However, their great number and the complexity of their interactions made them unusable in modelling.

The aggregate stability measurements give synthetic index which integrate all these textural and chemical parameters with their interactions. Various aggregate stability measurements have been proposed in order to predict soil surface behaviour and erosion (Le Bissonnais, 1996 ; Amézketa et al., 1996). The relationship between aggregate stability and erosion has generally been dealt with at an empirical level without considering aggregate breakdown processes that

arise under specific initial conditions (Fox & Le Bissonnais, 1998). This could explain why positive correlations between aggregate stability and soil erodibility (Bryan, 1969 ; Elwell, 1986 ; Miller & Baharuddin, 1987a ; Coote et al., 1988), as well as negative correlations, have been reported (Bajracharya et al., 1992).

To measure aggregate stability, Le Bissonnais (1996) proposed a method consisting in three treatments, simulating various climatic conditions, applied to 3–5 mm aggregates. The fragment size distribution resulting from aggregate breakdown is expressed as a synthetic index. de Noni et al. (2002) compared the synthetic index resulting from different method of aggregate stability measurements to erosion rates obtained on experimental parcels. The models' correlation coefficients were as follows: $r = 0.90$ for Le Bissonnais (1996); 0.76 for Yoder (1936); 0.72 for Kemper & Rosenau (1986); and 0.66 for Hénin et al. (1958). Amézqueta et al. (1996) found equally good correlations between results from Le Bissonnais's method and splash erosion mass. In a recent paper, Le Bissonnais et al. (2002) show that the three aggregate stability treatments allow to assess the spatial variation of aggregate stability on the field scale with respect to the topography, and to determine the seasonal variations in the structural behaviour of soil.

As described by Hairsine & Rose (1991) and Agassi & Bradford (1999), current conceptual models of interrill erosion consider three processes: rainfall detachment, where raindrops transport sediment from the soil surface into the overland flow; sediment deposition and entrainment of sediment. Soil detachment is supposedly due to raindrop impacts, and the only role of overland flow is to transfer downslope the detached aggregates (Young & Wiersma, 1973 ; Kinnell, 1990 ; Hairsine et al., 1999). Cohesive soil is considered to be composed of a number I of fragment size range. The rate of rainfall detachment per unit area of soil e for sediment size range i is expressed as a power function of the rainfall rate p according to:

$$e_i = \frac{a p^d}{I} \quad (3.1)$$

where a is the detachability of the original soil, and d a non-dimensional exponent. a is an empirical parameter which is not based on physical measurements. Moreover, the process named "detachment" by Rose et al. (1983) regroups two sub-processes and can be conceptually divided into the aggregate breakdown process, and the splash process which puts the resulting fragments in motion (Figure 3.1). Aggregate breakdown determines the size distribution of fragments available to be mobilised by raindrop splash and then transported by overland flow. We propose to use the results of aggregate stability measurements effectuated with the method of Le Bissonnais (1996) to express the aggregate breakdown dynamics B_i .

The aim of this paper is to investigate the potential of aggregate stability measurements as estimators of the aggregate breakdown B_i induced by rainfall. The focus deals with the size of aggregates used in aggregate stability measurements. As aggregate stability measurements are classically effectuated on 3–5 mm aggregates, four initial aggregate size classes from 0 to 20 mm have been tested. For each of these four initial aggregate size classes, two series of experiments were performed: **Aggregate stability measurements (AS)** to assess if the treatments applied to 3–5 mm aggregates corresponds to the average behaviour of the size range of aggregates constituting a seedbed at the field scale, **Aggregate breakdown induced by rainfall (AB)** where measurements of the fragment size distribution obtained under rainfall simulation are compared with the fragment size distribution obtained from aggregate stability measurements.

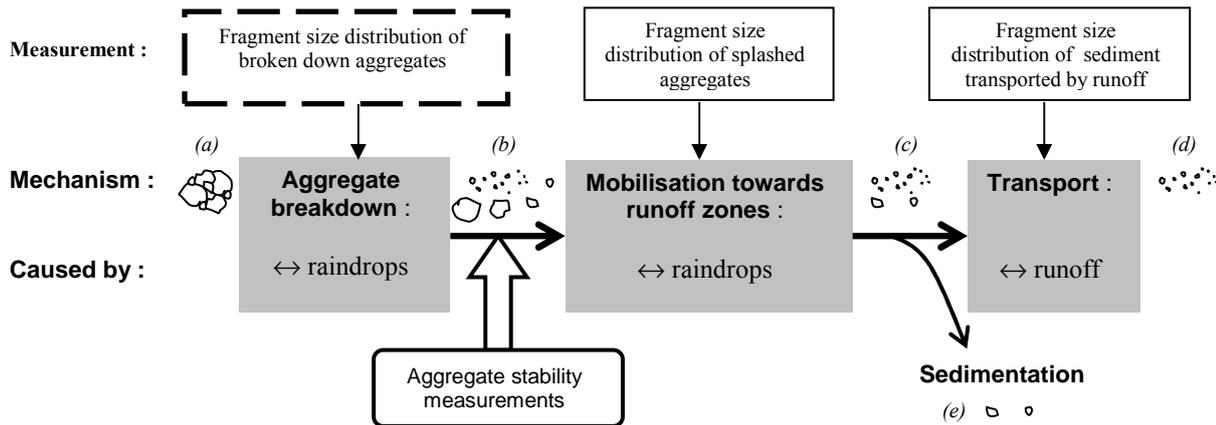


FIG. 3.1 – Conceptual modelling of interrill erosion in three sub-processes: breakdown, mobilisation and transport/sedimentation.

Initial aggregates (a) break down into fragments (b). Raindrops mobilise fine fragments (c), available to be transported by overland flow for the finest (d) or to sediment for the coarsest (e). The relevance of aggregate stability measurements to describe the size distribution of fragments (b) will be evaluated.

3.2 Materials and methods

3.2.1 Soils

Two cultivated soils (Alfisols), a silt loam and a clay loam, were collected from the top 15 cm of the A horizon. Clay content was 112 g.kg^{-1} for the silt loam and 360 g.kg^{-1} for the clay loam. The organic C content was 20 g.kg^{-1} for the silt loam and 18 g.kg^{-1} for the clay loam. The silt loam was formed from aeolian deposits of the western part of the Paris Basin (Normandy, France), which is a zone very sensitive to erosion. The clay loam was formed from a marly molass of the Basin of Aquitaine (Lauragais, France). The silt loam was collected in April 2001 after a ploughing to establish the potato mono-culture and the clay loam was collected in July 2001 after a stubble ploughing following the harvest of wheat. After removal from the field, both soils were air dried and sieved at 20 mm.

For both series of experiments, both soils were segregated into four initial aggregate size classes by dry sieving: $< 3 \text{ mm}$, $3\text{--}5 \text{ mm}$, $5\text{--}10 \text{ mm}$, and $10\text{--}20 \text{ mm}$ and aggregates were oven dried 24 h at 40°C in order to limit moisture variations. Water content was 0.07 g.kg^{-1} for the silt loam and 0.17 g.kg^{-1} for the clay loam.

3.2.2 Aggregate stability measurements (AS)

The three aggregate stability treatments were applied to each of the four initial aggregate size class according to the method proposed by Le Bissonnais (1996) and tested by Amézketa et al. (1996), Le Bissonnais & Arrouays (1997), Le Bissonnais et al. (2002) and de Noni et al. (2002). Briefly, in this method, three treatments are applied to aggregates in order to distinguish between mechanisms of breakdown: slaking due to fast-wetting (fast-wetting treatment), occurring for example during heavy storms on dry soils; micro-cracking due to slow-wetting (slow-wetting treatment), which may occur during low-intensity rain; and mechanical breakdown by the stirring of pre-wetted aggregates (stirring treatment), which corresponds to aggre-

gate behaviour during continuously wet periods. Each treatment was replicated three times for each initial aggregate size class.

3.2.3 Aggregate breakdown induced by rainfall (AB)

Simulated rainfalls with deionised water were applied at $30.3\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (standard error = $1.2\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$). The rainfall simulation device and its characteristics are described by [Valentin \(1978\)](#) and [Chaplot & Le Bissonnais \(2000\)](#). The kinetic energy is $13\text{J}\cdot\text{mm}^{-1}$ and the peak of raindrops size is 1.4 mm. Three replicated rainfall simulations were performed for each initial aggregate size class for both soils. The rain duration were chosen from previous experiments performed on these soils using the same rainfall intensity. The duration correspond to the length of time before runoff begins, i.e. 40 min for the silt loam and 60 min for the clay loam ([Leguédois & Le Bissonnais, 2003](#))².

Experimental devices (Figure 3.2) were built to hold the aggregates. They were high enough to keep inside all the splashed fragments. Filter paper ensured sufficient infiltration, so that water was recovered for each device. Once weighed, we knew the exact cumulative rainfall height for each device.

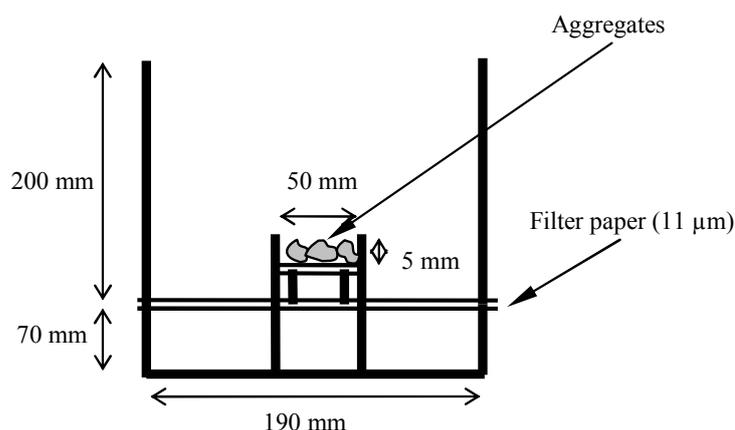


FIG. 3.2 – Aggregate breakdown holder and collector.

About 5 g of aggregates are placed at the centre of the device. Water drains through the filter paper. After rainfall, the device is weighed and then dismantled to collect the whole fragments.

As for the aggregate stability measurements, the experiments were performed on 5 g of aggregates. For each rainfall simulation and for each initial aggregate size class, nine devices with 5 g of aggregates were submitted to rainfall. The whole fragments produced by aggregate breakdown and splashed were collected after various rainfall duration, so that we obtained nine samples with different levels of breakdown.

3.2.4 Fragment size distribution measurements

After each experiment AS and AB, for each treatment or rainfall duration and for each initial aggregate size class, the fragment size measurements were performed in ethanol to preserve the structure of the whole produced fragments. The fragment size distributions were obtained by combining sieving and laser diffraction. Fragments up to $500\text{ }\mu\text{m}$ were sieved in ethanol at

²Cette référence correspond au § 6

2000, 1000, and 500 μm . Fragments smaller than 500 μm were analysed with a laser diffraction sizer in 12 fractions, from 0.05 μm to 500 μm . These 12 fractions corresponded to volume frequencies of the different size fractions. The four coarsest size fractions (>2000 μm , 1000–2000 μm , 500–1000 μm , and < 500 μm) were then collected and oven dried at 105°C to obtain their masses. The calculation of the global size distribution was made by combining the volume frequencies obtained with the laser diffraction sizer with the masses of the different size fractions. For this calculation it was assumed that the bulk density of the different size fractions is similar. Then, fragment size distributions were expressed with a synthetic index: the Mean Weight Diameter (MWD), which is the sum of the mass of each size fraction multiplied by the mean size of the fraction (Kemper & Rosenau, 1986).

3.2.5 Statistical analysis

An overall test of coincidence of two non linear regressions was made to assess if two data sets were significantly different. The two data sets correspond to the MWDs obtained for various cumulative rainfall applied to two distinct initial aggregate size classes. The objective was to test the hypothesis H_0 that two regression curves are similar. The principle of this test was the comparison of the residual variability obtained with only one model to the residual variability obtained with two distinct models fitted for each set of experimental data. For this, the two data sets were fitted with two distinct power functions of the rainfall variable and the residual variability $S_{y.x_a}^2$ for both fits was calculated. The same was done by fitting a unique model to both data sets and $S_{y.x_b}^2$ was calculated. Then the quality of the fitting was calculated by:

$$S_{y.x_c}^2 = \frac{(n_1 + n_2 - 2)S_{y.x_b}^2 - (n_1 + n_2 - 4)S_{y.x_a}^2}{2} \quad (3.2)$$

where n_1 and n_2 are the number of calculated values for each of the two aggregate size class.

Lastly, we quantified the relative improvement by two distinct models against one by calculating the F value of the Fischer-Snedecor test:

$$F = \frac{S_{y.x_c}^2}{S_{y.x_a}^2}. \quad (3.3)$$

If F was superior to $F_{n_1+n_2-4}^2$, H_0 was rejected. So we obtained a significantly better fit by considering two distinct models.

3.3 Results

3.3.1 Influence of the initial aggregate size class on the fragment size distribution resulting from AS

Mean Weight Diameter analysis (Figure 3.3[a]) shows the difference of aggregate stability between both soils for the three treatments. It shows the higher stability of the clay loam. A noticeable point is that, for the three treatments, the MWD is higher as the size of initial aggregates is larger. But the greatest difference between the fragment size distribution of the four initial aggregate size classes is observed for the largest > 2000 μm fraction (Figure 3.4). Actually, experiments have the same duration for all initial aggregate size classes and the breakdown occurs progressively from the periphery to the centre of the aggregates, as described by Le Bissonais (1988). So the MWDs of the four initial aggregate size classes are more comparable when they are expressed without the > 2000 μm , because the effect of the coarsest fraction is limited.

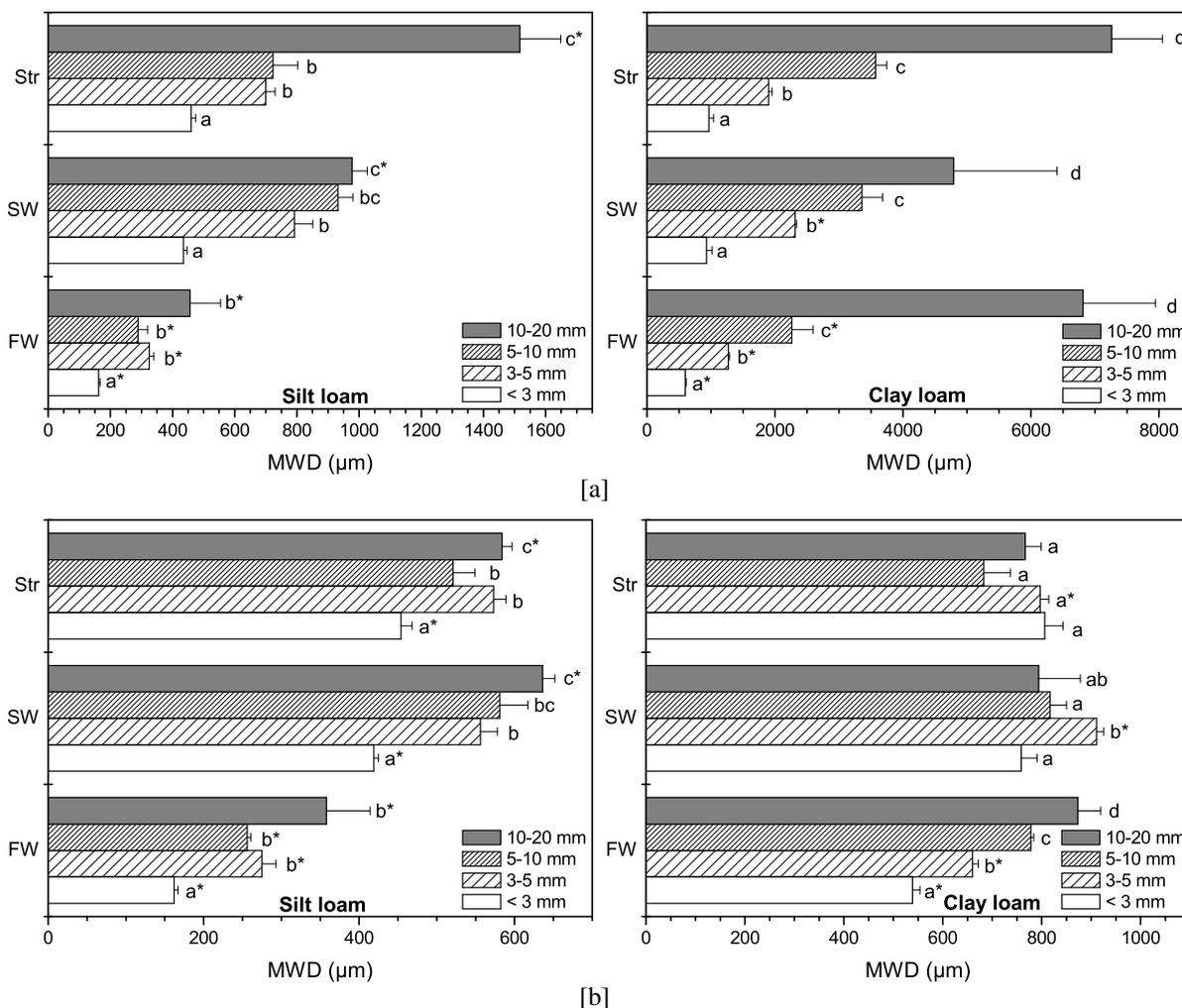


FIG. 3.3 – Aggregate stability measurements expressed as Mean Weight Diameters (MWD) computed for every fractions (a) and without the > 2000 μm fraction (b).

Str: stirring treatment; SW: slow-wetting treatment; FW: fast-wetting treatment.

Error bars are standard errors.

MWD values followed by a different lowercase letter within the same treatment and between the four initial aggregate size classes are significantly different at the 0.05 probability level. Values followed by * within the same initial aggregate size class and between treatments are significantly different at the 0.05 probability level.

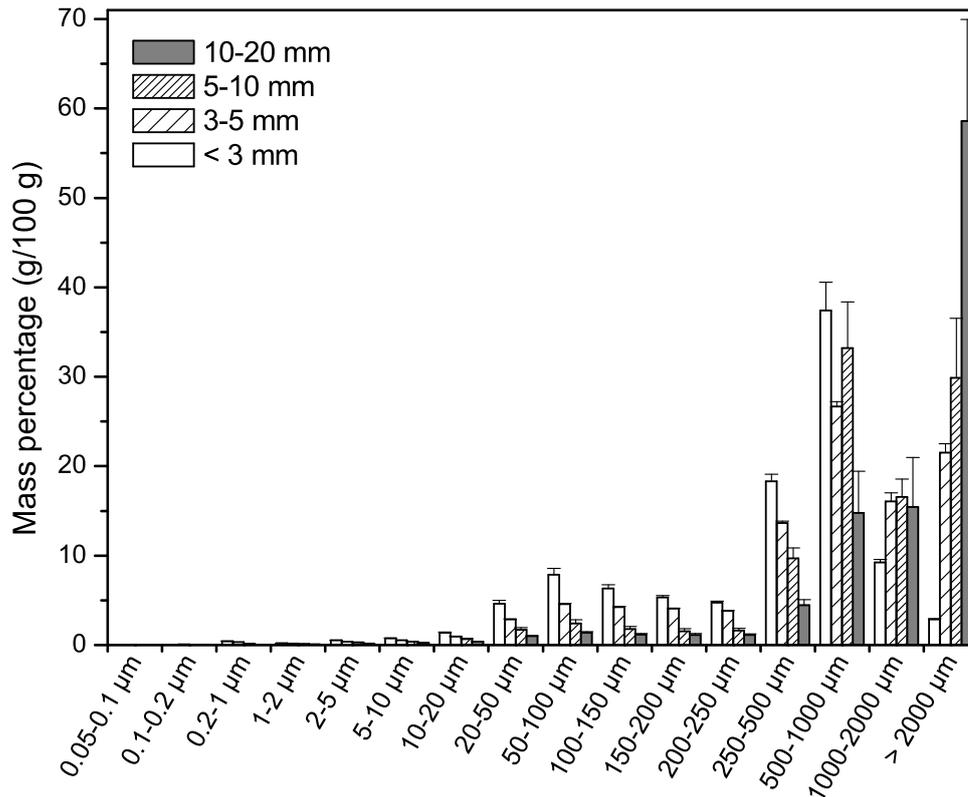


FIG. 3.4 – Fragment size distributions resulting from the fast-wetting treatment performed on the clay loam aggregates.

Error bars are standard errors. The greatest difference between the four aggregate size class is observed for the $> 2000 \mu\text{m}$ fraction.

The MWDs calculated without the $> 2000 \mu\text{m}$ fraction for the slow-wetting and stirring treatments are not significantly different from the four initial aggregate size classes for the clay loam, except for the slow-wetting treatment applied to 3–5 mm aggregates (Figure 3.3[b]). For the silt loam, the comparison between the MWDs calculated without the $> 2000 \mu\text{m}$ fraction for the three treatments shows that only the $< 3 \text{ mm}$ size class is significantly different from the other initial aggregate size class because of a lower MWD (Figure 3.3[b]). These results show that the MWDs variations between initial aggregate size classes are partly due to the effect of the $> 2000 \mu\text{m}$ fraction. Actually, complete aggregate breakdown is not instantaneous. Increasing rainfall duration is probably required to reach complete breakdown when the size of initial aggregates increases (Le Bissonnais, 1988) and when clay content increases.

For both soils, the lowest MWD is obtained for the fast-wetting treatment applied to the smallest size of initial aggregates ($< 3 \text{ mm}$). The fast-wetting treatment is also the most destructive. This treatment differs from the two others because its MWD is higher when the size of initial aggregates is larger even if we calculate the MWD without the $> 2000 \mu\text{m}$ fraction (Figure 3.3). This result may be related to the fact that the probability of the presence of macropores, which permit air to escape, increases as the size of initial aggregate increases.

For the three treatments performed on the silt loam, the fragment size distribution analysis shows a bimodal frequency curve with two modes: one around $750 \mu\text{m}$ and the other one around $75 \mu\text{m}$ (Figure 3.5). For the clay loam, the $75 \mu\text{m}$ peak almost vanished but another one is visible around the $> 2000 \mu\text{m}$ fraction. The clay loam produces coarser fragments than the silt loam.

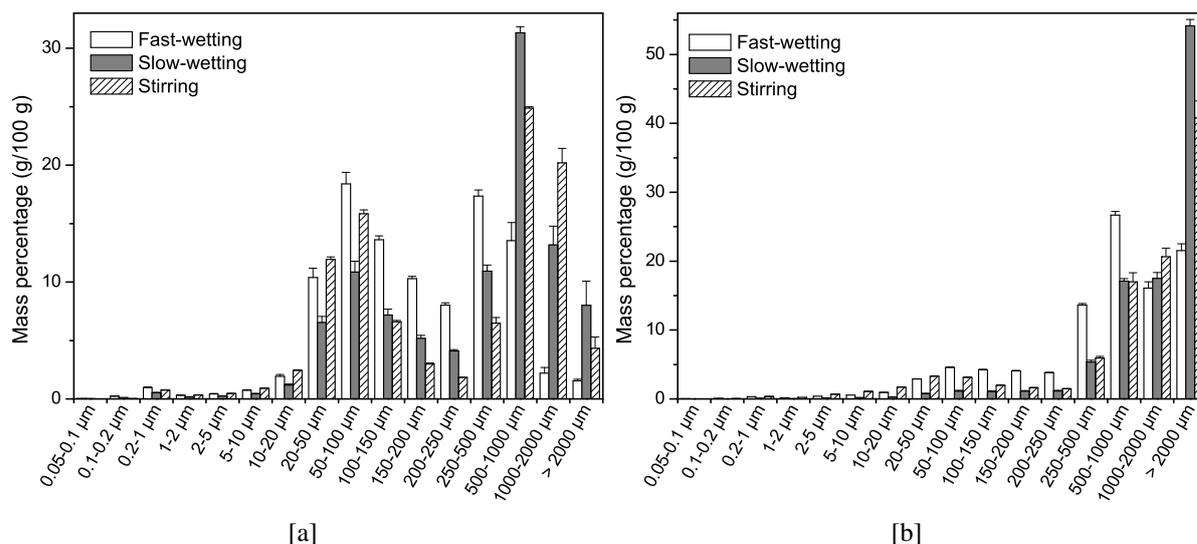


FIG. 3.5 – Fragment size distributions resulting from the three aggregate stability treatments on 3–5 mm initial aggregates for (a) the silt loam and (b) the clay loam. Standard errors are represented. The clay loam is more stable than the silt loam because of its predominant peak of coarsest fragments.

Compared to the other treatments, the fast-wetting treatment generated the highest amount of aggregates from 50 to 500 μm . Aggregates resulting from breakdown were coarser for the clay loam than for the silt loam because of the cohesiveness of clay and its smaller structural porosity. Slow-wetting treatment produced the smallest quantity of fine fragments. The stirring treatment generated the highest quantity of fine fragments < 50 μm . These fragments result from the abrasion of the periphery of aggregates (Le Bissonais, 1988) due to the mechanical energy applied during the treatment. This is a cumulative process and the quantity of fine fragments (< 50 μm) is proportional to the duration of the mechanical energy.

To resume, the differences observed in the MWDs analysis between both soils result from differences in the intensity of the breakdown mechanisms, especially due to clay content (Le Bissonais, 1988). For slow-wetting and stirring treatments, the fragment size distributions resulting from aggregate breakdown are independent from the initial aggregate size class (Figure 3.3[b]). As it is partly true for the silt loam, this independence from the initial aggregate size class is well marked for the clay loam. This statement shows characteristic signatures of soils, indeed an elementary construction of the material. Also, this shows that slow-wetting and stirring treatments on 3–5 mm aggregates correspond more to the breakdown which occurs in a seedbed with a wide range of aggregates (up to 20 mm) than the fast-wetting treatment. We assert that for soil with stability as low as the silt loam, aggregate stability treatments on 3–5 mm aggregates overestimate the stability of the real soil because they do not account for the stability of < 3 mm aggregates. This is particularly important for the fast-wetting treatment.

3.3.2 Dynamics of aggregate breakdown under rainfall simulation (AB)

As we obtained fragment size distribution for increasing cumulative rainfall values, the dynamics of aggregate breakdown was analysed by calculating an indicator of the MWD decrease. Each value of the indicator corresponds to the difference between the MWD before a rainfall simulation and the MWD at x mm of cumulative rainfall divided by x . We obtained the aggre-

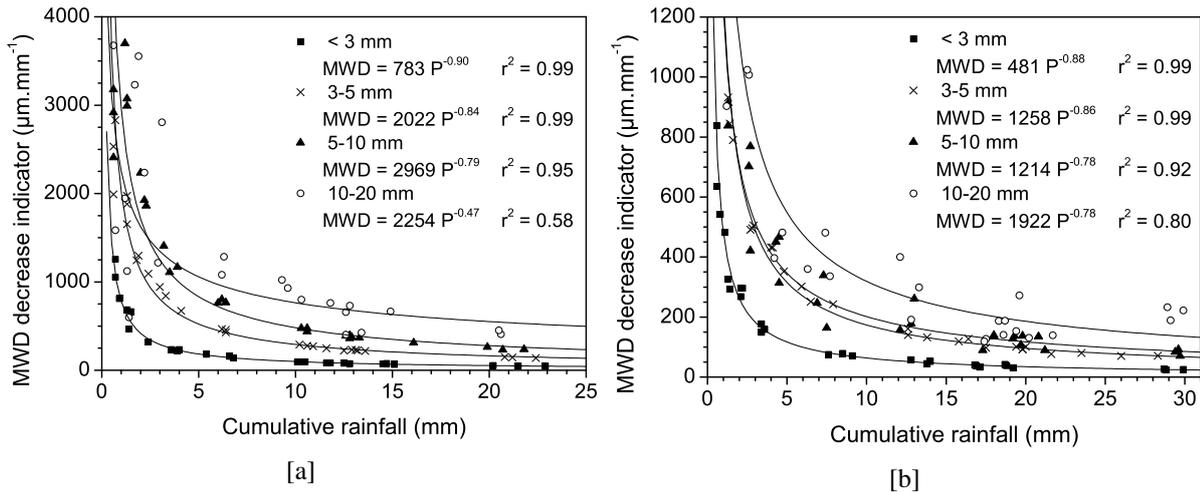


FIG. 3.6 – MWD decrease indicators during rainfall simulation for each initial aggregate size, corresponding to the decrease of the MWD at each millimetre of rainfall for (a) the silt loam and (b) the clay loam.

Tendency curves are power functions of the cumulative rainfall.

aggregate breakdown kinetics based on the mean decrease of the MWD for 1 mm of rainfall. These kinetics are similar for both soils (Figure 3.6), with two different stages during a rainfall event. The first we name “quasi-instantaneous” aggregate breakdown because of the rapid decrease of the MWDs. This rapid stage is particularly present for the silt loam, where the MWD of 3–5 mm aggregates decreases from 3500 μm to 980 μm in 3 mm of rainfall. It corresponds to a 70 % decrease of the MWD value for all the initial aggregate size classes of the silt loam. There is only a 40 % decrease for the clay loam. After 5 mm of rainfall, the second stage shows a slower decrease of the MWDs. During this last stage, the MWDs decrease for the silt loam is twice that of the clay loam.

As for the analysis of aggregate stability measurements, the MWDs have been calculated without the $> 2000 \mu\text{m}$ fraction (Figure 3.7). For the silt loam, the MWD of the fragments resulting from aggregate breakdown is higher for larger initial aggregates. For the clay loam, only the MWD of the $< 3 \text{ mm}$ class seems to be smaller than the three other classes. Statistical tests of regression coincidence were performed to determine if the models fitted for each of the four initial size classes (Figure 3.7) were significantly different. It shows that each initial aggregate size class has different breakdown dynamics, except for both largest classes of the clay loam (Table 3.1). The computation of the value $\frac{F}{F_{n_1+n_2-4}^2}$ enabled to evaluate the sensitivity of the statistics. It shows that the difference between classes in the MWD decrease is much more marked for the silt loam than for the clay loam, especially for the three largest initial aggregate size classes.

For both soils, the dynamics analysis of each fraction resulting from aggregate breakdown can be described by a power function of the cumulative rainfall variable. We can distinguish three size ranges with a specific dynamics (Figure 3.8[a]):

1. $> 2000 \mu\text{m}$: The mass percentage of this size range decreases rapidly during the first three millimetres of rainfall.
2. 250–2000 μm : During the first three millimetres of rainfall, the mass percentage of fragments increases due to the breakdown of $> 2000 \mu\text{m}$ aggregates. Then, this quantity decreases because the aggregates are themselves broken down into finer aggregates; after

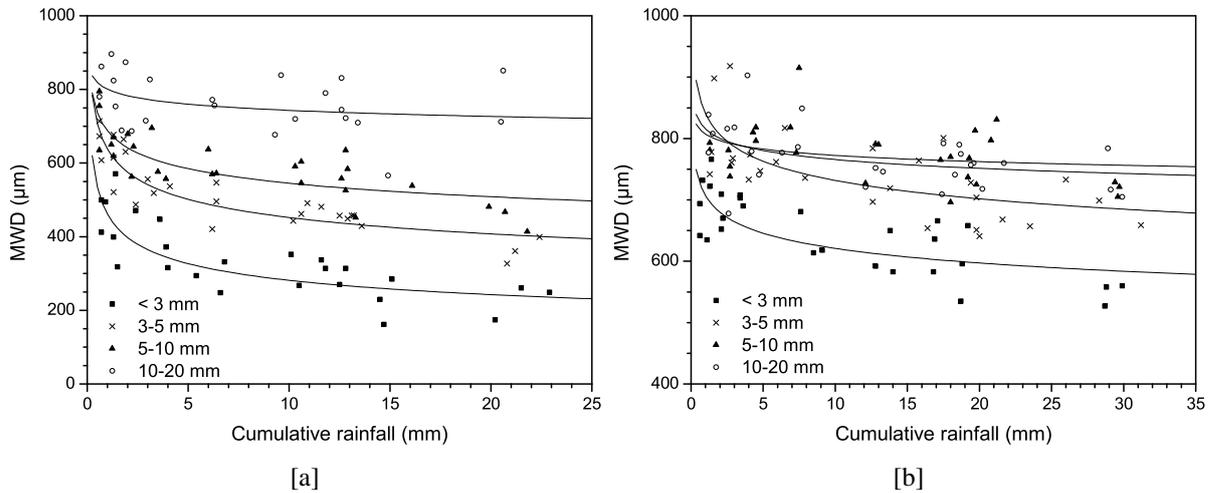


FIG. 3.7 – Dynamics of the MWDs resulting from breakdown under rainfall for (a) the silt loam and (b) the clay loam.

The MWDs are calculated without the > 2000 μm fraction. Tendency curves are power functions of the cumulative rainfall variable.

$\frac{F}{F^2_{n_1+n_2-4}}$	< 3 mm	3-5 mm	5-10 mm	3-5 mm
	3-5 mm	5-10 mm	10-20 mm	10-20 mm
Clay loam	11.12	1.85	0.09	1.22
Silt loam	18.58	5.47	14.23	33.82

TAB. 3.1 – Statistical ratios between calculated and theoretical values of the F-test at the 0.05 probability level for each size of initial aggregates.

If $F > F^2_{n_1+n_2-4}$, the two data sets are significantly different.

Ratios have only been calculated for the couples of aggregate size with close tendency curves (Figure 3.7). Differences between the four aggregate size classes are much more marked for the silt loam than for the clay loam.

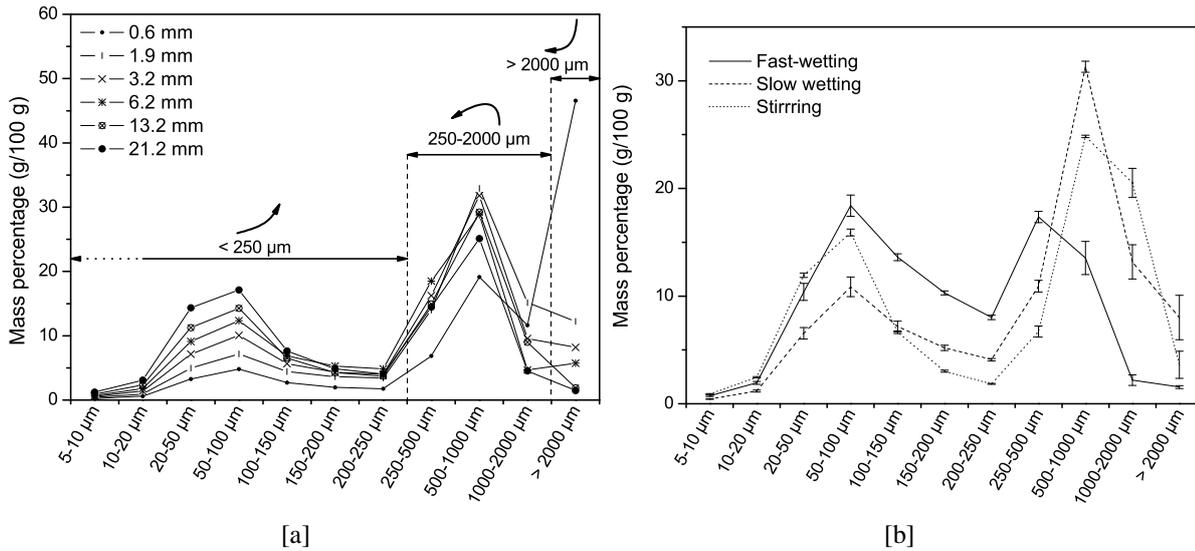


FIG. 3.8 – Fragment size distribution resulting from breakdown of 3–5 mm aggregates for the silt loam.

Comparison between size distribution of breakdown products resulting from various cumulative rainfall heights (a) and aggregate stability measurements (b). Three size ranges with specific dynamics can be distinguished (a). Standard errors are represented for each aggregate stability measurement (b).

three millimetres of rainfall, there are few $> 2000 \mu\text{m}$ aggregates remaining to be broken down into 250–2000 μm fragments.

3. $< 250 \mu\text{m}$: This size range grows because of the progressive breakdown of $> 250 \mu\text{m}$ aggregates into $< 250 \mu\text{m}$ fragments. This size range could correspond to the panel of elementary microaggregates which are put together to form the $> 250 \mu\text{m}$ macroaggregates.

3.4 Discussion

3.4.1 Comparison between AB and AS: initial aggregate size class and breakdown mechanisms

The behaviour of each soil and aggregate size class under rainfall simulation is in agreement with the results of aggregate stability measurements.

For the rainfall experiment applied to the silt loam, the MWDs calculated without the $> 2000 \mu\text{m}$ fraction are higher when the size of initial aggregates is larger. This relationship is less marked for the clay loam (Figure 3.7). We can explain this response, depending on the initial aggregate size, by considering the mechanism of micro-cracking. Actually, micro-cracking is the global result of two different mechanisms with different physical processes: differential swelling and partial slaking (Le Bissonnais, 1996). Both processes produce microaggregates of the same size and type. They involve different types of soil in terms of clay content (Chan & Mullins, 1994): as the clay content increases, partial slaking decreases and breakdown by differential swelling increases. Partial slaking is directly related to the wetting stage in the presence of air, and is particularly intense when the structural porosity is larger and also when the

clay content is low (Le Bissonnais, 1988). For the silt loam, we inferred that micro-cracking is the result of breakdown by partial slaking. As with the slaking mechanism, partial slaking is caused by the compression of air entrapped inside aggregates but at a lower rate. Because of a larger structural porosity in the silt loam and a sufficient rainfall rate, air can be trapped. For the silt loam, it explains why we obtain a gradual response for each initial aggregate size similar to the response to the fast-wetting treatment.

Furthermore, considering the rapid MWD decrease of the < 3 mm class for both soils (Figure 3.6), we can say that our rainfall simulation is destructive for the finest aggregates regardless of the soil aggregate stability. The mode of the raindrop size distribution produced by the simulator is situated at 1.4 mm diameter (78 % of the volume of rainfall corresponds to raindrops from 1 to 2 mm). The MWD of the < 3 mm class before rainfall is 1.3 mm for the silt loam and 1.4 mm for the clay loam. For both soils, the ratio $\frac{\text{Raindrop size}}{\text{Initial aggregate size}}$ is close to one. According to Le Bissonnais (1988), finest aggregates are the most vulnerable because the ratio between the volume of water brought at each instant and the pore volume is high. This shows that slaking is more present in the < 3 mm aggregate size class than in the other classes. It explains why the MWDs for the < 3 mm size class (Figure 3.7) are so low and why their decrease is so rapid (Figure 3.6).

To explain the higher resistance of the largest aggregates, we hypothesise that the clay content and/or the organic matter content increases as the aggregate size increases. During the sieving, the silt loam produced a very small quantity of 10-20 mm aggregates. The 10-20 mm aggregates we obtained were probably high in organic matter and in clay content, which possibly explains their "survival". In many studies, stable macroaggregates of cultivated soils are often enriched in total C as compared to soil microaggregates (Elliott, 1986 ; Beare et al., 1994 ; Puget et al., 1995) and in particulate organic matter (Cambardella & Elliott, 1993, 1994 ; Puget et al., 2000). Considering the clay content, Puget (1997) found that water-stable macroaggregates were not enriched in clay or silt when compared to microaggregates, the converse of the Dormaar (1983) study. To verify these hypotheses, it is necessary to measure and characterise the organic matter and clays contained in the aggregates of each initial aggregate class.

Regarding the global pattern of the fragment size distributions, we observed a relative independence of the initial aggregate size towards the fragment size distributions resulting from breakdown (Figure 3.4). In the fragment size distributions, the relative importance of each mode varies in relation to the clay content and the ratio $\frac{\text{Duration of the energy applied}}{\text{Initial aggregate size}}$. As described by Le Bissonnais (1988), clay content seems to explain differences in the MWDs of both soils. As the durations of the energy applied are the same for all initial aggregate sizes, and considering that breakdown occurs progressively from the periphery to the centre of aggregates (Le Bissonnais, 1988), it is logical to obtain a higher MWD for the coarsest initial aggregate classes, even if the MWD is expressed without the > 2000 μm fraction.

3.4.2 Comparison between AB and AS: temporal dynamics of breakdown mechanisms

The fast-wetting treatment is more destructive than the rainfall applied in the experiments AB. For both soils, the size distribution of fragments produced quasi instantaneously with the fast-wetting treatment is very different from the one obtained during the first millimetres of rainfall. Slaking, which is responsible for aggregate breakdown in the fast-wetting treatment, occurs on dried aggregates (Le Bissonnais, 1988). Thus this mechanism could happen, if it exists in our experimental conditions, only during the first millimetres of rainfall.

The clay loam yielded almost the same response for all initial aggregate size classes submitted to rainfall. This confirms that slaking is not preponderant in the global aggregate breakdown, at least in our rainfall conditions. If it were, the MWD of the four initial size classes obtained under rainfall would be different from each other, as it is so for the fast-wetting treatment. Therefore we can conclude that the global breakdown we observe under rainfall simulation corresponds to the cumulative effect of microcracking and mechanical breakdown mechanisms. These mechanisms are respectively simulated by the slow-wetting treatment and the stirring treatment.

As we can see for the 3–5 mm aggregates of the silt loam (Figure 3.8), the fragment size distribution resulting from the slow-wetting treatment is similar to the fragment size distribution obtained after 3.2 mm of rainfall. During the first three millimetres of rainfall, the microcracking mechanism is also predominant and its intensity seems to be at maximum at about 3 mm of cumulative rainfall. The fragment size distribution obtained for the stirring treatment, enriched in fine fragments around the 75 μm peak, which is typical of this treatment, is similar to the fragment size distribution obtained after 21.2 mm of rainfall.

Mechanical breakdown due to raindrop impacts plays a dominant role in wet soils because the aggregates are weaker (Le Bissonnais, 1996). The breakdown is proportional to the duration of the mechanical energy applied (Le Bissonnais, 1988). We observed differences in the quantities of fine fragments (about 75 μm) produced between the four initial aggregate size classes. For both soils, comparing the fragment size distribution obtained at the end of the rainfall simulation with the distribution obtained from the stirring treatment, we observed that the < 3 mm aggregate class produces more fine fragments under rainfall than the stirring treatment. This tendency is reversed for the 10–20 mm class. For the 3–5 mm class, results are similar for the aggregate stability measurements and the rainfall simulation. This means that the mechanical energy applied in the treatment is equivalent to the effect of 30 mm of rainfall at 30 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$. This also shows that raindrop effect is particularly important and rapid when the size of the aggregates is small. For the stirring treatment, the aggregates receive mechanical energy when they are completely wet. Under rainfall simulation, the wetting is progressive and especially slow to saturate the whole aggregate when its size is larger.

3.4.3 Relation between aggregate structural organisation and aggregate breakdown

Regarding the dynamics of each of the 16 fragment size fractions resulting from breakdown, the mass percentage of the whole < 250 μm size fractions increases during the rainfall (Figure 3.8). This means that the > 250 μm aggregates are progressively broken down into < 250 μm aggregates. Our results confirm the results of Tisdall & Oades (1982), Oades & Waters (1991), and Puget (1997), who proposed a hierarchical model of soil aggregation in which macroaggregates are made of the binding together of microaggregates. We can assume a very simple hierarchical organisation at two levels for aggregates of plowed layers of cultivated soils: microaggregates (< 250 μm) are brought together in macroaggregates (Plante et al., 2002) and progressively individualised during breakdown (Figure 3.9).

In our case, the aggregate breakdown results from physical mechanisms. Aggregates are permeated with pores of different sizes, which determine the distribution and strength of failure zones (Perfect & Kay, 1991). Physical breakdown mechanisms occur at the weakest points of aggregate structure. For a given energy input, the probability of aggregate failure increases with increasing aggregate size (Marshall & Quirk, 1950 ; Coughlan et al., 1973). This probability changes with the concentration of stabilizing materials present (Kay et al., 1988). It would

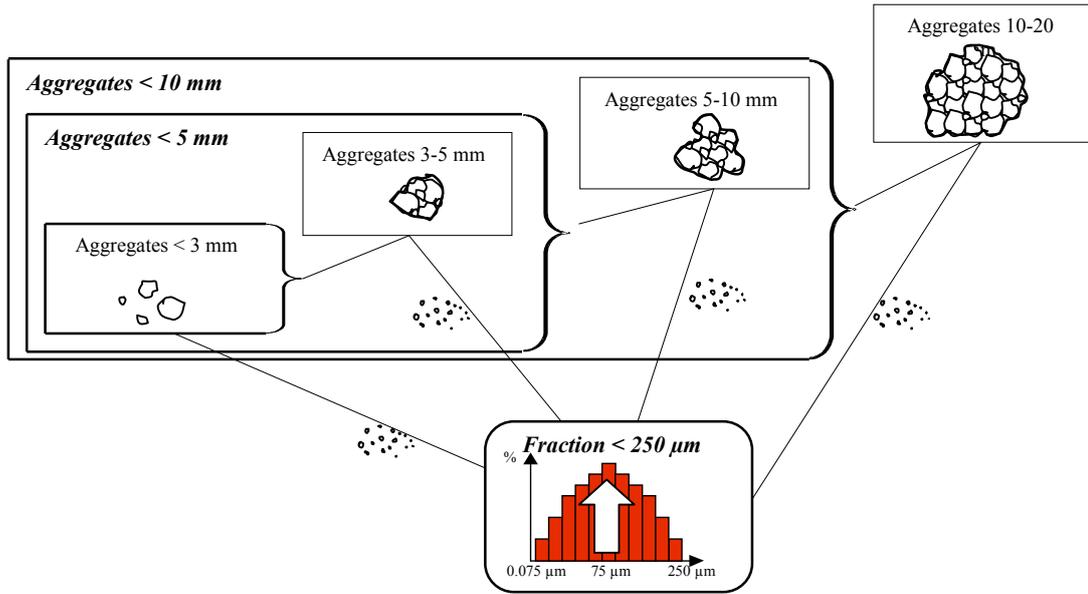


FIG. 3.9 – Relationship between aggregate breakdown and aggregate structural organisation of plowed layers of cultivated soils. Macroaggregates ($> 250\ \mu\text{m}$) are made of the construction of microaggregates ($< 250\ \mu\text{m}$). This schema could explain the dynamics of the $< 250\ \mu\text{m}$ fraction which is enriched during rainfall.

have been completely different if breakdown was caused by chemical mechanisms because the dispersion occurs at the elementary particle scale. For both soils, we obtained a continuous enrichment in $< 250\ \mu\text{m}$ aggregates during rainfall. We can conclude that the aggregate structure of both soils is made of the binding together of $< 250\ \mu\text{m}$ aggregates. We can also consider that the energy applied during our rainfall simulations corresponds to the energy required to break down coarse aggregates in $< 250\ \mu\text{m}$ aggregates.

3.4.4 Assessment of soil detachment dynamics based on aggregate stability measurements

The hierarchical model of soil aggregation allows the categorisation of the dynamics of the 16 size fractions i into two size ranges. The $> 250\ \mu\text{m}$ size range, which total mass percentage decreases during the rainfall p , includes the four superior fractions. This total mass percentage can be written as $\sum B_j$ with $j = 1, \dots, 4$. The total mass percentage corresponding to the $< 250\ \mu\text{m}$ size range can be written as $\sum B_k$ with $k = 5, 6, \dots, 16$. B_k increases during the rainfall. Thus the equation for the conservation of sediment mass percentage in fragment size fractions j and k can be written as:

$$\sum_1^4 B_j(p) + \sum_5^{16} B_k(p) = 1. \quad (3.4)$$

Considering that the three mechanisms (slaking, microcracking, and mechanical breakdown) reproduced by the three aggregate stability treatments are dominant at different times during a rainfall event (Figure 3.10), we propose the equation 3.5 which gives the mass percentage B_i of fragments of each of the 16 size fractions i available at p millimetres of cumulative rainfall:

$$B_i(p) = \alpha [\text{Fast-wetting}]_i(p) + \beta [\text{Slow-wetting}]_i(p) + \chi [\text{Stirring}]_i(p) \quad (3.5)$$

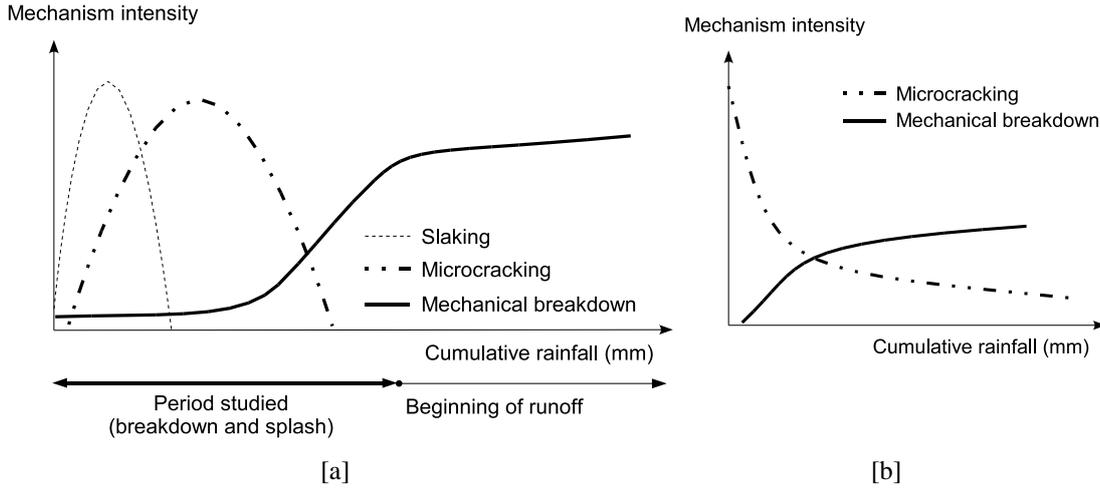


FIG. 3.10 – *Theoretical schemas of organisation and evolution of aggregate breakdown mechanisms.*

(a) represents the supposed predominance of each of the three physical mechanisms responsible for breakdown at specific moments of a rainfall event. (b) corresponds to the simplified schema of what we really observe during the rainfall simulations at 30 mm.h^{-1} .

where α , β , and χ are constants.

Results obtained for aggregate stability measurements showed that the fast-wetting treatment was very destructive. This means the fragment size distributions obtained from the fast-wetting treatment do not correspond to the size distribution of fragments resulting from aggregate breakdown under a 30 mm.h^{-1} rainfall rate (Figure 3.8). The slaking process, which is simulated by the fast-wetting treatment, would probably be present and predominant during the first millimetres of rainfall for higher rainfall intensities (Concaret, 1967). In this case, we would have a better explanation of the fragment size distribution obtained under rainfall with the fast-wetting treatment variable. This would be also true for larger raindrops such as those observed during heavy storms. In our case, the dynamics of soil detachment is modelled without the first term of the equation 3.5, using only the slow-wetting and stirring treatments, as represented in Figure 3.10[b]. Dynamics are modelled with power functions of the rainfall variable as:

$$B_i(p) = [\text{Slow-wetting}]_i m p^n + [\text{Stirring}]_i r p^s \quad (3.6)$$

where $[\text{Slow-wetting}]_i$ and $[\text{Stirring}]_i$ are the percentage of the fraction i obtained for each aggregate stability treatment, p the cumulative rainfall, m , n , r and s are constants characteristic of each soil.

As the fragment size distributions resulting from breakdown are qualitatively independent from the size of initial aggregates, numerous applications were performed on 3–5 mm aggregates to verify the coherence of the above model (Figure 3.11). The values of the m , n , r and s parameters have been optimised for each soil by minimising the distance

$$\sum_{i=1}^{16} (B_i \exp(p) - B_i \text{mod}(p))^2 \quad (3.7)$$

with $B_i \exp$ the experimental value of the mass percentage of a fraction i , and $B_i \text{mod}$, the value of the mass percentage of a fraction i calculated with equation 3.6. We obtained excellent coefficients of correlation for both soils, as presented for the silt loam in Figure 3.11. These first results show it is possible to express the aggregate breakdown B_i on the basis of aggregate

stability measurements. It makes it possible to know the size distribution of fragments available to be transported by splash or runoff (Figure 3.1) for various cumulative rainfall values, from the fragment size distribution obtained with the aggregate stability measurements.

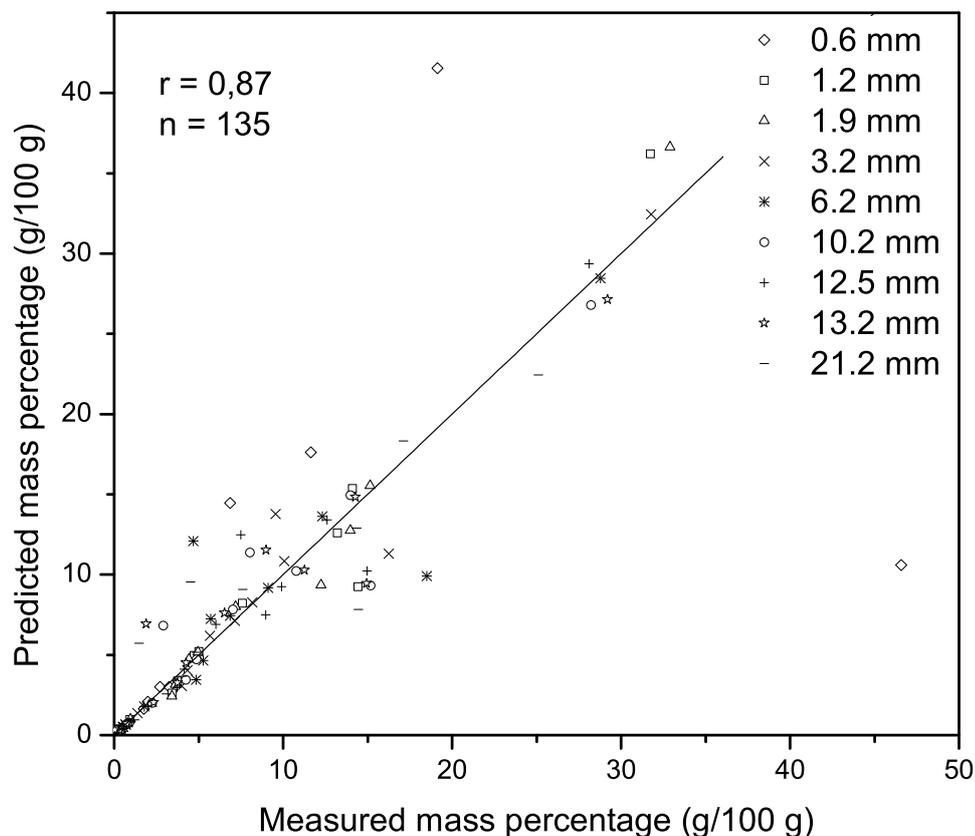


FIG. 3.11 – Evaluation of the model mass percentage predictions for 3–5 mm aggregates of the silt loam.

$r = 0.90$ for the clay loam.

Rainfall experiments have been performed at a $30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ rainfall rate. In equation 3.6, dynamics is modelled with the rainfall variable in terms of cumulative rainfall. It doesn't take the rainfall intensity into account. Variable as the rainfall energy, coupling cumulative rainfall and rainfall intensity, would certainly describe more generally the aggregate breakdown dynamics. The relevance of the fast-wetting treatment in soil detachment modelling has to be tested for higher rainfall intensities. It would be interesting to determine ranges of rainfall rate where combinations of the three aggregate stability treatments describe correctly the fragment size distribution dynamics of breakdown products. Complementary experiments could also be performed on other types of soils in order to assess the validity range of this model. Variables as clay content could certainly be used to explain the differences in the parameters values between both soils (Meyer, 1981).

3.5 Conclusion

The objective of this paper was to show how aggregate stability measurements could be used as variables in modelling the first step of the interrill erosion process: the aggregate breakdown which produces particles available to be transported.

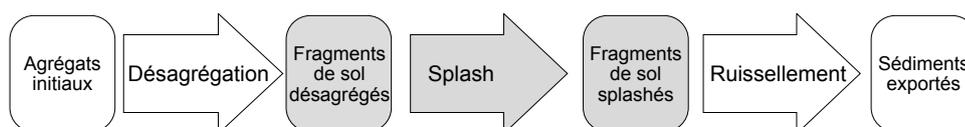
We showed that the fragment size distribution resulting from breakdown were quasi-identical for the four initial aggregate size class, showing that the same mechanisms were involved. The differences observed from one class to another resulted essentially from the duration of these mechanisms while the differences between soils were in terms of the intensity of the breakdown mechanisms.

Another point was that the fragment size distribution obtained with the aggregate stability measurements were similar to these obtained under rainfall experiments. The gradual response obtained for various cumulative rainfall values was due to the relative magnitude of the different physical mechanisms simulated by the three aggregate stability treatments.

Then we identified a similar structural organisation of aggregates from plowed layers for the clay loam and the silt loam. The macroaggregates are made of the construction of $< 250 \mu\text{m}$ microaggregates, which progressively come off at the weakest point of the aggregate structure under rainfall action.

These statements allowed to express the dynamics of aggregate breakdown B_i under rainfall on the basis of the fragment size distributions resulting from the aggregate stability measurements described by [Le Bissonais \(1996\)](#). This aggregate breakdown model could be completed with temporal data of fragment size distributions of splashed fragments or sediments transported by overland flow. This should enable the evaluation of the selectivity of the mobilisation and transport processes, and to develop a global model of sediment transfer in interrill erosion.

Mise en mouvement et transfert par l'impact des gouttes



Résumé

Dans ce chapitre, le splash est abordé en tant que processus de mise en mouvement et de transfert des fragments de sol.

La distribution spatiale des fragments de sol mobilisés par l'impact de la pluie est tout d'abord examinée à la lumière d'un modèle numérique et de résultats expérimentaux. Cette première analyse montre que la théorie de distribution spatiale du splash développée par [van Dijk et al. \(2002\)](#) est valide pour des fragments de sols agrégés. L'analyse des distances de transfert par splash fait apparaître que cette variable est dépendante de la taille des fragments mobilisés mais qu'elle est peu fonction du type de sol.

Dans un second temps, les résultats obtenus sur les distances de transfert par splash sont appliqués pour analyser les données de mise en mouvement. Un bilan de la mobilisation par l'impact des gouttes est réalisé en comparant les stocks de fragments de sol désagrégés et mis en mouvement. Cette approche montre que l'impact des gouttes de pluie met préférentiellement en mouvement les fragments de taille comprise entre 50 et 1000 μm . La dynamique temporelle de la mise en mouvement est mise en parallèle avec la dynamique de la désagrégation, l'évolution des états de surface et du ruissellement.

4.1 Distances de transfert ¹

4.1.1 Introduction

Raindrop impact has been recognised for long as a major erosive agent (Ellison, 1944, 1947 ; Free, 1952). The impact of raindrops on soil surface leads to rearrangement of soil surface structure with aggregate breakdown and crust formation (e.g. McIntyre, 1958b ; Boiffin, 1984 ; Moss, 1991a ; Le Bissonnais, 1996), and to movement initiation and transfer of soil fragments (e.g. Ellison, 1944 ; Moss & Green, 1983 ; Chaplot & Le Bissonnais, 2000).

Two approaches of movement initiation by splash can be distinguished. The first one considers the pressures of a vertical impact and the resulting wave that propagates in the soil. Nearing (1987) developed a model to calculate this vertical pressure, and showed it increases dramatically as the soil is closer to saturation. As a consequence, the impact pressure at saturation is high enough to make the soil liquefying. Following Nearing's model, the water originating from the raindrop could mix with particles detached during soil liquefaction, leading to sediment-laden splashed droplets. The second approach analyzes the behavior of a soil particle struck by a raindrop (Park et al., 1982). According to the latter, there should be a direct transmission of kinetic energy from the falling drops to the soil particles.

Neither the relative importance of these two theories, nor their field of application have been evaluated. However and, for subjective reasons, the "vertical" point of view is mostly used as a framework for studies dealing with aggregate breakdown and crust formation (e.g. McIntyre, 1958b ; Boiffin, 1984 ; Moss, 1991a ; Le Bissonnais, 1996) while the "stoke" point of view is mostly in the mind of those working on splash transport (e.g. Ellison, 1944 ; Moss & Green, 1983 ; Planchon et al., 2000).

Recently, movement initiation and transport by raindrop impact have been merged in a more general theory. Van Dijk et al. (2002) hypothesized that the mass transported horizontally by splash from a given source point decreases exponentially with the distance. Their equation (Eq. 4.2), named the Fundamental Splash Distribution Function, has only two parameters: the movement initiation flux, which describes the detachment, and the average splash length, which describes the range of splash transfer. They showed this equation is able to explain the discrepancies between published distances of transport by splash due to the use of a variety of splash trays.

Detachment rates have been widely studied and related to rainfall kinetic energy, soil type, grain size (de Ploey & Savat, 1968 ; Quansah, 1981 ; Sharma et al., 1991) and the thickness of the water layer at the soil surface (Moss & Green, 1983 ; Kinnell, 1991 ; Malam Issa et al., 2003). Length of transport by rainsplash have been related to slope gradient (Savat, 1981 ; Planchon et al., 2000) and grain size (Poesen & Savat, 1981). In the specific case of non cohesive sand, the smaller are the particles, the longer is the average splash length. Wainwright et al. (1995) applied this result in a numerical model by the mean of a function of redistribution whose parameters are dependants on the size fraction. Their model was used to explain the formation of desert pavements in Arizona by a differential splash transport. Little is known however on the possible extension of this result to aggregated materials, where colloidal forces between particles may interfere with the transportation process itself.

This article reports an experimental study of sediment transfer by splash in the case of aggregated soils. To perform this study, a dedicated splash sampler has been set up. It allows

1. Ce sous-chapitre est constitué d'un article en préparation pour *Soil Science Society of America Journal* — Leguédois S., Planchon O. et Legout C. Splash projection distance in aggregated soils: Consequences on the theory of rainsplash.

the collection of aggregates splashed at specific distances from a 4.8-cm source submitted to simulated rainfall. We confronted our results with the van Dijk's equation (van Dijk et al., 2002) by the mean of a numerical model. This article presents the splash sampler, the numerical model and the comparison of measured and simulated data. Van dijk's equation is then applied separately to each category of particle size, leading to the adjustment of the average splash length for each soil fraction. The significant discrepancies between our results and published data lead to a new description of splash movement initiation and transfer where both the vertical pressure-driven point of view and the lateral stoke-driven point of view are combined.

4.1.2 Materials and methods

4.1.2.1 Soils

The materials chosen for this study are four cultivated soils with various sensitivities to erosion. Their general characteristics are reported in Table 4.1. The silt loam was formed from aeolian deposits of the Western part of the Paris Basin (Normandy, France), which is a zone very sensitive to water erosion. The clay loam was formed from a marly molass of the Basin of Aquitaine (Lauragais, France). The silty clay loam is a cryoclastic limestone coming from a region without interrill erosion problems (Beauce, France). The sand is a ferruginous tropical soil from Senegal, poorly aggregated, with high susceptibility to crusting (Valentin, 1994). After dry sieving, 3-to-5 mm aggregates from each soil were selected for experiments.

Soil	Silt loam	Clay loam	Silty clay loam	Sand
<u>Composition (g/1000 g)</u>				
Clay	112	360	354	11
Fine silt	147	231	305	20
Coarse silt	449	154	305	37
Fine sand	287	134	19	370
Coarse sand	5	121	17	562
Organic matter	20	18	24	7
<u>Rainfall simulations</u>				
Duration (min)	60	90	90	45
Number of runs	5	5	3	6

TABLE 4.1 – *Soils and rainfall events characteristics.*

4.1.2.2 Splash sampler

The amount and the spatial distribution of soil transported by splash were assessed with a splash rings device. The splash device consisted of a central source area of 4.8 cm in diameter surrounded by seven adjacent concentric rings with diameters up to 90 cm (Figure 4.1). The first and the last rings were not used for measurement because of experimental artifacts. The inner ring was not perfectly protected from rainfall so that sediments collected there could be lost by secondary splash. The outer ring was delimited by a vertical piece of plastic. So the soil fragments that would normally be deposited outside the device were collected with the soil fragments of the outer ring.

A sufficient infiltration was ensured in the central area to avoid pounding water. This source area was initially filled with about 5 g of 3-5 mm soil aggregates. The aggregates were submitted

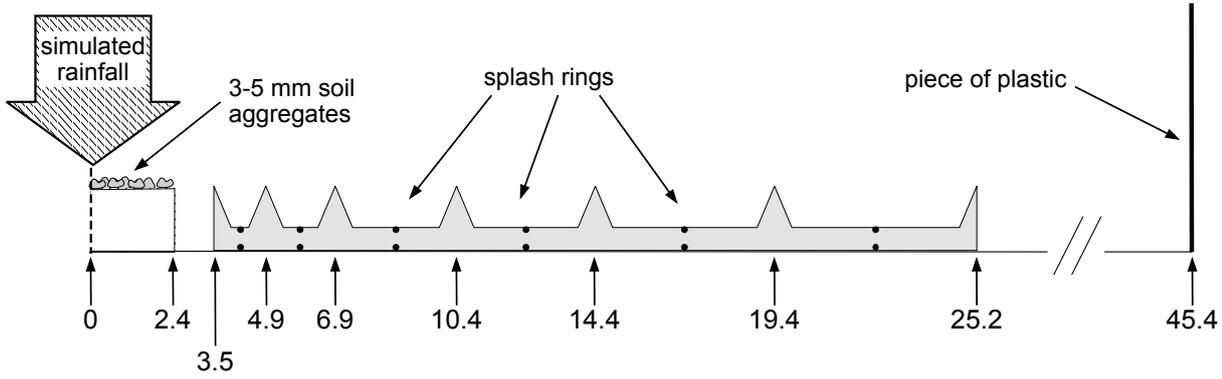


FIG. 4.1 – Schematic side view of the half of the splash sampler.
All measurements are in cm and their origin is 0, the centre of the device.

to a simulated rainfall of 28.9 mm.h^{-1} (standard deviation = 0.8 mm.h^{-1}). The characterization of the rainfall with an optical spectro-pluviometer (Salles & Poesen, 1999) gave a kinetic energy of 17 J.mm^{-1} and a median raindrop diameter of 1.4 mm . The amount of rain applied for each soil was decided by the operator in order to get enough soil in each ring. The soil sample was renewed about every 30 mm of rainfall to guaranty steady soil surface conditions in all cases. Details are summarized in Table 4.1.

4.1.2.3 Fragment size distribution measurements

The soil fragments collected in each ring were sieved in ethanol at 2000 , 1000 , and $500 \mu\text{m}$, oven dried and weighted. Prior to be dried, the fraction $< 500 \mu\text{m}$ was analyzed by a laser diffraction sizer which gave the volume distribution of 13 sub-fractions. Volume distributions were converted into masses by using the same bulk density for the whole fraction. The masses of these 16 fractions was then expressed as mass distributions.

Equation 4.1 gives the deposited mass of splashed soil fragments per unit of radial distance and per millimeter of rainfall or the radial density of deposition flux:

$$m_i(r) = \frac{M_i}{dp} \quad (4.1)$$

where $m_i(r)$ (in $\text{g.m}^{-1}.\text{mm}^{-1}$) is the mass of soil fragments M_i (in g) which have been deposited in a ring i of a given width d (in m), at a radial distance r (in m) from the center of the device and for a given amount of rainfall p (in mm).

4.1.2.4 Numerical model

Following van Dijk et al. (2002) we consider that equation 4.2 describes the splash flux $m_{point}(r)$ (in $\text{g.m}^{-4}.\text{mm}^{-1}$, i.e. mass per unit source area, per unit target area, and per millimeter of rainfall) that arrives at a radial distance r from the source.

$$m_{point}(r) = \frac{\mu}{\Lambda 2\pi r} \exp\left(-\frac{r}{\Lambda}\right) \quad (4.2)$$

where Λ (in m) is the average splash length, that is, the mass-weighted average radial distance over which the particles are splashed, and μ (in $\text{g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$, i.e. mass per unit source area and per millimeter of rainfall) is the flux of movement initiation. Equation 4.2 is the Fundamental Splash Distribution Function of van Dijk et al. (2002) where μ , and subsequently the result $m_{point}(r)$, are expressed per millimeter of rainfall.

Equation 4.2 cannot be analytically integrated for a non-point source. The following paragraph describes the numerical model used to integrate equation 4.2 over the geometry of our sampler.

The numerical application of equation 4.2 to a non-point source is the convolution of two grids \mathcal{A} and \mathcal{B} , where \mathcal{A} is given the values of equation 4.2 with $\mu = 1$ while \mathcal{B} is the actual map of μ values, which were set to one inside the splash cup and to zero elsewhere. The FFTW² library (Frigo & Johnson, 1998) has been used to compute the convolution using Fast Fourier Transforms in 2D. The cell size was 1 mm. The model takes benefit of the radial symmetry of the experimental pattern to shorten the required grid size. Set this way, the mass budget of the model is precise at more than 0.1 %. Since FFTW library is very fast (about some seconds to run the model with a personal computer), the only limitation for a better mass budget is the available memory in the computer (up to 24 Megabytes were used for our simulations).

4.1.3 Results and discussion

4.1.3.1 Spatial distribution simulated for a non-point source

Figure 4.2 represents the simulated radial density of deposition flux $m(r)$ of splashed material at a radial distance r from the center of a source area. The simulation was conducted for a source area of the same diameter than the experimental source, i.e. 4.8 cm, and for a range of average splash lengths Λ . The values of the average splash lengths were chosen in order to cover the range of values found in literature. The methods used to determine average splash length differ with authors but the values range between 1 cm and 30 cm (Poesen & Savat, 1981 ; Savat, 1981 ; van Dijk et al., 2003). The simulations conducted for average splash lengths less than 4 cm have shown that the geometry of our splash device does not permit to collect enough material because most of the splashed material is deposited inside the source. For this reason the splash spatial distributions for average splash length less than 4 cm are not considered in the following.

Whatever the average splash length, the simulated spatial distribution of $m(r)$ shows two parts: (i) an increase inside the source area that is due to the increase of the rim perimeter with radial distance; (ii) a decrease in the collecting area, for a radial distance larger than 2.4 cm. In the collecting area, the values of $m(r)$ seem to follow an exponential decrease, and so have been fitted to the following equation:

$$m(r) = a \exp\left(-\frac{r}{b}\right) \quad \text{with } b > 0. \quad (4.3)$$

The fit has been performed in two steps. First the values of $m(r)$ have been transformed into logarithms and then fitted to the following linear model:

$$\ln(m(r)) = A - Br \quad \text{with } A = \ln(a) \quad \text{and } B = \frac{1}{b}. \quad (4.4)$$

The parameters of this linear regression are presented in Table 4.2. Highly significant determination coefficients were obtained for this fit.

As we can see in examining Figure 4.2, the spatial distribution of $m(r)$ does not exactly follow an exponential decrease for the first inner centimeters of the virtual collecting area. The spatial distribution of the residuals presented on Figure 4.3, shows larger values for a radial distance less than 5 cm. This deviation between the fitted exponential decrease and the simulated values increases as the distance from the source border decreases. In the vicinity of source

²FFTW is ©2003 Matteo Frigo and Massachusetts Institute of Technology. It is distributed as free software under GNU license. See www.fftw.org for license details and source downloads.

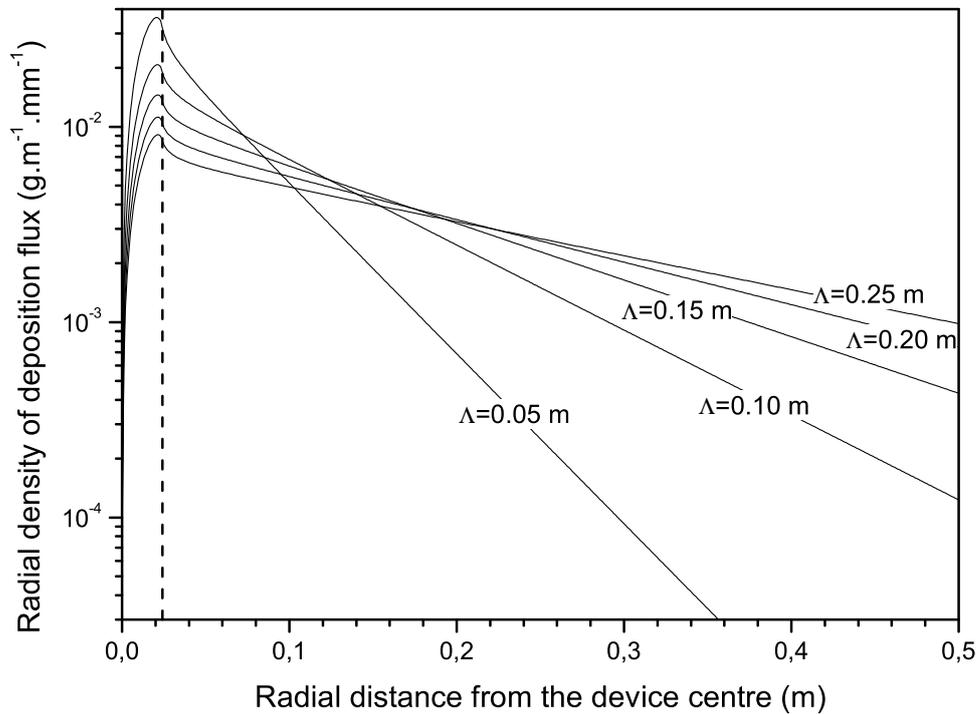


FIG. 4.2 – Spatial distribution of the radial density of splash deposition flux simulated for a 2.4-cm-radius non-point source and for a range of average splash lengths (Λ)
The vertical dot line represents the source area border. The resolution step of the simulation is 1 mm.

Λ 10 ⁻² m	$\ln(a) \pm \text{std. er.}$	$b \pm \text{std. er.}$ 10 ⁻² m	R^2
5	-10.135 ± 0.003	4.949 ± 0.004	0.99982
10	-10.886 ± 0.001	9.950 ± 0.003	0.99992
15	-11.306 ± 0.001	14.953 ± 0.003	0.99995
20	-11.599 ± 0.001	19.952 ± 0.003	0.99996
25	-11.826 ± 0.001	24.953 ± 0.003	0.99997

TAB. 4.2 – Parameters of the exponential decrease fitted to the simulated splash spatial distribution.

Λ : average splash length input in the model

a and b : parameters of the fitted exponential decrease (see equation 4.3)

R^2 : determination coefficient of the linear regression (see equation 4.4)

area more soil fragments are splashed. This is a boundary effect. On Table 4.2, we can see that the values for Λ and b are nearly the same. The correlation between these two parameters, conducted for values of Λ ranging between 0.04 to 0.25 m, i.e. 22 values, gives a Pearson coefficient equal to 1. So, we assert that:

$$\Lambda = b = \frac{1}{B} \quad (4.5)$$

and that the spatial distribution of $m(r)$ has the following form:

$$m(r) = a \exp\left(-\frac{r}{\Lambda}\right). \quad (4.6)$$

This equation is close to the Fundamental Splash Distribution Function (Eq. 4.2) proposed by van Dijk et al. (2002) and used in the numerical model to describe the splash spatial distribution for a point-source.

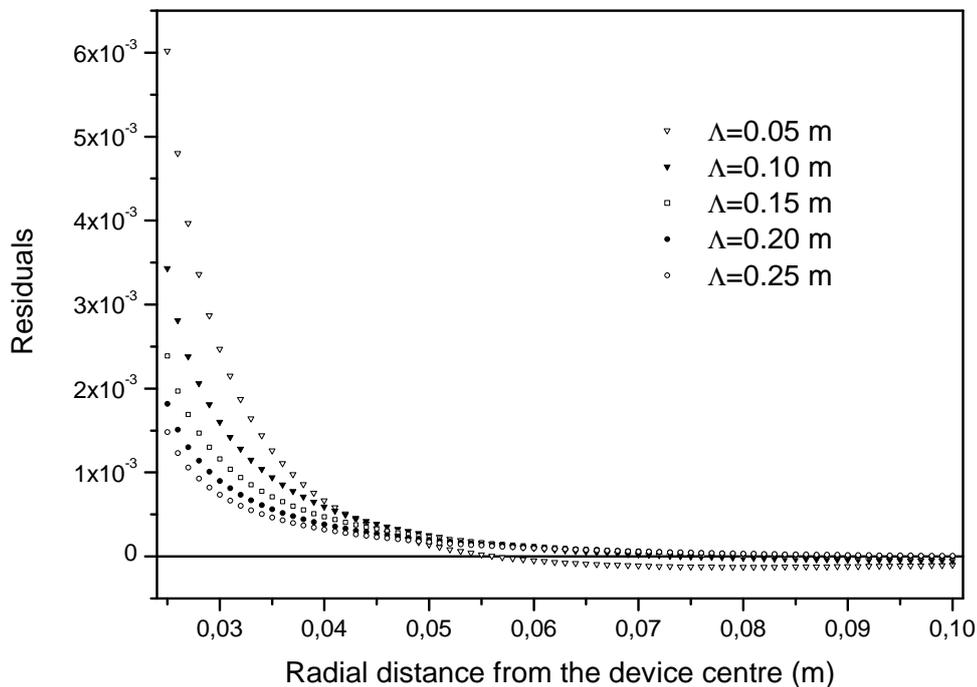


FIG. 4.3 – Residuals of the fit of the simulated splash spatial distribution to an exponential decrease for the virtual collecting area.

These residuals are the differences between the $m(r)$ values obtained by simulation and the $m(r)$ values computed with the exponential model (Eq. 4.3).

The analysis of the splash spatial distribution simulated for a non-point source of 4.8 cm in diameter suggests that the effect of the source area is limited to the first centimeters of the collecting area. For a radial distance long enough, the source may be considered as a point. Practically, this means that average splash lengths more than 4 cm can be exactly computed with our collecting device presented in paragraph 4.1.2.2.

The measured spatial distributions of $m(r)$ for the whole size fractions of the four tested soils (Legout et al., 2003) are in accordance with the simulated splash spatial distribution. As shown on Figure 4.4 these spatial distributions fit very well to an exponential decrease. The higher values of the first inner centimeters are not visible here probably because the analyzed collecting area starts for a radial distance of 4.9 cm.

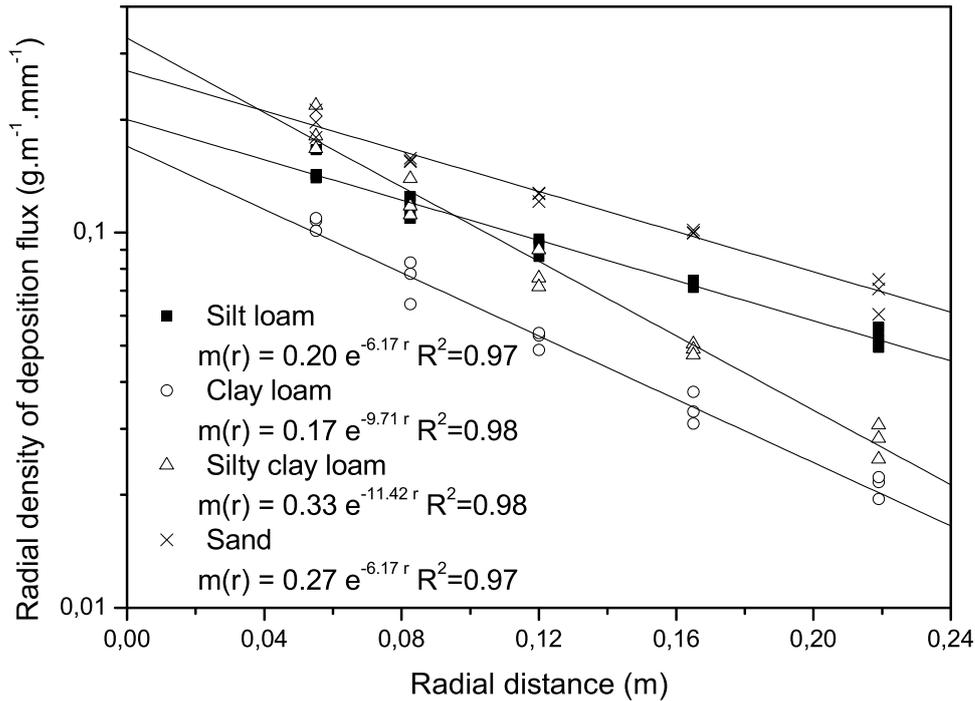


FIG. 4.4 – Spatial distribution of the mean radial density of splash deposition flux measured for four soils.

R^2 is the coefficient of determination.

4.1.3.2 Collected size fractions

Whatever the soil considered, nearly all the studied size fractions have been splashed into the whole collecting device., i.e. for radial distances ranging from 3.5 to 45 cm. Only some size fractions have not been collected significantly. Either they have not been detected at all — size fractions noted “n. d.” in Table 4.3 — or too few soil fragments have been collected to be considered as significant — size fractions noted “*” in Table 4.3. These size fractions are the same for all the studied soils. They are the finest and the coarsest fractions, i.e. size fractions 0.05–0.1 μm , 0.1–0.2 μm and > 2000 μm (Table 4.3). One more fraction has not been collected for the sand: the 1000–2000 μm size fraction.

The non-collection of these size fractions can be due to three causes. Firstly, if the average splash length of these size fractions is too short they would not be collected. As explained in section 4.1.3.1, the geometry of the splash device is not designed to collect significantly material with average splash length less than 4 cm. Secondly, the size fraction may be lacking from the initial pool of soil fragments that can be put in motion by splash. In these conditions, the splash is limited by the initial stock. Thirdly, the splash may be not enough competent to remove these size fractions. The forces exerted by splash would be too low compared to the gravity force for the heavy coarse fragments or to the cohesion forces for the finer fragments. The transfer by splash is then energy-limited.

So, the absence of several size fractions may be explained either by a average splash length limitation, or stock limitation, or by a splash energy limitation.

4.1.3.3 Measured splash spatial distribution

For most of the collected size fractions, the spatial distributions of radial density of deposition flux follow an exponential decrease as it is shown on Figure 4.5[b] for the silt loam. The radial densities of splash deposition flux computed following equation 4.1 have been fitted to an exponential decrease with the same method as presented in a previous section (§ 4.1.3.1). The values of the three replications have been used, and so, there were 15 values for each fit. The determination coefficients of all these fits are summarized in Table 4.3.

Fraction	Silt loam		Clay loam		Silty clay loam		Sand	
	$\Lambda \pm$ std. er.	R^2						
	10^{-2} m		10^{-2} m		10^{-2} m		10^{-2} m	
0.05–0.1 μm	n.d. ¹		n.d.		n.d.		* ²	
0.1–0.2 μm	*		*/ n.d.		n.d.		*	
0.2–1 μm	15.6 \pm 1.4	0.92	7.7 \pm 1.9	0.56	9.4 \pm 1.9	0.67	23.7 \pm 17.0	0.13
1–2 μm	15.0 \pm 1.5	0.88	9.0 \pm 1.5	0.72	9.4 \pm 1.4	0.77	17.3 \pm 5.6	0.43
2–5 μm	12.9 \pm 1.8	0.80	7.6 \pm 1.2	0.75	9.3 \pm 1.4	0.76	14.4 \pm 7.0	0.25
5–10 μm	12.5 \pm 1.7	0.81	7.5 \pm 1.1	0.77	8.7 \pm 1.3	0.78	12.9 \pm 5.6	0.29
10–20 μm	12.5 \pm 1.5	0.83	7.9 \pm 1.1	0.80	8.4 \pm 1.1	0.83	14.9 \pm 5.5	0.36
20–50 μm	15.3 \pm 1.3	0.91	8.8 \pm 1.2	0.80	9.1 \pm 1.1	0.84	14.7 \pm 2.7	0.70
50–100 μm	19.5 \pm 1.8	0.90	11.2 \pm 1.4	0.83	12.5 \pm 1.7	0.81	21.0 \pm 2.3	0.86
100–150 μm	21.4 \pm 2.4	0.86	16.6 \pm 1.9	0.86	22.5 \pm 5.3	0.58	21.7 \pm 1.5	0.94
150–200 μm	18.8 \pm 3.0	0.76	18.4 \pm 3.4	0.69	22.0 \pm 6.0	0.51	19.5 \pm 0.9	0.97
200–250 μm	16.9 \pm 2.4	0.79	17.4 \pm 3.0	0.72	18.7 \pm 3.6	0.68	18.1 \pm 0.6	0.98
250–500 μm	18.5 \pm 1.9	0.88	15.7 \pm 1.9	0.84	15.5 \pm 1.3	0.92	13.7 \pm 0.3	0.99
500–1000 μm	15.4 \pm 1.5	0.89	10.3 \pm 0.4	0.98	8.3 \pm 0.3	0.98	10.7 \pm 1.3	0.85
1000–2000 μm	5.5 \pm 0.5	0.89	4.8 \pm 0.3	0.95	4.2 \pm 0.3	0.93	n.d.	
> 2000 μm	n.d.		n.d.		*		n.d.	

¹n.d. : None soil fragment detected or sieved.

²*: Only few soil fragments detected.

TAB. 4.3 – Determination coefficients, R^2 , of the fit of the measured radial density of splash deposition flux for each collected size fractions to the equation 4.3.

The spatial distribution with radial distance is well described by an exponential decrease. The majority of the determination coefficients obtained for these fits are significant and more than 0.70 (Table 4.3). Only the size fractions between 0.2 and 20 μm for the sand soil show a bad fit with determination coefficients less than 0.50. This bad fit is due to a high variation of values between the replicate experiments as shown on Figure 4.5[a]. The very low quantity of soil fragments with the size of clay or silt is probably the cause of non-significant and non-representative measurements with laser diffraction. Determination coefficients lower than 0.70 have also been obtained for the clay loam and the silty clay loam. As for the sand, the bad fits are due to the variation of three replicates set of values.

Figure 4.5[b] shows the fitted exponential decreases and the experimental data for some representatives fractions collected during the replicates performed with the silt loam. As we observed, for example, for the 2–5 and 20–50 μm size fractions, the spatial distribution of the radial density of deposition fluxes shows often a rapid decrease for the two first rims at 5.5 and 8.25 cm of radial distance. This rapid inner decrease is steeper than the whole decrease observed

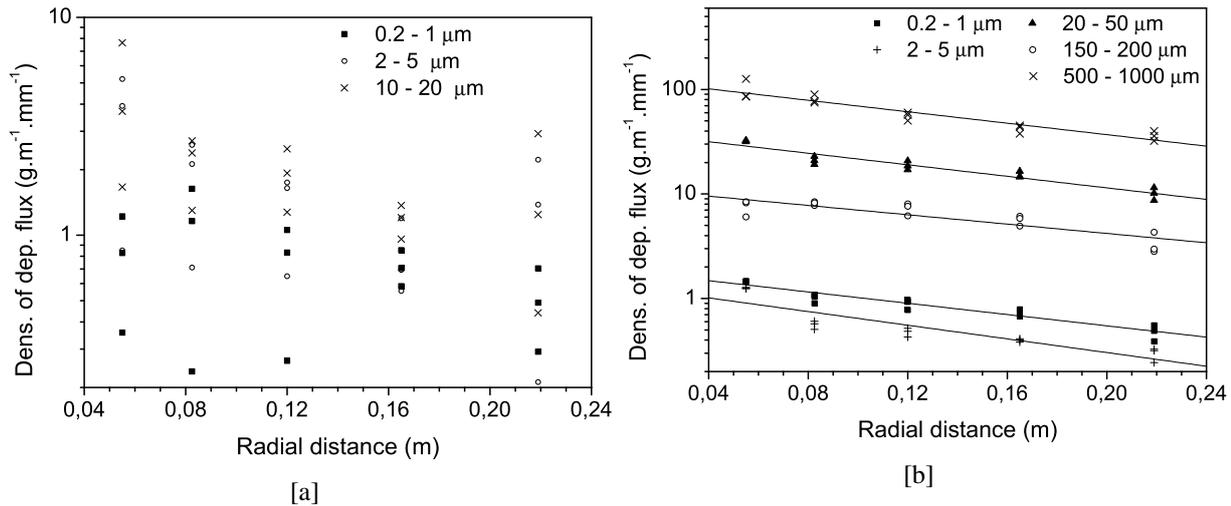


FIG. 4.5 – *Spatial distribution of the mean radial density of splash deposition measured for some fractions of the sand (a) and the silt loam (b). The curves are the fitted exponential decreases.*

for the rest of the collecting area. In fact this behavior has been noted for the following size fractions:

- from 1 to 50 μm for the silt loam,
- from 0.2 to 100 μm for the clay loam,
- and from 0.2 to 50 μm for the silty clay loam.

This rapid inner decrease may be due to the border effect of the non-point source. The simulation performed with the numerical model has shown such a behavior: the spatial distribution of the radial density of deposition flux does not follow an exponential decrease for the first inner centimeters of the collecting area (Figure 4.2).

As for total soil masses (see Figure 4.4 and Legout et al. (2003)), the measured splash spatial distribution by size fraction agree with the simulated data. In both cases the spatial distribution of splashed material is well fitted to an exponential decrease. These experimental data support the Fundamental Splash Distribution Function proposed by van Dijk et al. (2002). These authors have successfully confronted their theory to data on well sorted sediment (Riezebos & Epema, 1985) and loose soil (Savat & Poesen, 1981). Our results enlarge the field of validity of the FSDF both for bulk aggregated soils and aggregates size fractions.

4.1.3.4 Average splash lengths

In order to be able to analyze the splash spatial distribution of each size fractions, average splash lengths have been computed. The values of average splash length used here are the values of b (Eq. 4.3) obtained from the exponential fit. Only the fits with a determination coefficient more than 0.65 and a standard error less than 20 % of the value of Λ have been retained.

The average splash length computed for each size fractions of the four tested soils are presented on Figure 4.6. The computed average splash lengths extend from about 5 cm to 21 cm. These values are in the same range than the values commonly reported in literature (Poesen & Savat, 1981 ; Riezebos & Epema, 1985 ; Poesen & Torri, 1988 ; van Dijk et al., 2003). The minimal value corresponds to the minimum that can be measured with our experimental device as explained in section 4.1.3.1.

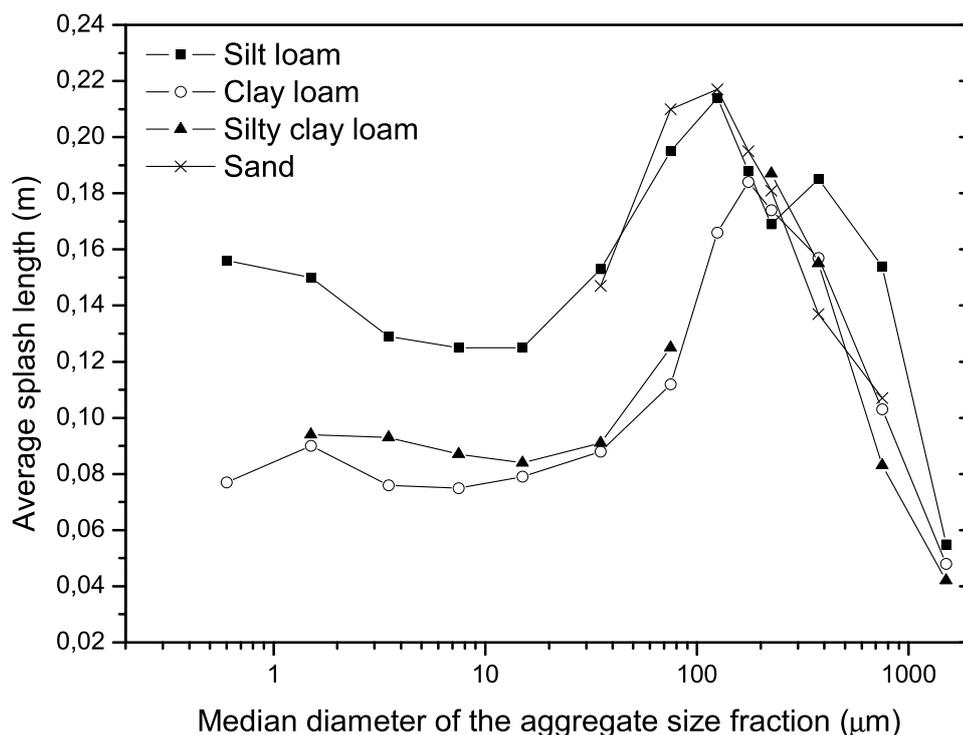


FIG. 4.6 – Average splash lengths of the four studied soils as a function of size fraction. Only the values issued from fits with determination coefficient more than 0.65 and a standard error less than 20 % of the value of Λ are used.

The shape of the average splash length as a function of size fraction is similar whatever the soil considered. The size fractions under 50 μm have nearly the same average splash length. Then, the average splash lengths increase rapidly with the diameter of soil fragments and reach a maximum between 100 and 200 μm . In the last part of the graph, the average splash lengths decrease and reach their lowest value for the coarsest collected size fraction, i.e. the 1000–2000 μm size fraction.

Contrary to the general assertion (e.g. van Dijk et al., 2002), these results show that the small soil fragments are not splashed over greater distance than the larger ones. The relationship between average splash distance and size fraction is more complex than expected from the few previous results (Poesen & Savat, 1981 ; van Dijk et al., 2003).

Poesen & Savat (1981) investigated 9 loose sediments with median grain sizes between 20 to 700 μm . They determined a decreasing relationship between average splash length and median size. It should be noted that they computed the average splash length with whole sediments without considering each size fraction apart. Moreover they determined average splash lengths by a direct measure and not by exponential fit. The discrepancy between their results and ours may be explained by these differences of methods.

Van Dijk et al. (2003) find a decreasing relationship for average splash length as a function of the aggregate size for median diameter larger than 110 μm . They used the theory presented by van Dijk et al. (2002) to compute average splash length from splash measurements performed under natural rainfall on plots with various slopes and soil covers. Actually, the relationship they determined agrees with our results and matches to the decreasing part observed on Figure 4.6. However the values they obtained are lower than ours (Figure 4.7). The main difference between these two sets of data is the rainfall conditions. Rainfall properties, particularly drop size

and drop fall velocity, are key factors that control splash detachment (Salles & Poesen, 2000). Riezebos & Epema (1985) have also shown the effect of rainfall properties on splash spatial distribution. The rainfall events studied by van Dijk et al. (2002) have lower rainfall intensities (between 4.6 to 6.7 mm.h⁻¹) than the 30-mm.h⁻¹ rainfall simulation used in our study. So, the difference in rainfall conditions may explain the difference of range for the average splash lengths. The natural rainfall events measured by van Dijk et al. (2002) had probably less energy to transfer splashed soil fragments.

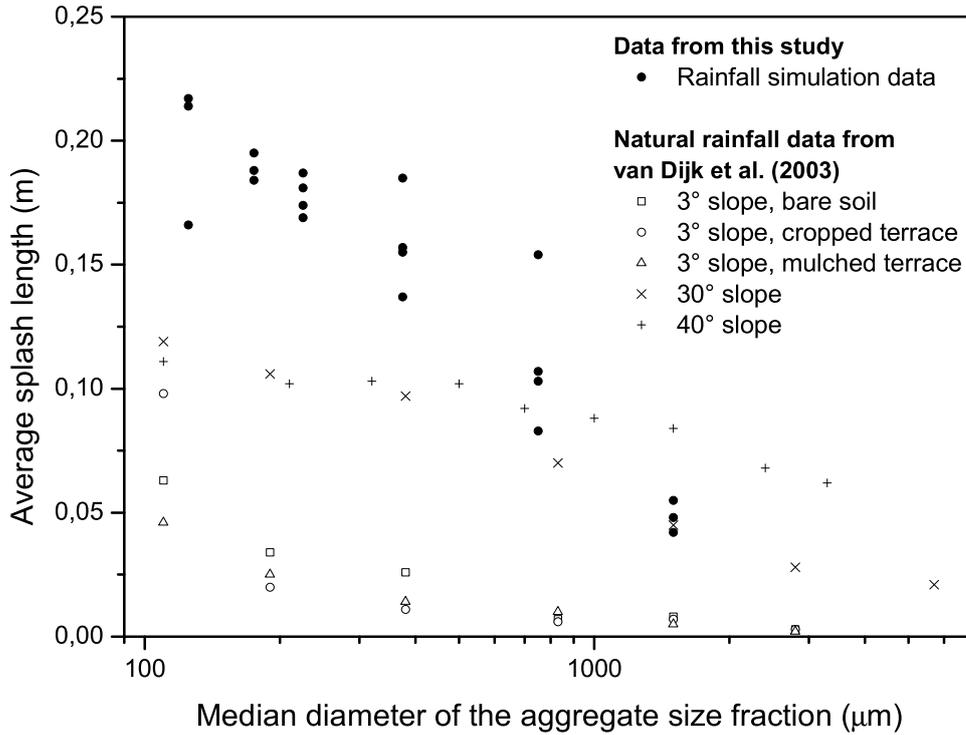


FIG. 4.7 – Comparison of the values of average splash lengths from our data under rainfall simulations and the data of van Dijk et al. (2003) under natural rainfalls.

4.1.3.5 Effect of particle size on average splash length

The trajectory of an airborne particle is controlled by the forces acting on it and by the initial conditions of the trajectory, i.e. the initial velocity and the splash angle — the angle of projection relative to a horizontal plane — (Wright, 1986 ; McDonald & McCartney, 1987 ; Allen, 1988a). The main forces acting on airborne droplets are the weight due to gravity and the drag force due to air friction (Wright, 1986 ; McDonald & McCartney, 1987 ; Allen, 1988a ; Saint-Jean, 2003). The same forces are exerted on an airborne soil fragment. These two forces are given by the following equations. The weight \vec{F}_g :

$$\vec{F}_g = \rho \frac{\pi}{6} d^3 \vec{g} \quad (4.7)$$

where ρ is the density of the soil fragment, d is the diameter of the soil fragment and \vec{g} is the acceleration due to the gravity. The drag force \vec{F}_d :

$$\vec{F}_d = -\frac{1}{2} \rho_a v \vec{v} \frac{\pi}{4} d^2 C_d(R_e) \quad (4.8)$$

where ρ_a is the air density, \vec{v} is the velocity of the soil fragment and $C_d(R_e)$ is the drag coefficient given as a function of the Reynolds number R_e . Summarizing all this information, the range of

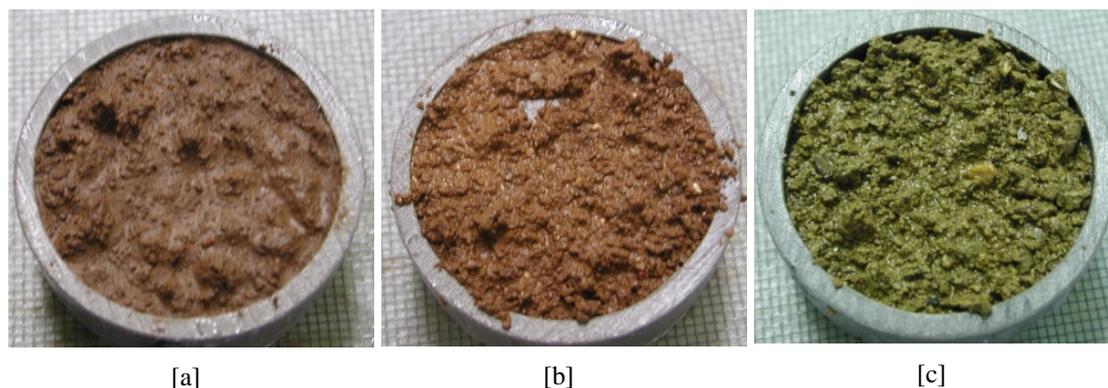


FIG. 4.8 – Soil surface conditions at the end of the splash experiments for (a) the silt loam, (b) the silty clay loam and, (c) the clay loam.

an airborne soil fragment is a function of the density of the fragment ρ_a , its diameter d , its initial velocity and its splash angle.

Physically-based models of splash droplets trajectory have shown that the evolution of splash distance with the droplet size follows a bell curve (Wright, 1986 ; McDonald & McCartney, 1987). These models are able to predict the observations of Gregory et al. (1959) and Ghadiri & Payne (1988) on splash droplets. So, according equations 4.7 and 4.8, the finest and the coarsest droplets travel over shorter distances and than the droplets of medium size. This is due to the effect of air friction that is relatively more important for small particles than for big ones. If we consider that the density of soil fragments is constant, whatever their size, the same physically-based models can be applied to the trajectory of splashed soil fragments. So the bell curve part of the Figure 4.6 may be explained by the physical laws applied to single soil fragment trajectories. This suggests that soil fragments coarser than $50\ \mu\text{m}$ will be splashed either as single dry particle or as single wet particle but with a negligible quantity of water. Their trajectory is driven by the fragment size.

However the first part of the Figure 4.6, where the average splash length is constant, does not agree with the physically-based model of airborne particle trajectories. The finest soil fragments may be transported in droplets relatively bigger than the particles. Moreover, for big droplets, several soil fragments can be incorporated in one droplet as it is observed for spore splash transfer by phytopathologists (Gregory et al., 1959 ; Huber et al., 1996). In these conditions, the range of the trajectories would be driven by the droplet size more than by the size of the soil fragments. Thus the two parts of curves on Figure 4.6 may correspond to two conditions of splash transfer: a droplet-driven trajectory and a soil fragment-driven trajectory.

4.1.3.6 The effect of soil type

Two parameters differ for the tested soils and can explain the soil-dependent effect observed in Figure 4.6 for the fragments under $150\ \mu\text{m}$: the bulk aggregate density and the soil surface conditions. Chepil (1950) showed a difference of bulk densities for aggregates under $100\ \mu\text{m}$ sampled from a clay, a silt loam and a sand. The soil surface conditions also vary for the tested soils. Although we tried to obtain steady soil surface conditions, the low aggregate stability of the silt loam lead to the rapid formation of a structural crust and the initiation of a water layer (Figure 4.8[a]). For the silty clay loam and the clay loam (Figures 4.8[b] and 4.8[c]), no structural crust was formed.

The physical analysis of an airborne particle trajectory (see § 4.1.3.5) indicates that, for the same diameter, a particle with a low density will travel over a greater distance than a heavy one. So, according to our results, the silt loam and the sand would have small aggregate with lower densities than the silty clay loam and the sand. But the measurements made by [Chepil \(1950\)](#) do not agree with this hypothesis. This author obtained densities of 2.0, 2.3 and 2.6 for aggregates under 100 μm for respectively a clay, a silt loam and a sand. Therefore the small aggregates of the silty clay loam and the clay loam should have lower density than the ones of the sand and the silt loam. In consequence, the difference on the aggregate density does not explain the observed soil effect.

Various authors observed that the surface conditions of the source influence the characteristics of a splash event. [Allen \(1988a\)](#) pointed out the effect of the depth of liquid on splash angle. The study of [Range & Feuillebois \(1998\)](#) showed that the surface physical properties modify the characteristics of the phenomena appearing during drop impact. [Ntahimpera et al. \(1999\)](#) investigated the effect of the surface nature on the diameter and the velocity of produced splash droplets. They established that the type of surface greatly influences the production of splash droplets. For soil surfaces, [Al-Durrah & Bradford \(1982\)](#) determined a high correlation between splash angle and soil shear strength. So, the characteristics of the splash event, i.e. the splash angle, the velocity and the size of the produced droplets, are obviously related to the properties of the surface. We saw previously that splash angle, velocity and size are key factors influencing the trajectory of an airborne particle. Thus, important differences in soil surface conditions, as observed in our study, are a relevant factor to explain the observed soil effect.

4.1.4 Conclusion

This study about splash spatial distribution has been performed by using both experimental setup and numerical simulations. The analysis of the results of the numerical simulations shows that the splash spatial distribution can be assessed with our experimental design and true values of average splash can be computed.

The experimental data are in accordance with the theory developed by [van Dijk et al. \(2002\)](#). The spatial distributions of the whole aggregated soils as well as the majority of the size fractions are exponential decreases. The influence of the size of aggregates on the range of their splash spatial distribution (given by the average splash length) is more complex than expected from the few literature data. The aggregate size is a pertinent parameter to describe the splash distribution range but other factors have to be considered to fully explain the observations for the aggregates smaller than 100 μm . For the coarser soil fragments, the splash trajectory is well explained by a model of airborne particle transfer with air resistance. Contrarily, the fine soil fragments do not seem to be transferred as single airborne particles.

This study outlines our low understanding of movement initiation and transfer by splash especially for the fine soil fragments. We observed a high variability and great influence of surface conditions on the range splash transport of these fragments. However our present knowledge is too modest to predict the splash spatial distribution of fine fragments. Actually, this size fraction is particularly important as it is highly susceptible to carry pollutants ([Alberts et al., 1983](#)).

The current models of splash redistribution are based either on the transfer of splash droplets (e.g. [Wright, 1986](#) ; [Saint-Jean, 2003](#)) or on the trajectory of single particles (e.g. [Planchon et al., 2000](#)) and, so, are not able to predict the fate of small aggregates. However this study points the complexity of splash transfer. To be able to model splash redistribution, it is necessary to consider air friction and to improve our understanding of the transfer of fine soil fragments.

4.2 Mise en mouvement

Les modèles d'érosion à base physique considèrent que le détachement des fragments de sol par l'impact des gouttes de pluie est un processus non sélectif, c'est-à-dire qu'il met en mouvement indifféremment l'ensemble des fragments de sol disponibles (Foster, 1990 ; Hair-sine & Rose, 1991). Dans le sous-chapitre précédent (§ 4.1), l'étude de la distribution spatiale du splash a montré que la distance de transfert et les mécanismes de mise en mouvement sont dépendants de la taille des fragments de sol. L'existence d'une sélectivité granulométrique de la mise en mouvement par les gouttes de pluie est donc fort probable.

La sélectivité granulométrique de la mise en mouvement par la pluie est généralement analysée par comparaison avec le sol initial. Or les effets des impacts des gouttes sur le sol ne se réduisent pas uniquement à la mise en mouvement. L'eau et l'énergie apportée à la surface via les gouttes de pluie conduisent aussi à la déstructuration des agrégats présents à la surface (Boiffin, 1984 ; Le Bissonais, 1996). Ainsi, pour étudier le processus de mise en mouvement par la pluie et sa sélectivité granulométrique, il est nécessaire de prendre en compte la désagrégation qui a lieu en parallèle. Certains auteurs se sont affranchis de la désagrégation en effectuant leurs expérimentations avec des matériaux meubles non agrégés, tels des sables (Poesen & Savat, 1980), ou des sols préalablement dispersés (Poesen & Savat, 1981). La plupart ne tiennent pas compte de ce processus mais l'évoquent lors de la discussion sur les résultats. Seuls Proffitt et al. (1993) ont effectué une comparaison des fragments de sol mis en mouvement avec des sols désagrégés.

Par ailleurs, plusieurs auteurs ont souligné que les systèmes de collecte des fragments de sol mis en mouvement par le splash ne permettaient pas de recueillir des échantillons représentatifs, notamment du point de vue de la granulométrie (Farrell et al., 1974 ; Poesen & Savat, 1981 ; van Dijk et al., 2002). En effet, la composition et la masse des échantillons recueillis sont dépendantes de la géométrie du dispositif de mesure. Les expériences exposées au sous-chapitre précédent (§ 4.1) fournissent des informations sur la distribution spatiale par le splash. Ces informations vont nous permettre de nous affranchir de l'effet du dispositif de collecte et d'interpréter les mesures effectuées sur les fragments de sol collectés.

Une étude expérimentale préalable réalisée sur la dynamique temporelle de la désagrégation sous pluie (§ 3) a fourni un jeu de données sur l'évolution granulométrique des agrégats soumis à la désagrégation. Ces données, confrontées aux résultats des expérimentations effectuées sur le splash (§ 4.1), permettent d'effectuer un bilan massique, par fraction granulométrique, des stocks produits par la désagrégation et mis en mouvement par l'impact des gouttes de pluie. De plus, des échantillons de splash ont été collectés tout au long de l'événement pluvieux lors des simulations de pluie à 0,25 m², permettant un suivi temporel de la mise en mouvement.

Les objectifs de ce sous-chapitre sont :

- d'évaluer la sélectivité granulométrique de la mise en mouvement par le splash ;
- d'étudier l'évolution temporelle de cette mise en mouvement.

4.2.1 Méthode

Trois séries d'expérimentations ont été utilisées pour étudier la mise en mouvement par le splash. Les expériences réalisées sur la distribution spatiale du splash ont été confrontées aux expériences sur la dynamique de la désagrégation afin de déterminer la sélectivité granulométrique de la mise en mouvement. Les mesures obtenues sur les échantillons collectés dans les boîtes à splash ont été exploitées pour déterminer l'évolution temporelle de la mise en mouvement.

4.2.1.1 Évaluation du stock de fragments de sol produit par la désagrégation

Les expériences effectuées avec le dispositif de collecte de splash en anneaux (§ 4.1.2.2) sont relativement similaires aux simulations de pluie réalisées pour le suivi de la dynamique temporelle de la désagrégation (§ 3.2.3). Pour chacune de ces expérimentations, 5 g d'agrégats calibrés à 3–5 mm ont été soumis à une pluie simulée d'environ 30 mm.h⁻¹ pour des durées de 40 à 90 min. Ces similitudes de conditions expérimentales permettent d'extrapoler les résultats sur la désagrégation aux expérimentations sur le splash.

Au chapitre 3, nous avons vu que la désagrégation était un processus très rapide et que l'essentiel de la déstructuration des agrégats avait lieu lors des 5 premiers millimètres de pluie. Au regard de la durée des simulations réalisées pour le splash, le stock de fragments produits par la désagrégation peut être considéré comme stable dans le temps. Ainsi pour déterminer le stock de fragments désagrégés, les distributions granulométriques moyennes obtenues pour une exposition de plus de 20 mm de pluie ont été utilisées.

4.2.1.2 Évaluation du stock de fragments mis en mouvement lors des expérimentations en anneaux

Pour ce type de dispositif, un flux apparent de mise en mouvement, m_R , est mesuré. Ce flux apparent de mise en mouvement (en g.m⁻².mm⁻¹) correspond à la masse de fragments transférés par le splash, hors de la coupelle de rayon R , par unité de surface de la coupelle et par unité de temps (exprimé ici en mm de pluie). Le flux apparent de mise en mouvement est égal à :

$$m_R = \frac{\int_R^{+\infty} m(r) dr}{\pi R^2} \quad (4.9)$$

avec $m(r)$ la densité radiale de flux de dépôt par splash, et r la distance radiale au centre du dispositif. En intégrant l'équation 4.6 dans l'équation 4.9, on obtient :

$$m_R = \frac{a \Lambda \exp\left(-\frac{R}{\Lambda}\right)}{\pi R^2}. \quad (4.10)$$

Le flux réel de mise en mouvement μ (en g.m⁻².mm⁻¹) est la masse de fragments réellement mise en mouvement par unité de surface de la source et par unité de temps (exprimé en mm de pluie cumulée).

À l'aide du modèle numérique présenté précédemment (§ 4.1.2.4), la densité radiale de flux de dépôt a été simulée pour une source de rayon R de 2,4 cm et pour une gamme de distances caractéristiques de splash Λ comprises entre 4 et 25 cm. Les ajustements réalisés (§ 4.1.3.1) permettent de calculer le flux apparent de mise en mouvement m_R à l'aide de l'équation 4.10. Dans le modèle numérique, le flux réel de mise en mouvement μ est paramétré pour une unité de flux.

À partir des données simulées, une relation entre le coefficient de correction géométrique F_R , qui est le rapport entre m_R et μ , et le rapport R/Λ a pu être établie pour nos conditions expérimentales (Figure 4.9). Cette relation est de la forme :

$$F_R = \frac{m_R}{\mu} = \alpha \left(\frac{R}{\Lambda}\right)^2 + \beta \left(\frac{R}{\Lambda}\right) + \gamma \quad (4.11)$$

avec $\alpha = 0,36914$, $\beta = -0,86154$, et $\gamma = 0,99497$. On remarquera que cette équation est très proche de 1 pour un rapport $R/\Lambda = 0$. Ainsi, pour une source ponctuelle ($R = 0$), le flux réel de mise en mouvement μ est bien égal au flux apparent de mise en mouvement m_R . Il n'y a pas d'effet de la taille de la source.

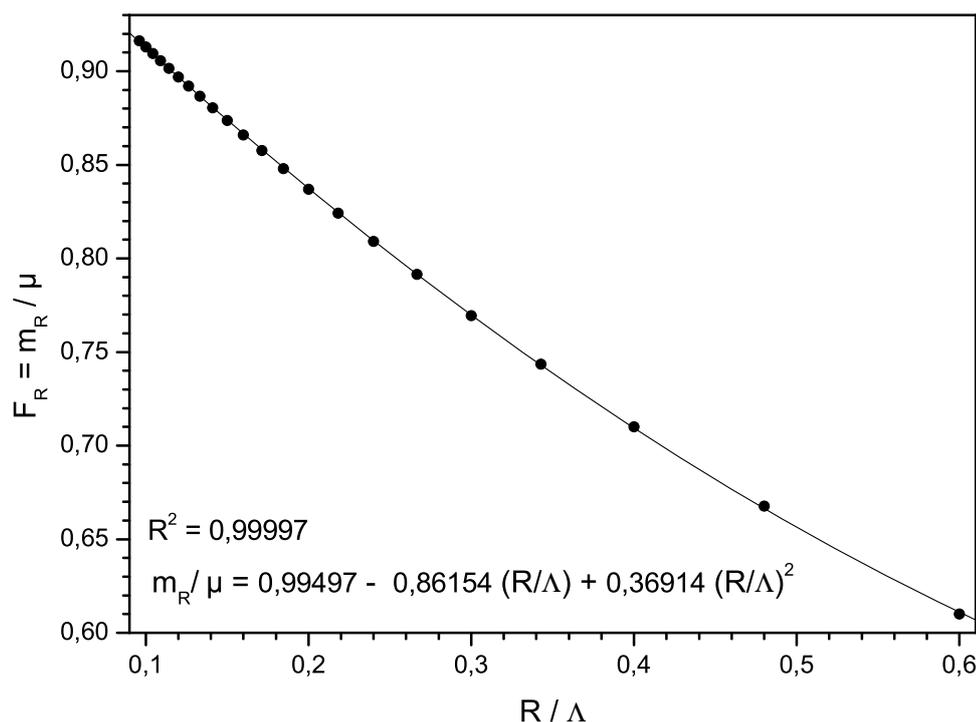


FIG. 4.9 – Relation entre le coefficient de correction géométrique F_R et le rayon adimensionné de la source R/Λ . Les valeurs ont été simulées à l'aide du modèle numérique de redistribution par splash (§ 4.1.2.4) pour une source de rayon R de 2,4 cm et pour une gamme de distances caractéristiques de splash Λ comprises entre 4 et 25 cm.

En incorporant l'équation 4.10 dans l'équation 4.11, le flux réel de mise en mouvement est, pour nos conditions expérimentales, de la forme suivante :

$$\mu = \frac{a \Lambda \exp\left(-\frac{R}{\Lambda}\right)}{\pi R^2 \left[\alpha \left(\frac{R}{\Lambda}\right)^2 + \beta \left(\frac{R}{\Lambda}\right) + \gamma \right]} \quad (4.12)$$

Le stock total de fragments de sol mis en mouvement dans ce dispositif en anneaux a été calculé en multipliant le flux réel de mise en mouvement μ par la quantité de pluie appliquée et la superficie de la zone source.

4.2.1.3 Calcul du flux réel de mise en mouvement pour les expérimentations à 0,25 m²

En utilisant des résolutions analytiques et numériques, van Dijk et al. (2002) appliquent leur théorie (FSDF) à plusieurs géométries caractéristiques de dispositifs expérimentaux, notamment des écrans de collecte du splash ou « splash trays / boards » qui correspondent au type de dispositif que nous avons utilisé à 0,25 m².

Pour chacun des types de dispositifs, deux facteurs en interaction influencent la masse de fragments de sol collectés :

- la distribution spatiale du splash pour le matériau considéré, caractérisée par la distance caractéristique de splash Λ ;
- la géométrie du dispositif, caractérisée par les dimensions des zones source et de collecte.

À partir de ces données, un facteur de correction géométrique F est proposé afin de relier les masses collectées et le flux réel de mise en mouvement μ .

Pour les géométries de type écran de collecte, c'est un taux de transport $q(w)$ (en $\text{g}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$) qui est mesuré. Ce taux de transport observé correspond à la masse de fragments de sol transportés par dessus la limite entre les zones source et de collecte, pour une source de largeur w , par unité de longueur de la limite et par unité de temps. Si on considère une source de largeur infinie, le taux de transport réel q permet d'accéder au flux de mise en mouvement μ :

$$q = \frac{\Lambda}{\pi} \mu. \quad (4.13)$$

Le taux de transport observé $q(w)$ et le taux de transport réel q sont reliés par le facteur de correction géométrique F_w .

$$F_w = \frac{q(w)}{q}. \quad (4.14)$$

En combinant les deux équations (Eq. 4.13 et 4.14), on obtient :

$$\mu = \frac{\pi q(w)}{\Lambda F_w} \quad (4.15)$$

À l'aide d'un modèle numérique, [van Dijk et al. \(2002\)](#) ont calculé les valeurs du facteur de correction géométrique F_w pour différentes dimensions et dispositions d'écran de collecte. F_w est fonction des dimensions de la zone source, plus précisément des longueurs des côtés adjacent A et perpendiculaire B à la zone de collecte.

La géométrie de l'ensemble du dispositif expérimental — boîte de collecte et bac source — utilisé pour les simulations de pluie à $0,25 \text{ m}^2$, est présentée sur la Figure 4.10. Pour ce dispositif le rapport A/B est égal à 1. Afin de prendre en compte l'effet des parois latérales de la boîte de collecte, [van Dijk et al. \(2002\)](#) préconisent d'utiliser, pour ce type de géométrie, un coefficient de correction égal à la moyenne entre le coefficient de correction géométrique pour un écran de collecte infini F_w^∞ , et le coefficient de correction géométrique pour un écran de collecte fini F_w^ϕ :

$$F_w = \frac{F_w^\phi + F_w^\infty}{2}. \quad (4.16)$$

Les valeurs des distances caractéristiques de splash ont été déterminées précédemment pour chacune des fractions granulométriques étudiées (§ 4.1.3.4).

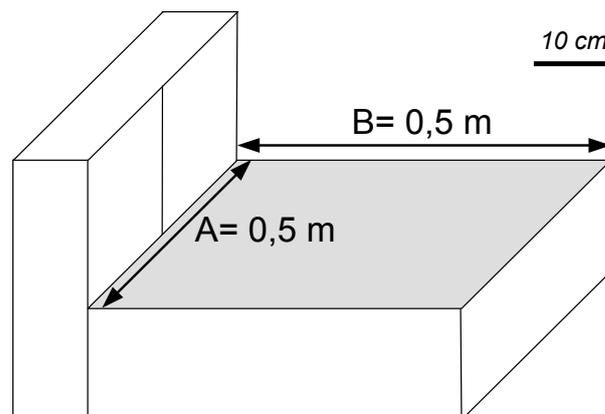


FIG. 4.10 – Géométrie de la boîte collectrice de splash et des bacs de $0,25 \text{ m}^2$.

[Van Dijk et al. \(2002\)](#) ne présentent que quelques coefficients de correction géométrique pour des valeurs caractéristiques des rapports A/B et A/Λ . Les valeurs données pour un rapport A/B égal à 1 sont indiquées dans le Tableau 4.4. La détermination des coefficients de correction

géométriques pour des rapports A/Λ particuliers a été effectuée par interpolation linéaire entre les valeurs indiquées par [van Dijk et al. \(2002\)](#).

A/Λ	0,1	0,2	0,5	1	2	5	10	25	50	100
$F_w^{\phi_0}$	0,01	0,04	0,13	0,30	0,53	0,80	0,90	0,97	0,99	1,00
F_w^{∞}	0,14	0,25	0,50	0,73	0,91	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

TAB. 4.4 – Coefficients de correction géométrique pour les mesures de splash effectuées à l'aide d'écran de collecte pour un bac expérimental de rapport A/B égal à 1 ([van Dijk et al., 2002](#)).

A : longueur du côté commun à l'écran de collecte et à la zone source

B : profondeur de la zone source

Λ : distance caractéristique de splash

$F_w^{\phi_0}$: coefficient de correction géométrique pour un écran de collecte fini

F_w^{∞} : coefficient de correction géométrique pour un écran de collecte infini

4.2.1.4 Comparaison des stocks

La sélectivité granulométrique des processus érosifs est souvent analysée en terme de taux d'enrichissement (ou « *enrichment ratio* »). Ce taux permet de comparer la distribution granulométrique des fragments détachés à celle du sol initial ([Moss, 1991b](#) ; [Sutherland et al., 1996a](#) ; [Wan & El-Swaify, 1998](#)). Afin de prendre en compte le processus de désagrégation, un taux d'enrichissement a été calculé en utilisant le pourcentage des fractions désagrégées comme dénominateur. Le taux d'enrichissement par le splash R_{spl} pour une fraction donnée i est donc le rapport suivant :

$$R_{spl}(i) = \frac{\%_{splash}(i)}{\%_{desagr}(i)} \quad (4.17)$$

avec $\%_{splash}(i)$ et $\%_{desagr}(i)$ les pourcentages massiques pour respectivement, le stock de fragment mis en mouvement et le stock de fragments issus de la désagrégation. Un taux d'enrichissement inférieur à 1 est l'indication d'un appauvrissement de la fraction concernée.

Par analogie avec le taux d'enrichissement, un taux de mobilisation peut être calculé pour réaliser un bilan entre les masses des fragments issus de la désagrégation et celles des fragments mis en mouvement. Le taux de mobilisation M pour une fraction donnée i est le rapport :

$$M(i) = \frac{m_{splash}(i)}{m_{desagr}(i)} \times 100 \quad (4.18)$$

avec $m_{splash}(i)$ et $m_{desagr}(i)$ les masses de la fraction i pour respectivement, le stock de fragments mis en mouvement et le stock de fragments issus de la désagrégation.

4.2.2 Résultats

4.2.2.1 Comparaison des stocks issus de la désagrégation et de la mise en mouvement

Les distributions granulométriques des fragments de sol issus de la désagrégation et des fragments de sol mobilisés par le splash sont comparées sur la Figure 4.11. Quel que soit le stock de fragments considéré, les courbes de distributions granulométriques montrent des formes caractéristiques pour chacun des sols. Ainsi les distributions granulométriques du limon moyen sableux présentent une même allure, avec deux modes importants, au niveau des fractions 20–100 μm et 500–1000 μm ainsi qu'un troisième mode moins important pour la fraction

0,02–1 μm (Figure 4.13[a]). Pour l'argile et l'argile limoneuse, l'évolution des courbes cumulées est lente pour les fractions fines puis elle augmente brusquement à partir de 250 μm . Les distributions granulométriques de ces deux sols possèdent toutes deux modes au niveau des fractions 20–100 μm et 500–1000 μm . Pour le stock issu de la désagrégation des agrégats du sol argileux, il y a un troisième mode au niveau de la fraction > 2000 μm (Figure 4.13[b]).

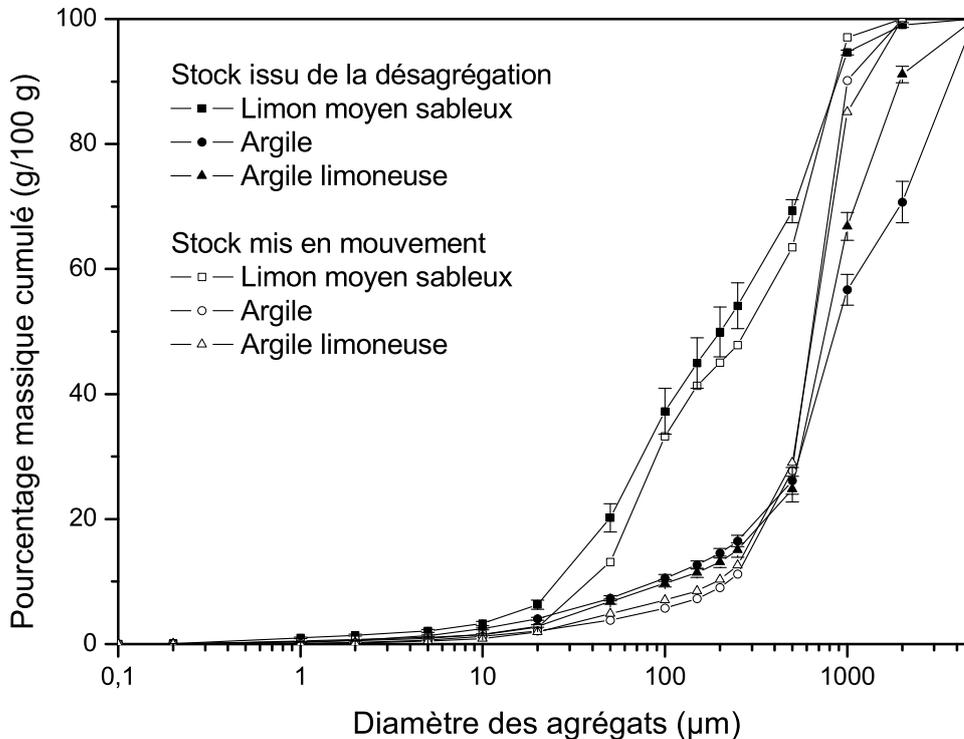


FIG. 4.11 – Distributions granulométriques mesurées des fragments de sol issus de la désagrégation et mis en mouvement par le splash.

Les barres d'erreur représentent les erreurs standards.

Dans tous les cas, la granulométrie du stock de fragments mis en mouvement est relativement moins riche en fractions fines que celle du stock issu de la désagrégation. Cet appauvrissement concerne les fractions de taille inférieure à 500 μm pour le limon moyen sableux et celles de taille inférieure à 250 μm pour l'argile et l'argile limoneuse.

Les valeurs des taux d'enrichissement obtenues pour les différents sols montrent un enrichissement pour les fractions de 250 à 1000 μm (Figure 4.12). Cet enrichissement s'étend jusqu'à 200 et 150 μm , pour respectivement l'argile limoneuse et l'argile. Pour le limon moyen sableux, une deuxième gamme de fragments, comprise entre 50 et 150 μm , est enrichie. Les fractions les plus fines, jusqu'à 0,2 μm , et les plus grossières, > 2000 μm , n'ont été mises en mouvement pour aucun des matériaux pédologiques étudiés.

Pour aucune des fractions étudiées, le stock de fragments issus de la désagrégation n'a été en totalité mis en mouvement (Figure 4.13). Au maximum 37 % du stock initial d'une fraction ont été mobilisés. Au total, 17 % du stock issu de la désagrégation ont été mis en mouvement pour le limon moyen sableux, 15 % pour l'argile et 22 % pour l'argile limoneuse.

Les fractions 0,05–0,1 μm et 0,1–0,2 μm ont été détectées pour tous les sols lors de la mesure granulométrique des fragments issus de la désagrégation, mais à de très faibles valeurs. Leurs masses au sein des stocks désagrégés sont donc très faibles et inférieures à 7 mg, soit moins de 0,05 % du stock total. Pour le stock de fragments mis en mouvement, les fractions

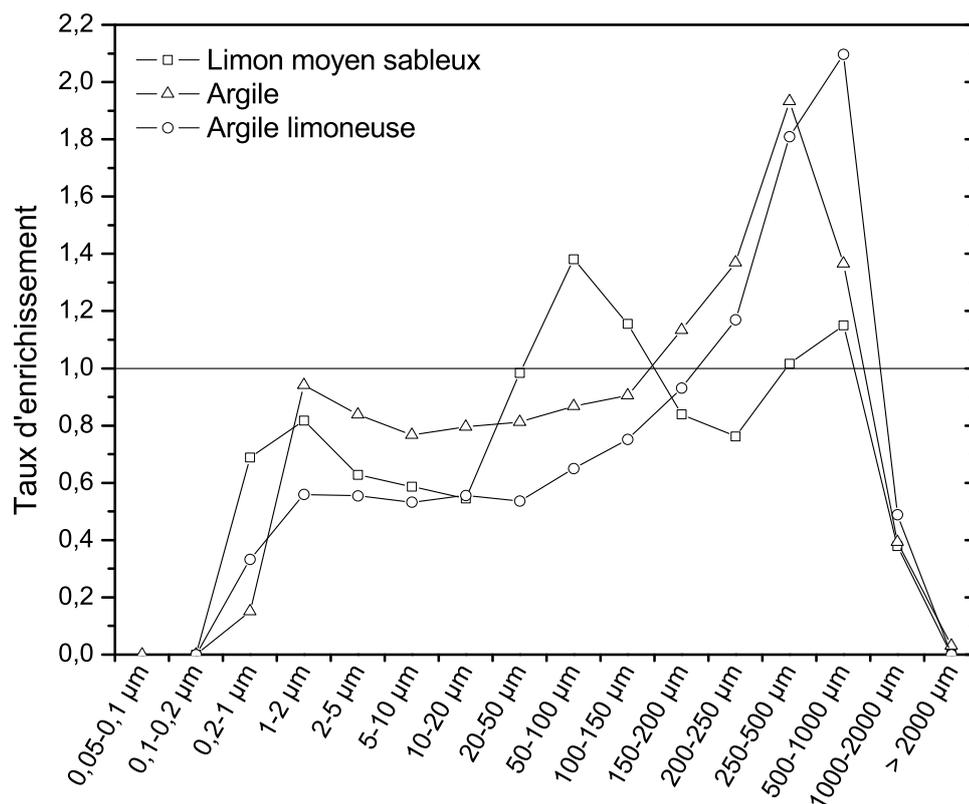


FIG. 4.12 – Taux d'enrichissement granulométrique des fragments de sol mis en mouvement par le splash.

0,05–0,1 µm, 0,1–0,2 µm et > 2000 µm n'ont été collectées de manière significative pour aucun des sols testés. Ces fractions sont donc absentes du stock mis en mouvement.

4.2.2.2 Comparaison des stocks mis en mouvement collectés avec les deux dispositifs d'échantillonnage du splash

Le stock mis en mouvement, calculé à partir des résultats des expérimentations à 0,25 m² est, quel que soit le sol considéré, systématiquement plus fin que le stock obtenu à partir des expérimentations en anneaux (Figure 4.14). Cet enrichissement en fractions fines est particulièrement marqué pour le limon moyen sableux et l'argile. Néanmoins la forme générale des courbes cumulées des stocks collectés pour les deux dispositifs est similaire pour un sol donné. Ainsi les distributions granulométriques des fragments collectés à 0,25 m² présentent les mêmes modes que ceux identifiés précédemment pour les distributions granulométriques des expérimentations en anneaux (§ 4.2.2.1). Pour le limon moyen sableux le mode le plus grossier est plus large pour les expérimentations à 0,25 m² et il s'étend jusqu'à 250 µm.

Ces différences dans les distributions granulométriques concernent aussi les fractions collectées. En effet, dans les échantillons recueillis lors des expérimentations à 0,25 m² plusieurs fractions ont été détectées de manière significative alors qu'elles étaient absentes dans les échantillons du dispositif en anneau (Tableaux 4.5). Il s'agit :

- des fractions 0,05–0,1 µm et 0,1–0,2 µm pour le limon moyen sableux et l'argile ;
- et de la fraction > 2000 µm pour l'argile et l'argile limoneuse.

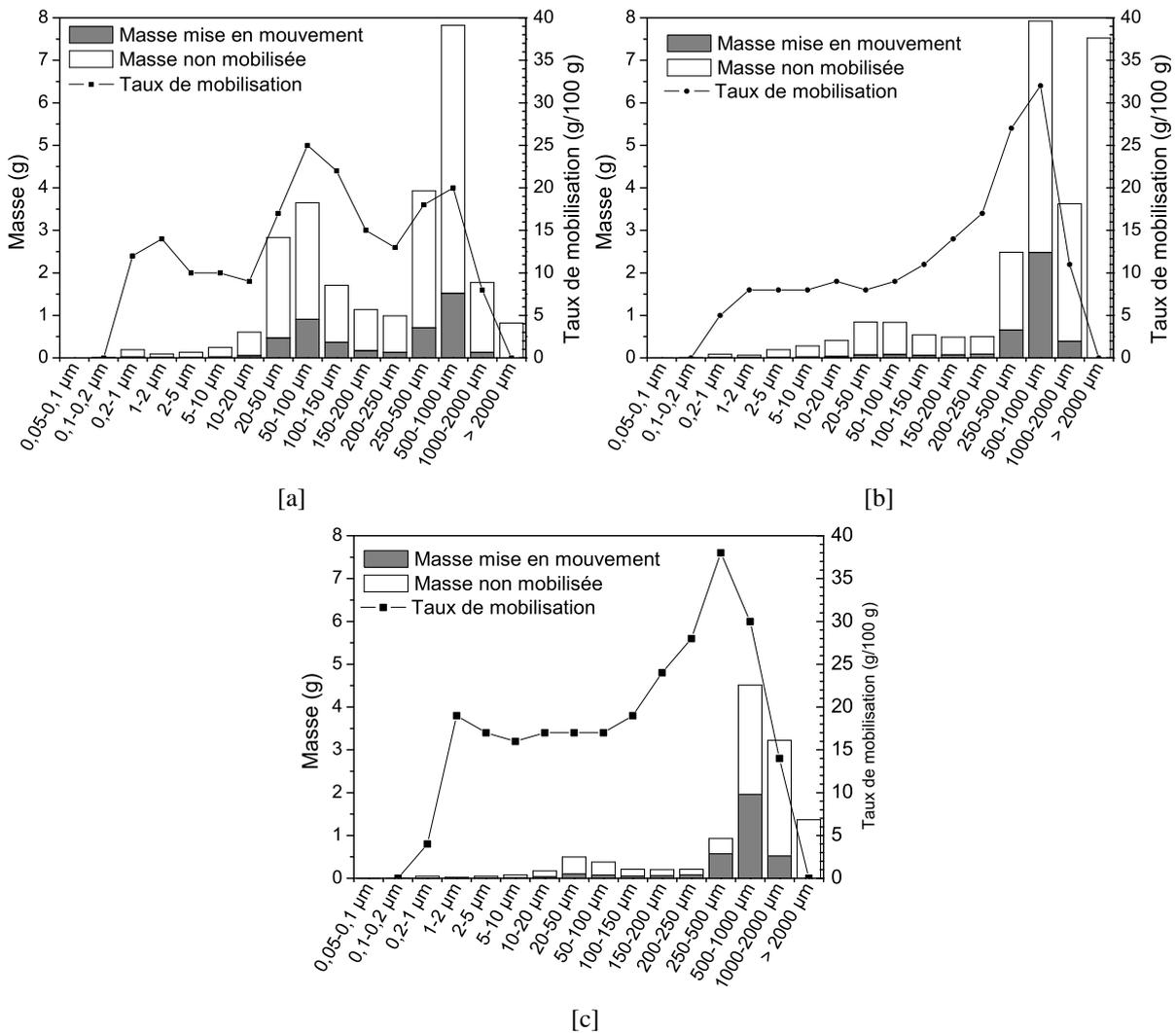


FIG. 4.13 – Comparaison des masses des fractions issues de la mise en mouvement et désagrégées (non mobilisées + mises en mouvement) et taux de mobilisation pour le limon moyen sableux (a), l'argile (b) et l'argile limoneuse (c).

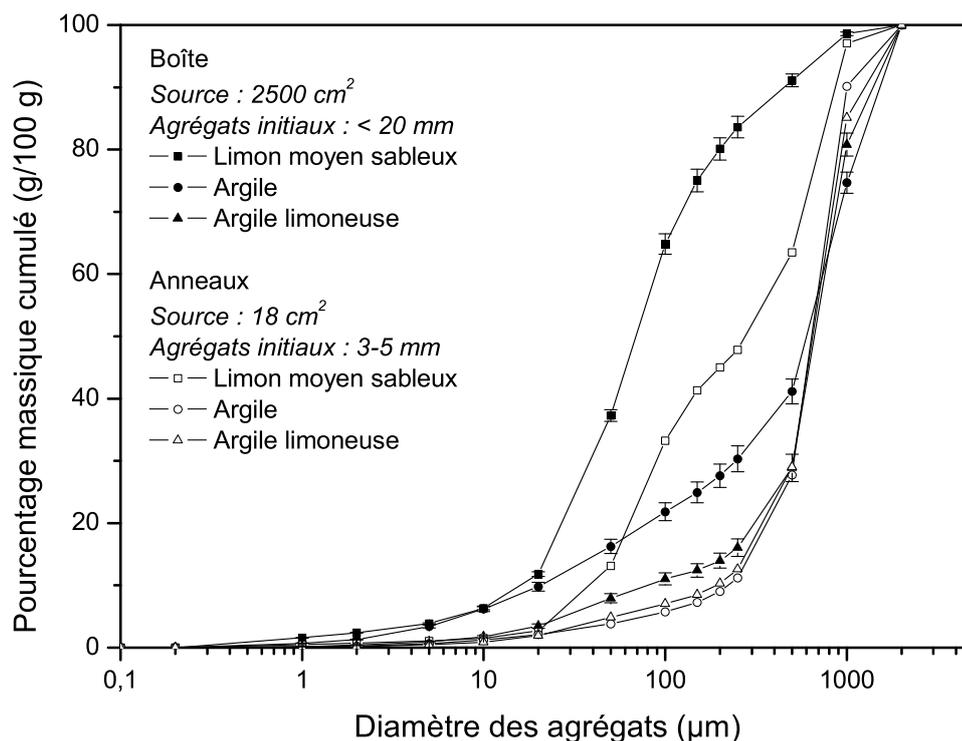


FIG. 4.14 – Comparaison des distributions granulométriques des fragments mis en mouvement collectés avec les deux dispositifs d'échantillonnage : les boîtes placées en amont des bacs de 2500 cm², et les anneaux entourant une source circulaire de 18 cm². Les barres d'erreur représentent les erreurs standards.

Comme ces fractions n'étaient pas détectées de manière significative lors des expérimentations en anneaux, leur distance caractéristique de splash n'a pas pu être déterminée (§ 4.1.3.3). Or, cette valeur est indispensable pour appliquer la correction géométrique nécessaire à ce type de dispositif de mesure. De ce fait, ces fractions n'ont pas été intégrées dans les stocks mis en mouvement déterminés à partir des résultats des expérimentations à 0,25 m².

Fractions	LMS	A	AL
0,05–0,1 µm	0,07 ± 0,01	0,02 ± 0,01	n.d.
0,1–0,2 µm	0,33 ± 0,03	0,11 ± 0,02	0,01 ± 0,01
> 2000 µm	n.d.	3,04 ± 0,08	0,40 ± 0,03

TAB. 4.5 – Pourcentages massiques (\pm intervalle de confiance pour $\alpha = 0,05$) des fractions collectées lors des expérimentations à 0,25 m². Ces trois fractions n'ont pas été détectées lors des expérimentations en anneaux.

LMS : limon moyen sableux ; A : argile ; AL : argile limoneuse ; n.d. : fraction non détectée.

4.2.2.3 Évolution temporelle du flux de mise en mouvement

Pour l'ensemble des expérimentations réalisées, les évolutions temporelles des flux de mise en mouvement présentent des dynamiques semblables avec une augmentation du flux en début d'événement pluvieux puis une relative stabilisation (Figure 4.15). Plus précisément, pour le limon moyen sableux, le flux de mise en mouvement croît fortement pour atteindre un plateau

à partir de 20 mm de pluie. Pour l'argile l'augmentation est plus lente et le plateau n'est atteint qu'à partir de 40 mm de pluie. L'argile limoneuse montre l'évolution la plus lente avec un faible accroissement initial qui se stabilise à partir de 60 mm de pluie.

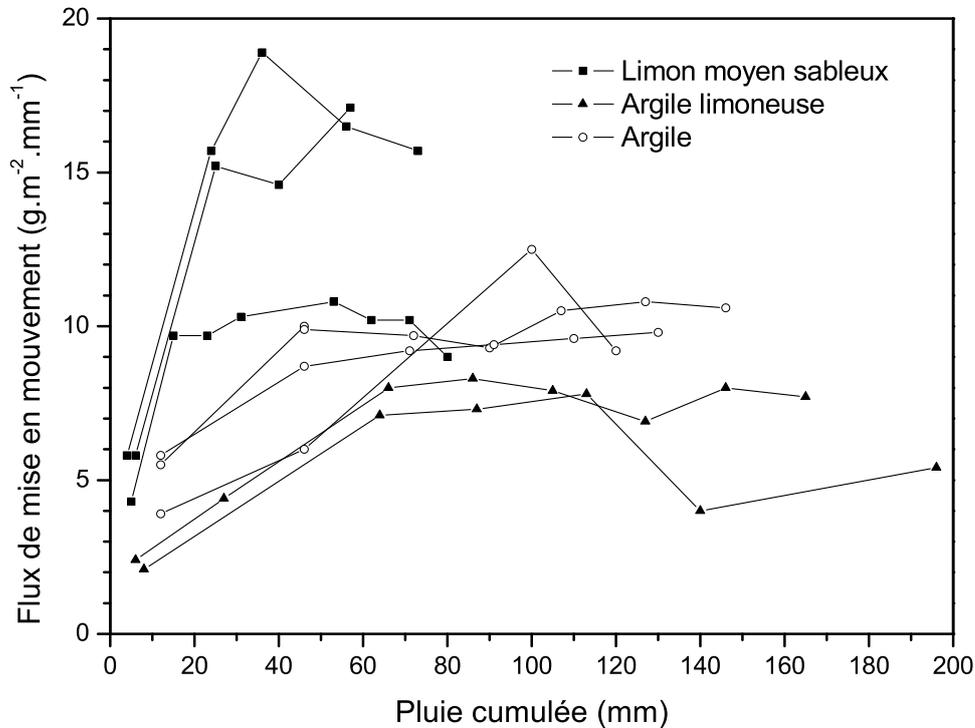


FIG. 4.15 – Évolution temporelle du flux de mise en mouvement par splash représentée pour chacune des répétitions.

Ces résultats présentent une variabilité inter-répétitions. Pour le limon moyen sableux, une série de données a des valeurs beaucoup plus faibles que les deux autres répétitions. Ces valeurs de flux de mise en mouvement faibles correspondent en fait à une simulation de pluie avec une intensité de pluie — 25 mm.h^{-1} — inférieure aux deux autres simulations — 27 et 31 mm.h^{-1} (Tableau 6.4 et § 6.3.2).

Les flux de mise en mouvement mesurés en début d'événement pluvieux (alors qu'il n'y a pas encore de lame d'eau ruisselante) sont assez proches pour les trois sols : ils sont en moyenne de $5,3 \text{ g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ pour le limon moyen sableux, de $5,8 \text{ g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ pour l'argile et de $2,3 \text{ g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ pour l'argile limoneuse. À l'inverse les valeurs atteintes au niveau du plateau sont fonction du sol testé. Le limon moyen sableux présente des flux élevés, supérieurs à $15 \text{ g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$. Le flux de mise en mouvement est plus faible pour l'argile avec des valeurs de l'ordre de $10 \text{ g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ dans le plateau. Le flux de mise en mouvement est encore plus faible pour l'argile limoneuse et ne dépasse pas $8 \text{ g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$. Pour le limon moyen sableux et l'argile, les valeurs obtenues lors des expérimentations à $0,25 \text{ m}^2$ sont concordantes avec les flux calculés pour les dispositifs en anneaux. Ainsi l'exploitation des résultats de l'expérimentation en anneaux donne une valeur de flux de mise en mouvement de $18,4 \text{ g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ pour le limon moyen sableux et de $9,8 \text{ g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ pour l'argile. Pour l'argile limoneuse, le flux calculé à partir des fragments collectés dans les anneaux est de $16,0 \text{ g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$, soit le double des valeurs obtenues à $0,25 \text{ m}^2$.

La granulométrie des fragments mis en mouvement, indiquée par le Diamètre Moyen Pondéral (DMP), ne montre pas de variation marquée au cours de l'événement pluvieux (Figure 4.16).

Seules les granulométries des premiers échantillons, qui ont été prélevés quand le ruissellement n'était pas encore initié, sont généralement très différentes des échantillons suivants comme illustré sur la Figure 4.17 pour une répétition avec le limon moyen sableux. À l'image de cette série de données la distribution granulométrique du premier échantillon pour le limon moyen sableux est toujours plus grossière que celle des suivants. Pour l'argile et l'argile limoneuse, la granulométrie des premiers échantillons est plus fine. La différence entre la granulométrie de l'échantillon initial et celles des suivants est moins marquée pour l'argile limoneuse.

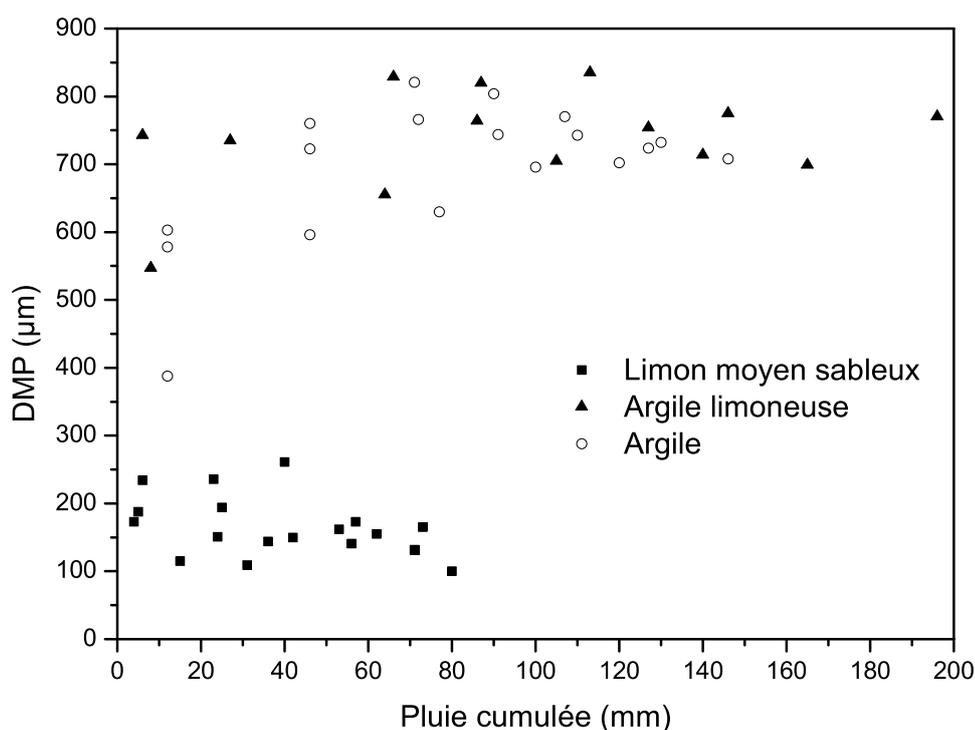


FIG. 4.16 – Évolution temporelle du Diamètre Moyen Pondéral (DMP) des fragments issus du splash.

4.2.3 Discussion

4.2.3.1 Comparaison des échantillonnages réalisés à l'aide des deux dispositifs de collecte du splash

Les échantillonnages réalisés à l'aide des deux dispositifs de mesure du splash sont différents en termes de fractions collectées (Tableau 4.5) et de distribution granulométrique (Figure 4.14). Pour ce qui est du flux de mise en mouvement les résultats sont comparables, sauf pour l'argile limoneuse.

Les conditions expérimentales de ces deux séries d'expérimentations sont différentes. La dissimilitude géométrique des dispositifs a été intégrée en effectuant les corrections géométriques (§ 4.2.1.2 et 4.2.1.3), mais d'autres différences importantes subsistent et peuvent expliquer l'enrichissement relatif en fractions fines pour les échantillons issus de l'expérimentation à 0,25 m². La présence d'une pente peut être une cause d'enrichissement en fragments fins pour les expérimentations à 0,25 m². En effet, Wan & El-Swaify (1998) montrent, dans une étude réalisée avec un échantillonnage directionnel du splash, que les fragments de sol collectés en amont étaient significativement plus fins que les fragments collectés dans les autres directions.

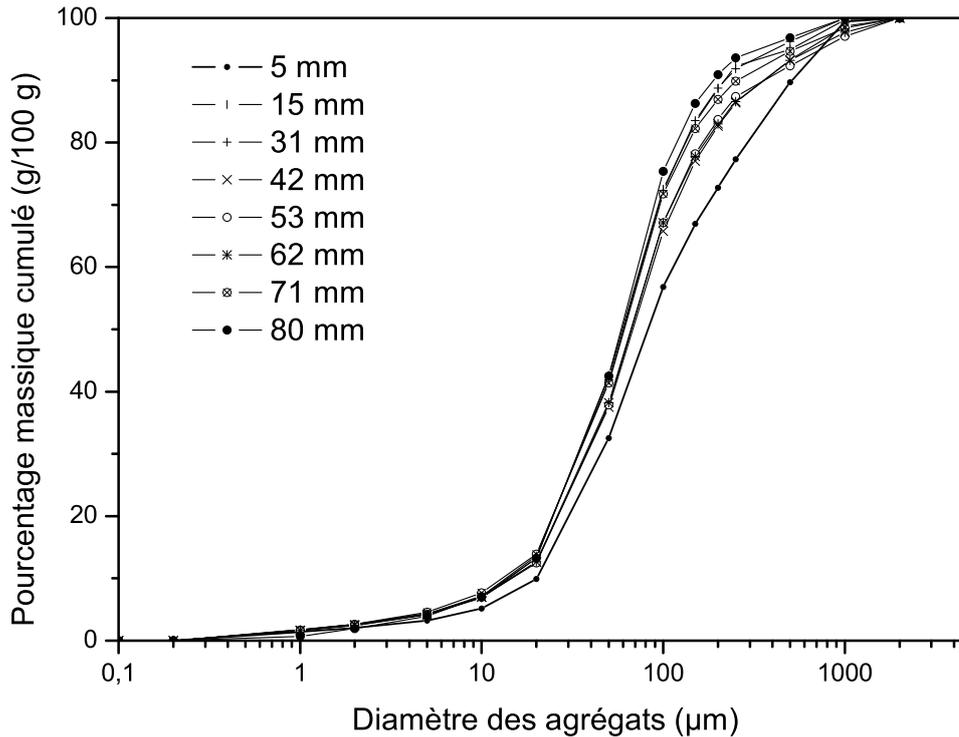


FIG. 4.17 – Évolution temporelle de la granulométrie des fragments issus du splash pour une répétition avec le limon moyen sableux.

D'autre part, le calibre des agrégats initiaux est différent dans ces deux séries d'expérimentations. Dans le dispositif en anneaux ce sont des agrégats entre 3 et 5 mm qui constituent la source, alors que la gamme de tailles est plus large pour les expérimentations à $0,25 \text{ m}^2$. Pour ces expérimentations, le sol préparé ne contient que 8 à 9 % d'agrégats de 3–5 mm. Nous avons montré lors de l'étude de la dynamique de la désagrégation que des agrégats de taille inférieure à 3 mm produisait des fragments de sol très fins (§ 3.3.1). Or, cette fraction représente 22 et 13 % du sol préparé pour les simulations à $0,25 \text{ m}^2$ pour respectivement le limon moyen sableux et les deux sols argileux.

La présence, dans les échantillons des expérimentations à $0,25 \text{ m}^2$, de fractions non collectées dans le dispositif en anneaux peut être attribuée à deux causes :

- une différence dans la composition des stocks initiaux,
- l'existence de fractions avec une distance caractéristique de splash Λ , inférieure à 4 cm (§ 4.1.3.1).

Pour les fractions fines, $0,05\text{--}0,1$ et $0,1\text{--}0,2 \mu\text{m}$, il est fort probable que leur absence dans les échantillons en anneaux soit liée à leur quasi-absence dans le stock désagrégé où elles représentent moins de 0,05 % (Figure 4.13). Pour la fraction grossière cette explication ne peut pas être invoquée car elle est bien présente dans les stocks potentiellement mobilisables (Figure 4.13). Pour cette fraction il est probable que ce soit une distance caractéristique de splash trop courte qui rende impossible son échantillonnage dans le dispositif en anneaux.

Par ailleurs, le dispositif en boîte n'étant pas complètement protégé de la pluie, il est possible que certaines fractions fines soient issues d'une désagrégation postérieure à l'arrivée des fragments de sol dans le collecteur.

4.2.3.2 Compétence de la mise en mouvement par l'impact des gouttes de pluie

La compétence est une notion très usitée en sédimentologie fluviale. Dans ce domaine elle a été depuis longtemps définie comme la taille de la plus grande particule déplacée par le cours d'eau en un lieu et à un instant donnés (Campy & Macaire, 2003). Cette notion a été reprise récemment par Parsons et al. (1998) et adaptée au transport par le ruissellement. Dans ce cadre ces auteurs ont défini la compétence comme étant la taille maximale des particules qui peuvent être transportées. Nous avons étendu la notion de compétence à la mise en mouvement par l'impact des gouttes de pluie en distinguant une compétence minimale et une compétence maximale. La compétence de la mise en mouvement est donc définie par la gamme de fragments de sol mobilisés par l'impact des gouttes de pluie, d'un diamètre et d'une énergie cinétique donnés.

La discussion précédente sur la comparaison des échantillonnages des fragments mis en mouvement dans les deux dispositifs de collecte du splash a montré que toute la gamme de fragments étudiés pouvait être mobilisée par l'impact des gouttes de pluie dans nos conditions expérimentales. La compétence de la mise en mouvement par des gouttes de 1,4 mm de diamètre médian et avec une énergie cinétique de $13 \text{ J} \cdot \text{mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ est donc comprise entre $0,05 \text{ } \mu\text{m}$ et plus de $2000 \text{ } \mu\text{m}$.

4.2.3.3 Sélectivité de la mise en mouvement par l'impact des gouttes de pluie

Parmi l'ensemble des travaux qui portent sur l'enrichissement ou la mise en mouvement préférentielle par le splash de fractions granulométriques, deux tendances se dégagent (Tableau 4.6). Un premier groupe d'auteurs constate un enrichissement relatif à la fois pour les fractions fines et les fractions moyennes (limon grossier et sable) (Ellison, 1944 ; Moss, 1991b ; Sutherland et al., 1996a ; Wan & El-Swaify, 1998). Tous ces travaux ont porté sur des matériaux agrégés, sensibles à la désagrégation. Le deuxième groupe d'auteurs, quant à lui, note une mise en mouvement préférentielle des fractions de taille moyenne uniquement (Ekern, 1950 ; Mazurak & Moscher, 1968, 1970 ; Poesen & Savat, 1980 ; Poesen, 1981 ; Poesen & Savat, 1981 ; Proffitt et al., 1993). Ces auteurs ont soit utilisé des matériaux non sensibles à la désagrégation, tels des particules et des sables dispersés (Ekern, 1950 ; Mazurak & Moscher, 1968 ; Poesen & Savat, 1980 ; Poesen, 1981 ; Poesen & Savat, 1981) ou des agrégats traités par un conditionneur (Mazurak & Moscher, 1970), soit comparé les fragments splashés à un sol désagrégé (Proffitt et al., 1993). La synthèse de l'ensemble de ces résultats montre que l'enrichissement relatif de la fraction fine n'est observé que lorsque les mécanismes de désagrégation sont actifs. L'action de la désagrégation a d'ailleurs souvent été évoquée pour expliquer cet enrichissement (Ellison, 1944 ; Moss, 1991b ; Wan & El-Swaify, 1998). L'enrichissement des fractions de la taille des limons et des argiles lors de la mise en mouvement par le splash semble donc être un artefact expérimental dû à la production de particules fines par désagrégation des agrégats initiaux. La sélectivité de la mise en mouvement par les gouttes de pluie est donc en faveur des fractions moyennes de la taille des limons grossiers et des sables.

Les trois sols testés montrent un enrichissement relatif d'une partie des fractions comprises entre 50 et $1000 \text{ } \mu\text{m}$ (Figure 4.12). Plus précisément l'enrichissement concerne les fractions 50 – 150 et 250 – $1000 \text{ } \mu\text{m}$ pour le limon moyen sableux, la fraction 200 – $1000 \text{ } \mu\text{m}$ pour l'argile et la fraction 250 – $1000 \text{ } \mu\text{m}$ pour l'argile limoneuse. Ces résultats sont en accord avec les informations recueillies dans la bibliographie avec un enrichissement des fractions de la taille des sables. Aucun enrichissement de la fraction fine n'est observé car la désagrégation a été prise en compte. Les résultats de nos expérimentations montrent donc une sélectivité de la mise en mouvement en faveur des fractions moyennes. L'appauvrissement relatif des fractions grossières

Référence	Matériau	Fractions
Ellison (1944)	Sol agrégé	< 105 μm
Ekern (1950)	Particules dispersées	175–250 μm
Mazurak & Moscher (1968)	Particules dispersées	105–210 μm
Mazurak & Moscher (1970)	Agrégats traités au Krilium	147–200 μm
Poesen & Savat (1980)	Sable ($D_{50} = 292 \mu\text{m}$)	250–354 μm
id.	Sable ($D_{50} = 108 \mu\text{m}$)	88–125 μm
id.	Sable ($D_{50} = 220 \mu\text{m}$)	177–250 μm
id.	Sable ($D_{50} = 240 \mu\text{m}$)	250–354 μm
Poesen (1981)	Sédiments dispersés	D_{50} : 96–232 μm
Poesen & Savat (1981)	Sédiments dispersés	D_{50} : 91–232 μm
Moss (1991b)	Sols agrégés	< 10 μm + 100–1000 μm
Proffitt et al. (1993)	Sols agrégés	20–200 μm ¹
Sutherland et al. (1996a)	Sol agrégé	< 63 μm + 500–1000 μm
Wan & El-Swaify (1998)	Sol agrégé	< 63 μm + 250–1000 μm

¹ Comparaison effectuée avec la distribution granulométrique des sols désagrégés.

TAB. 4.6 – Récapitulatif des données bibliographiques sur les fractions enrichies ou mises en mouvement préférentiellement par le splash.

D_{50} : diamètre médian.

s'explique par leur masse plus forte et donc une force de gravité plus importante qui s'oppose à leur mise en mouvement (Farmer, 1973 ; Poesen & Savat, 1980, 1981 ; Wan & El-Swaify, 1998). Pour les fractions fines, < 50 μm , leur appauvrissement est généralement expliqué par des forces de cohésion inter-particules plus grandes pour cette gamme de tailles (Mazurak & Moscher, 1968 ; Farmer, 1973 ; Wan & El-Swaify, 1998) comme cela est généralement admis en sédimentologie fluviale (Campy & Macaire, 2003). Pour expliquer la faible mise en mouvement de ces fractions fines, Poesen & Savat (1980, 1981) et Mermut et al. (1997) évoquent l'éluviation et la formation, en surface, d'un pavage d'érosion pauvre en fines.

Une observation plus précise montre que les fractions enrichies correspondent aux fractions modales du stock issu de la désagrégation (Figure 4.13). Seules les fractions modales les plus grossières, comme la fraction > 2000 μm pour l'argile, ne sont pas enrichies. Poesen & Savat (1980) ont réalisé les mêmes constatations à partir d'expérimentations avec des sables à distribution granulométrique pluri-modale. Ces résultats suggèrent que le taux d'enrichissement d'une fraction donnée est fonction de son stock initial. Cependant il n'y a aucune relation apparente entre la valeur du taux d'enrichissement et la masse du stock désagrégé (Figure 4.18).

4.2.3.4 Évolution temporelle de la mise en mouvement

La dynamique du flux de mise en mouvement, avec une augmentation initiale puis une stabilisation ou une diminution (Figure 4.15), correspond à un schéma classique d'évolution (Poesen, 1981 ; Bradford et al., 1987a ; Farres, 1987 ; Parsons et al., 1994). Généralement cette dynamique est expliquée par l'évolution de l'état de la surface : teneur en eau, présence et épaisseur d'une lame d'eau éventuelle et réagencement des fragments présents à la surface avec la formation de croûtes et l'éluviation des fractions fines (Poesen, 1981 ; Bradford et al.,

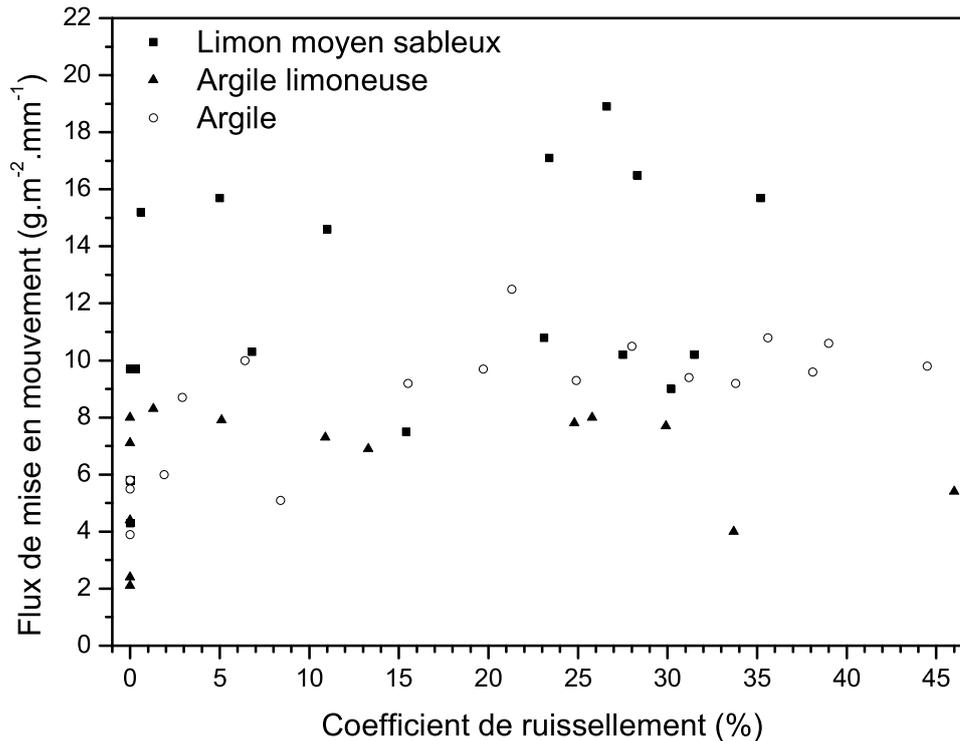


FIG. 4.19 – Flux de mise en mouvement par le splash en fonction du coefficient de ruissellement pour les trois sols étudiés.

sableux, qui a la dynamique de désagrégation la plus rapide (§ 3.3.2), présente beaucoup de fragments grossiers incomplètement désagrégés dans les 20 premières minutes de l'événement pluvieux alors que les agrégats des sols argileux seraient déjà complètement désagrégés. Si ce n'est pas la dynamique de désagrégation qui peut expliquer cette variation de la composition alors c'est le processus de mise en mouvement qui diffère. Or, comme nous l'avons vu précédemment (§ 4.1.3.5 et 4.1.3.6), la mobilisation des fractions fines et grossières semble due à différents mécanismes de mobilisation qui seraient dépendants des conditions de surface du sol. Lors des premiers millimètres de pluie, les conditions de surface du sol évoluent rapidement : augmentation de la teneur en eau de la surface, formation d'une croûte structurale, aplanissement du microrelief du fait de la destruction des agrégats. Or, tous ces paramètres jouent sur la cohésion de la surface et l'intensité des liens entre fragments de sol qui, eux-mêmes, déterminent le taux de mise en mouvement (Nearing & Bradford, 1985 ; Torri et al., 1987 ; Bradford & Huang, 1996 ; Bryan, 2000).

L'évolution temporelle de la composition du flux de mise en mouvement présente deux étapes pour l'ensemble des sols étudiés. Tout d'abord une évolution très rapide de la granulométrie avec une décroissance ou une augmentation du DMP en fonction des sols. Ensuite la composition se stabilise et les DMP ne varient plus. Cette évolution en deux temps correspond aux observations réalisées par Moss (1991b) et Sutherland et al. (1996b) et Malam Issa et al. (2003). Cependant Malam Issa et al. (2003) constatent une diminution du DMP dans la deuxième phase. Cette différence de dynamique peut être due à une différence de microtopographie. En effet, Malam Issa et al. (2003) réalisent leurs expérimentations sur des surfaces planes dont l'état évolue tout au long de la simulation du fait du ruissellement. Au contraire, pour nos expérimentations, la microtopographie plus différenciée entraîne des zones hautes pour lesquelles les conditions de surface évoluent peu. Ainsi, tout au long de nos simulations, il existe

une importante surface de mise en mouvement qui n'est pas sujette à un recouvrement par une lame d'eau.

Dans le cadre de l'érosion diffuse, la mise en mouvement par le splash est considérée comme le processus qui fournit le ruissellement en fragments de sol potentiellement transportables. L'analyse de l'évolution temporelle du flux de mise en mouvement a montré que le stock de fragments mobilisés par le splash ne varie pas, aussi bien quantitativement que qualitativement, lorsque le ruissellement est présent à la surface. Ainsi l'approvisionnement du ruissellement en fragments de sol potentiellement transportables peut donc être considéré comme constant pour la durée examinée lors de ces expérimentations. Ces conclusions ne sont probablement pas généralisables. En effet, elles semblent grandement liées à la microtopographie de surface adoptée pour nos expérimentations. Le modelé en rangs et en sillons permet d'avoir des zones hautes émergées pour lesquelles il y a peu d'évolution des états de surface.

4.2.4 Conclusion

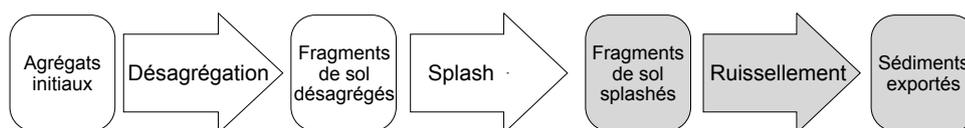
La mise en mouvement par le splash a été étudiée quantitativement (flux de mise en mouvement) et qualitativement (granulométrie) pour déterminer, d'une part, la sélectivité granulométrique de ce processus et, d'autre part, analyser son évolution temporelle.

Un bilan des stocks de fragments de sol produits par la désagrégation et mobilisés par le splash a été réalisé. Il a permis de constater que la sélectivité de la mise en mouvement agit en faveur des fractions moyennes comprises entre 50 et 1000 μm . Ces résultats sont en accord avec la bibliographie disponible sur le sujet. La prise en compte et l'intégration de la désagrégation est indispensable pour cerner et étudier la sélectivité réelle de la mise en mouvement par le splash.

D'autre part, ces résultats montrent que la granulométrie du stock mis en mouvement est en partie déterminée par le stock potentiellement mobilisable issu de la désagrégation. Comme suggéré par [Wan & El-Swaify \(1998\)](#), l'érosion, et ici en l'occurrence la mise en mouvement par l'impact de la pluie, peut être contrainte par les caractéristiques du sol initial. Ces auteurs parlent dans ce cas de «*matrix-limited regime*». Néanmoins la composition seule du stock désagrégé n'explique pas la sélectivité et les différences de flux entre sols. L'étude de l'agencement des fragments dans les premiers millimètres de surface du sol permettrait peut-être d'éclaircir les résultats obtenus sur la sélectivité en analysant la disponibilité des particules vis-à-vis du splash.

Du point de vue de l'évolution temporelle, le flux de mise en mouvement présente une dynamique classique (une forte augmentation suivie d'une stabilisation) qui semble liée aux variations initiales rapides des conditions de surface. Le flux aussi bien que la granulométrie des fragments de sol délivrés à la lame d'eau ruisselante par le splash sont quasiment constants pour la durée de nos expérimentations.

Transport par le ruissellement



Résumé

Pour compléter l'étude des processus érosifs, le transport et la sédimentation des fragments de sol dans le ruissellement soumis à la pluie sont abordés via l'analyse des sédiments exportés. Afin de prendre en compte l'effet de la distance, des expérimentations ont été menées pour des longueurs de pente de 0,5 et 5 m.

La dynamique du transport est étudiée grâce aux flux de sédiments exportés par le ruissellement. Une comparaison de la granulométrie et des quantités de fragments de sol mis en mouvement et exportés pour 0,5 m de pente a permis de mettre en évidence la sélectivité du mécanisme de sédimentation. Les résultats montrent que les fractions les plus fines sont préférentiellement exportées vraisemblablement du fait de la sédimentation importante des fragments > 250 μm . Les fractions de taille intermédiaire (10–500 μm) possèdent une dynamique d'exportation particulière avec seuil hydraulique. L'augmentation de la longueur de pente induit un transport par le ruissellement plus efficace.

À l'issue de ce chapitre la variabilité des résultats rencontrée dans les études expérimentales sur l'érosion des sols est évoquée.

5.1 Matériel et méthodes

5.1.1 Caractéristiques expérimentales

5.1.1.1 Simulations de pluie

Les fragments de sol transportés par le ruissellement ont été étudiés à partir de deux séries d'expérimentations : les simulations de pluie effectuées sur les bacs de 0,25 et 5 m². Ces deux échelles de travail permettent d'analyser l'exportation des sédiments par le ruissellement pour des longueurs de pente de respectivement 0,5 et 5 m.

Une étude menée à ces deux échelles présente un double intérêt. D'une part, elle permet d'isoler une surface à l'échelle des transferts par splash — 0,25 m². D'autre part, elle prend en compte l'influence de la longueur de la pente sur la vitesse du ruissellement. Une longueur de pente de 5 m semble suffisante, à 5 % de pente, pour obtenir une vitesse d'équilibre (Chaplot & Le Bissonais, 2000).

5.1.1.2 Échantillonnages réalisés

Lors de ces simulations, des échantillons de ruissellement ont été collectés à pas de temps régulier à l'exutoire pour déterminer la quantité de matière (eau et fragments de sol) exportée et la granulométrie des sédiments. Les fragments de sol étant échantillonnés avec le ruissellement, la granulométrie agrégée a été mesurée en suspension dans l'eau.

La boîte de collecte du splash présentée au chapitre précédent (§ 4.2.1.3) a été placée à l'amont des bacs de 0,25 et de 5 m². Les échantillonnages ont été réalisés sur un pas de temps de 20 min. Pour les simulations à 0,25 m², un échantillon sur deux a été collecté dans de l'éthanol afin de déterminer la granulométrie agrégée. Pour les simulations à 5 m², seule la masse totale de splash collectée a été mesurée.

5.1.1.3 Sols étudiés

Les matériaux étudiés dans ce chapitre sont l'argile, l'argile limoneuse et les deux sols limoneux. Les limons moyens sableux (LMS I et LMS II) correspondent à deux matériaux similaires. Le limon moyen sableux II a été prélevé pour effectuer les expérimentations à 5 m² et n'a donc pas été séché à l'air (§ 2.1). Du fait de cette différence d'histoire hydrique les deux sols ont été distingués.

5.1.2 Calcul des flux

5.1.2.1 Flux de sédiments mis en mouvement et exportés

Pour les bacs de 0,25 m², le flux de fragments de sol mis en mouvement μ (en g.m⁻².mm⁻¹) a été déterminé à partir des échantillons collectés dans les boîtes placées en amont selon la méthode présentée au chapitre précédent (§ 4.2.1.3). Cette méthode, qui nécessite l'interprétation préalable de mesures de distribution spatiale et l'application d'équations théoriques, donne des résultats entachés d'une certaine incertitude. Les mêmes distances caractéristiques de splash ont été utilisées pour les fractions des deux séries d'expérimentations réalisées avec les limons moyens sableux. Le flux de mise en mouvement réel n'a pas été déterminé pour les simulations à 5 m² pour les raisons évoquées auparavant.

Le flux mis en mouvement ainsi calculé correspond à la quantité moyenne de fragments de terre mobilisés sur l'ensemble de la surface étudiée. Il est très probable que cette valeur

moyenne sous-estime le flux qui arrive réellement au niveau des zones ruisselantes. En effet, les distances caractéristiques de splash (entre 5 et 21 cm, § 4.1.3.4) et les dimensions des motifs de la microtopographie de la surface (des sillons d'environ 2 cm de haut tous les 12 cm, § 2.2.3.3) étant du même ordre de grandeur, il semble évident que la morphologie de la surface agit sur le transfert par splash. Les zones ruisselantes sont localisées dans les parties basses du microrelief, au niveau des sillons. Or, lorsqu'il y a une pente locale, le flux de fragments de transportés par le splash est supérieur vers l'aval (Savat & Poesen, 1981 ; Ghadiri & Payne, 1988 ; Wan et al., 1996). De ce fait, le flux de fragments mis en mouvement doit se concentrer au niveau des zones ruisselantes et donc être supérieur au flux moyen de mise en mouvement.

Le flux de sédiments exportés Φ (en $\text{g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$) est la masse de fragments de sol collectés à l'exutoire, dans le ruissellement, par unité de surface du bac et par unité de temps (exprimé en mm de pluie cumulée).

5.1.2.2 Comparaison des flux de sédiments

L'effet du transport par le ruissellement sur la granulométrie des fragments de sol a été évalué à l'aide d'un taux d'enrichissement, tout comme pour le transfert par le splash (§ 4.2.1.4). Le taux d'enrichissement lié au transport par le ruissellement R_{ruiss} , pour une fraction donnée i , est le rapport suivant :

$$R_{ruiss}(i) = \frac{\%_{export}(i)}{\%_{splash}(i)} \quad (5.1)$$

avec $\%_{export}(i)$ et $\%_{splash}(i)$ les pourcentages massiques des granulométries de, respectivement, le flux de mise en mouvement par le splash et le flux de sédiments exportés par le ruissellement. Un taux d'enrichissement inférieur à 1 est l'indication d'un appauvrissement de la fraction concernée. Le calcul du taux d'enrichissement a été effectué à partir des compositions granulométriques moyennes pour toutes les répétitions d'un même sol. Seuls les premiers échantillons collectés pour le splash n'ont pas été pris en compte car ils présentent une distribution granulométrique très différente de celle des échantillons suivants (§ 4.2.3.4).

Des taux d'exportation, qui reflètent le bilan des flux mis en mouvement et exportés, sont aussi calculés. Par différence, ces taux nous donnent une indication sur la part de fragments de sol qui se sont déposés avant d'atteindre l'exutoire. Le taux d'exportation instantané E , pour une fraction i et à un instant donné (exprimé en pluie cumulée p), est le rapport :

$$E_p(i) = \frac{\Phi_p(i)}{\mu_p(i)} \times 100 \quad (5.2)$$

avec $\Phi_p(i)$ et $\mu_p(i)$ les flux de la fraction i à l'instant p , pour respectivement, l'exportation par le ruissellement et la mise en mouvement par la pluie. Quand la valeur du flux mis en mouvement n'est pas connue pour la période correspondante, elle est interpolée en moyennant les valeurs des périodes précédente et suivante. Selon la même démarche, un taux d'exportation E_{int} est intégré pour l'ensemble de l'événement pluvieux :

$$E_{int}(i) = \frac{\int_0^{p_{fin}} \Phi(i) dp}{\int_0^{p_{fin}} \mu(i) dp} \times 100 \quad (5.3)$$

avec p la quantité de pluie cumulée et p_{fin} la quantité totale de pluie cumulée pendant tout l'événement pluvieux.

5.1.2.3 Flux d'eau

Afin de pouvoir comparer l'exportation d'eau entre les deux échelles d'expérimentations, le volume ruisselé a été corrigé par la surface ruisselante. On obtient ainsi un débit par unité de surface Q (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$):

$$Q = \frac{V_{\text{ruiss}}}{(A \times B) t} \quad (5.4)$$

avec V_{ruiss} le volume ruisselé (en m^3), A et B respectivement la largeur et la longueur du bac (en m) et t la durée de l'échantillonnage (en s). Le débit exprimé de cette façon équivaut à une épaisseur moyenne de la lame d'eau pendant une durée donnée.

5.1.3 De la comparaison des simulations à 0,25 et à 5 m^2

L'ambition initiale de ces deux séries d'expérimentations était de pouvoir comparer les flux de sédiments exportés à 0,25 et 5 m^2 afin d'étudier les effets liés à la longueur de pente et au changement d'échelle. Malheureusement, la confrontation des données de contrôle collectées pour ces simulations de pluie montre qu'une comparaison directe semble délicate (Tableau 5.1).

	LMS II		AL			
	0,25 m^2	5 m^2	0,25 m^2	5 m^2		
Humidité pondérale initiale ($\text{g}\cdot 100 \text{ g}^{-1}$)	10,3	9,2	12,0	4,1	4,8	13,5
Pluie cumulée totale (mm)	87	67	63	184	212	220

Tab. 5.1 – Caractéristiques des simulations de pluie réalisées à 0,25 et 5 m^2 .
LMS II : limon moyen sableux II ; AL : argile limoneuse.

Pour le limon moyen sableux II, les valeurs d'humidité pondérale initiale (Tableau 5.1) et la dynamique du ruissellement (Figure 5.1[a]) sont semblables à 0,25 et à 5 m^2 , mais le taux de transport par splash est lui très différent (Figure 5.1[b]). Les valeurs de taux transport à 5 m^2 sont en moyenne 4,8 fois plus élevées que les valeurs mesurées à 0,25 m^2 . En fait cette augmentation du taux de transport observé est en partie due à la différence de géométrie des zones sources. En effet, d'après van Dijk et al. (2002), un accroissement du rapport A/B — rapport de la largeur sur la longueur du bac (voir 4.2.1.3) — entraîne une hausse du facteur de correction géométrique F_w . Ainsi, d'après l'équation 4.15, pour un même flux de mise en mouvement μ , et une même distance caractéristique de splash Λ , le taux de transport est plus élevé à 5 m^2 qu'à 0,25 m^2 . Malheureusement, ne connaissant ni la granulométrie collectée, ni la valeur du facteur de correction géométrique pour un rapport $A/B = 0,1$, le flux réel de mise en mouvement ne peut pas être calculé pour les échantillons de splash collectés à 5 m^2 .

Pour l'argile limoneuse, les valeurs des humidités initiales des matériaux testés à 0,25 m^2 sont beaucoup plus faibles que celle mesurée à 5 m^2 . Or des observations réalisées dans le cadre de cette thèse (§ 5.5) ainsi que des expérimentations antérieures (Le Bissonnais et al., 1995) montrent que l'humidité initiale est un facteur majeur qui influence les caractéristiques érosives, notamment la dynamique du ruissellement et la concentration en sédiments. La différence dans l'évolution temporelle du coefficient de ruissellement entre 0,25 et 5 m^2 (Figure 5.1[a]), pourrait donc être liée à une différence d'humidité initiale.

Du fait de ces incertitudes, une comparaison quantitative des flux et de la granulométrie des sédiments exportés à 0,25 et 5 m^2 ne serait ni pertinente, ni significative. Ainsi, seule la dynamique temporelle de l'exportation par le ruissellement sera confrontée à ces deux échelles.

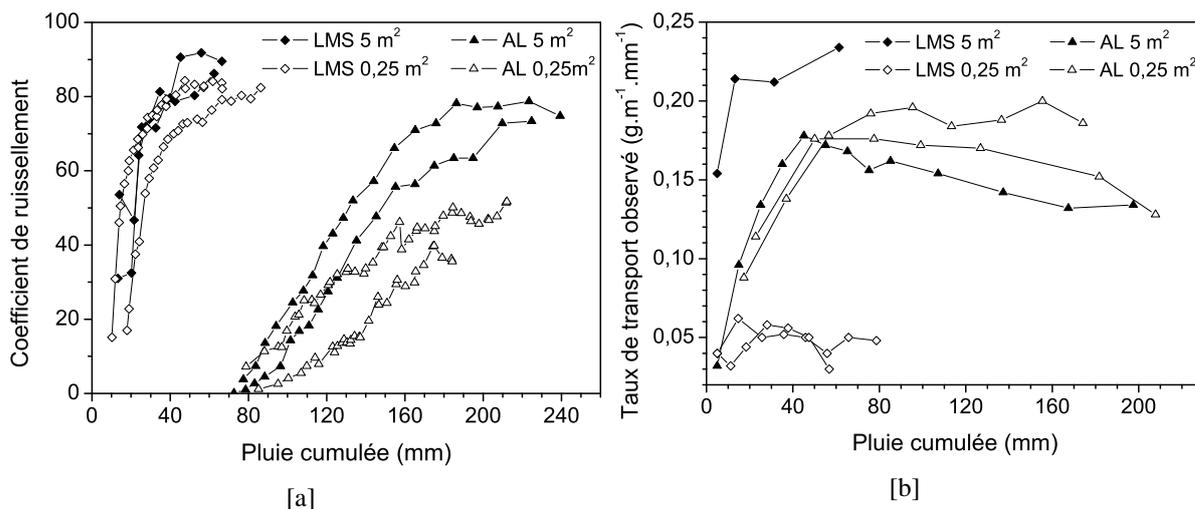


FIG. 5.1 – Comparaison de l'évolution temporelle du coefficient de ruissellement (a) et du taux de transport observé pour le splash (b) pour les événements érosifs simulés à 0,25 et 5 m². LMS : limon moyen sableux II ; AL : argile limoneuse.

5.2 Résultats

5.2.1 Caractérisation du flux de sédiments exportés

5.2.1.1 Flux total

Pour les deux échelles étudiées, les flux totaux de sédiments exportés montrent la même évolution temporelle avec une première phase d'augmentation du flux, puis une stabilisation (Figure 5.2). Deux types de dynamique apparaissent clairement en fonction de la nature des sols. Pour les limons moyens sableux, le flux exporté augmente rapidement et fortement, pour atteindre des valeurs élevées supérieures à 10 g.m⁻².mm⁻¹. Pour les sols argileux (argile et argile limoneuse) la hausse est beaucoup plus lente et les valeurs de flux sont plus faibles, de l'ordre de quelques g.m⁻².mm⁻¹. Une fois la phase de plateau atteinte, les valeurs de flux ont une variabilité assez faible sauf pour le limon moyen sableux I. Quel que soit le sol considéré, la dynamique temporelle de l'exportation des sédiments est la même pour 0,5 et 5 m de longueur de pente, mais les flux exportés sont plus forts pour 5 m.

Les sédiments exportés à 0,25 m² sont plus fins que les fragments de sol mis en mouvement par le splash ou issus de la désagrégation. Le diamètre médian est compris entre 10 et 50 µm pour les sédiments exportés (Figure 5.3), alors qu'il est supérieur à 60 µm pour les fragments mis en mouvement (Figure 4.14).

La gamme de tailles des fragments de terre collectés dans le ruissellement pour 0,5 m de pente s'étale entre 0,05 µm, la taille minimale mesurée, et 1000 µm. Les fractions 0,05–0,2 µm représentent une faible proportion de la masse exportée totale, de l'ordre de 1 %, mais elles sont toujours présentes. Des fragments de plus de 2000 µm ne sont jamais observés. Pour la fraction 1000–2000 µm, quelques fragments sont parfois notés pour l'argile et l'argile limoneuse.

Les modes observés pour ces distributions granulométriques à 0,5 m (Tableau 5.2) correspondent aux modes identifiés dans les distributions des fragments mis en mouvement par le splash dans le cas des limons moyens sableux et de l'argile limoneuse (§ 4.2.2.1 et 4.2.2.2). Pour les limons moyens sableux, le mode le plus grossier, compris entre 500 et 1000 µm, est absent pour des sédiments exportés. Pour l'argile, les modes observés pour les sédiments ex-

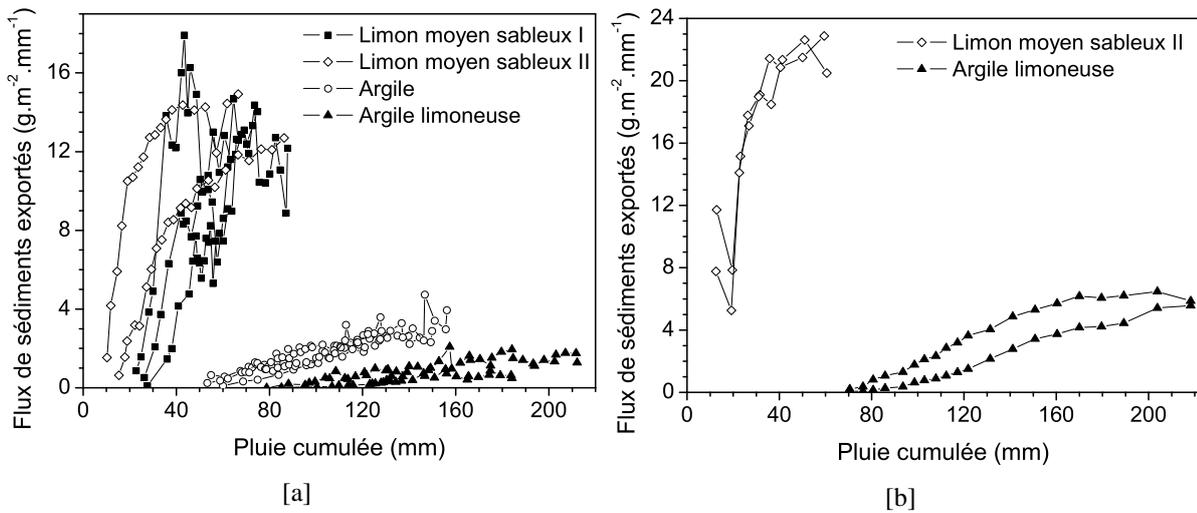


FIG. 5.2 – Évolution temporelle des flux des sédiments exportés par le ruissellement pour une longueur de pente de 0,5 m (a) et une longueur de pente de 5 m (b).

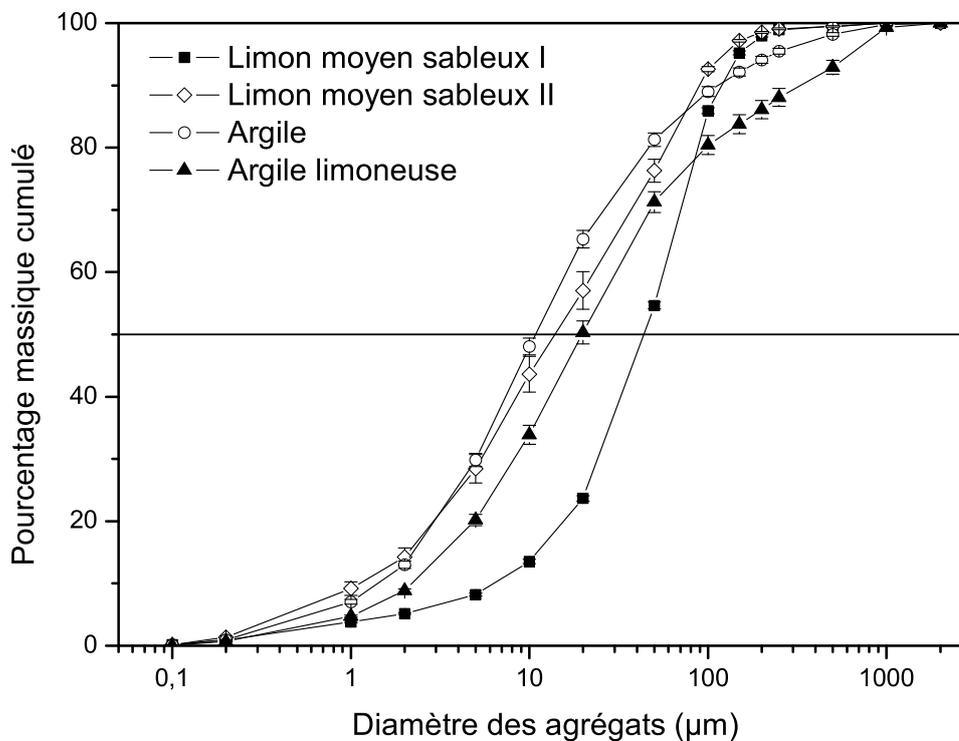


FIG. 5.3 – Distributions granulométriques des fragments de sol exportés par le ruissellement pour une longueur de pente de 0,5 m.

Les barres d'erreur sont les erreurs standards.

portés (20–100 μm et 500–1000 μm) sont décalés vers les fractions fines par rapport à ceux identifiés dans le stock mis en mouvement.

LMS (I et II)	A	AL
0,2–1 μm	2–50 μm	20–50 μm
20–100 μm	250–500 μm	500–1000 μm

Tab. 5.2 – Modes observés dans les distributions granulométriques des sédiments exportés par le ruissellement pour une longueur de pente de 0,5 m.

LMS : limon moyen sableux ; A : argile ; AL : argile limoneuse.

Les distributions granulométriques des sédiments exportés sont similaires pour des longueurs de pente de 0,5 et de 5 m. Ceci se vérifie pour le limon moyen sableux II et pour l'argile limoneuse (Figure 5.4). Les mêmes modes et la même allure générale sont observés. La gamme de tailles des fragments mesurée pour 5 m est cependant un peu plus grossière. Ainsi, pour le limon moyen sableux II, des fragments de 1000–2000 μm sont régulièrement mesurés à 5 m alors qu'ils sont absents à 0,5 m. Pour l'argile limoneuse, avec 5 m de pente, les fragments de plus de 2000 μm sont notés sporadiquement et ceux de la fraction 1000–2000 μm sont toujours présents dans les échantillons.

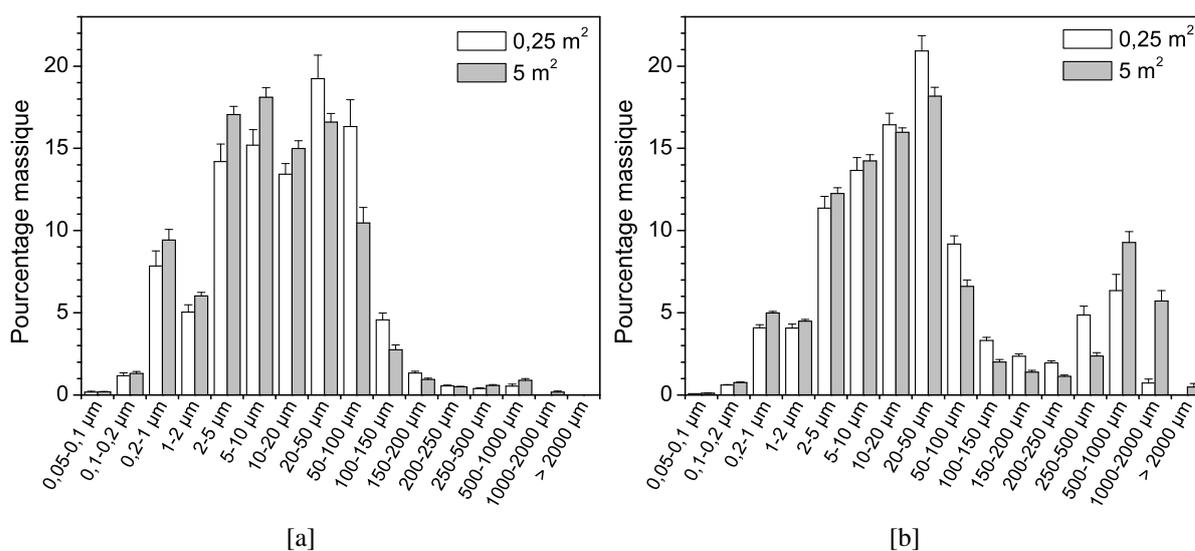


FIG. 5.4 – Comparaison des distributions granulométriques des sédiments exportés à 0,25 et à 5 m² pour le limon moyen sableux II (a) et l'argile limoneuse (b).

Les barres d'erreur sont les erreurs standards.

5.2.1.2 Flux par fractions

Pour l'ensemble des fractions mesurées, le flux de sédiments exportés augmente au cours du temps aussi bien à 0,5 qu'à 5 m de longueur de pente. Une investigation plus approfondie, pour le limon moyen sableux II et l'argile limoneuse, montre que cette évolution temporelle observée est à relier à la dynamique du ruissellement (Figures 5.5 et 5.6). Dans les paragraphes qui suivent, la relation entre le flux de sédiments exportés par fraction et le débit d'eau va être étudiée plus précisément pour le limon moyen sableux II et l'argile limoneuse.

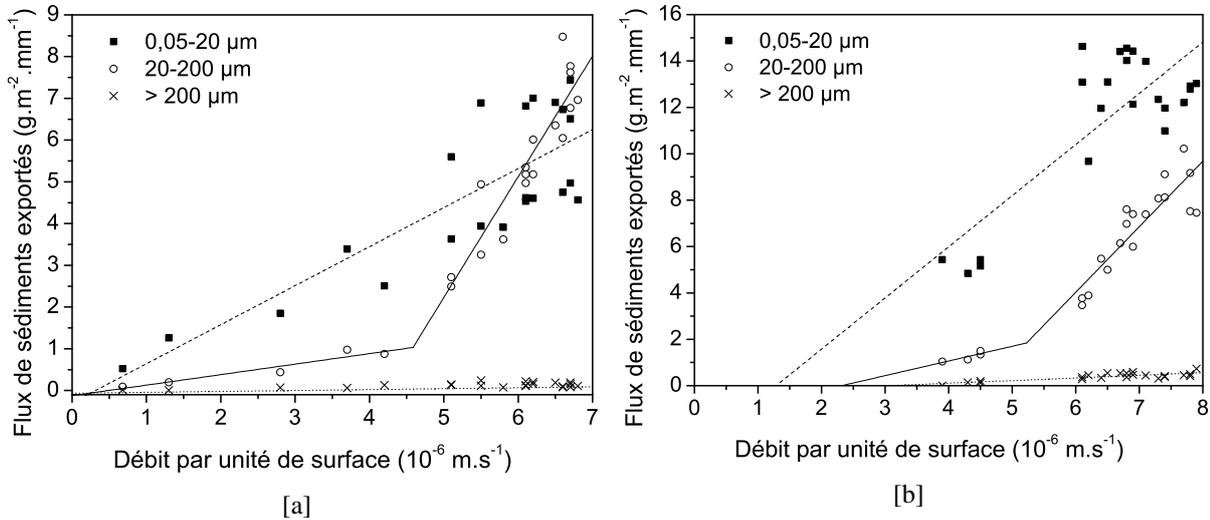


FIG. 5.5 – Flux de sédiments exportés par le ruissellement, par fractions, en fonction du débit d'eau par unité de surface pour le limon moyen sableux II et des longueurs de pente de 0,5 m (a), et de 5 m (b).

Les coefficients des régressions sont donnés dans le Tableau 5.3.

Fractions μm	Longueur de pente de 0,5 m			Longueur de pente de 5 m		
	$a \pm \text{Er. Std.}$ $\times 10^5 \text{ SI}$	$b \pm \text{Er. Std.}$ $\text{g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$	R^2	$a \pm \text{Er. Std.}$ $\times 10^5 \text{ SI}$	$b \pm \text{Er. Std.}$ $\text{g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$	R^2
0,05–20	$9,4 \pm 1,4$	$-0,29 \pm 0,79$	0,69	$22,1 \pm 3,6$	$-2,84 \pm 2,37$	0,65
20–200 $Q < Q_s$	$2,5 \pm 0,5$	$-0,12 \pm 0,13$	0,91	$6,3 \pm 2,6$	$-1,47 \pm 1,14$	0,74
20–200 $Q > Q_s$	$28,9 \pm 3,2$	$-12,23^* \pm 1,95$	0,85	$28,3 \pm 3,9$	$-12,94^* \pm 2,74$	0,77
>200	$0,2 \pm 0,1$	$0,01 \pm 0,03$	0,38	$1,1 \pm 0,2$	$-0,35^* \pm 0,12$	0,65

TAB. 5.3 – Coefficients des régressions entre les flux de sédiments exportés et le débit pour le limon moyen sableux II.

Er. Std. : erreur standard. R^2 : coefficient de détermination. Q_s : seuil du débit.

* : valeur significativement différente de 0 pour $\alpha = 0,05$.

L'analyse de la dynamique des flux exportés fait apparaître trois groupes de fractions qui se distinguent par leurs comportements contrastés (Figures 5.5 et 5.6). Les fractions fines montrent une augmentation régulière du flux exporté en fonction du débit. Pour les fractions intermédiaires, la relation est caractérisée par un seuil. Au-delà d'une valeur seuil Q_s de débit par unité de surface, les flux exportés augmentent plus fortement. Pour les fractions grossières, le flux exporté augmente faiblement en fonction du débit. Les limites de ces trois groupes de fractions sont différentes pour chacun des deux sols étudiés mais elles ne varient pas en fonction de la longueur de pente.

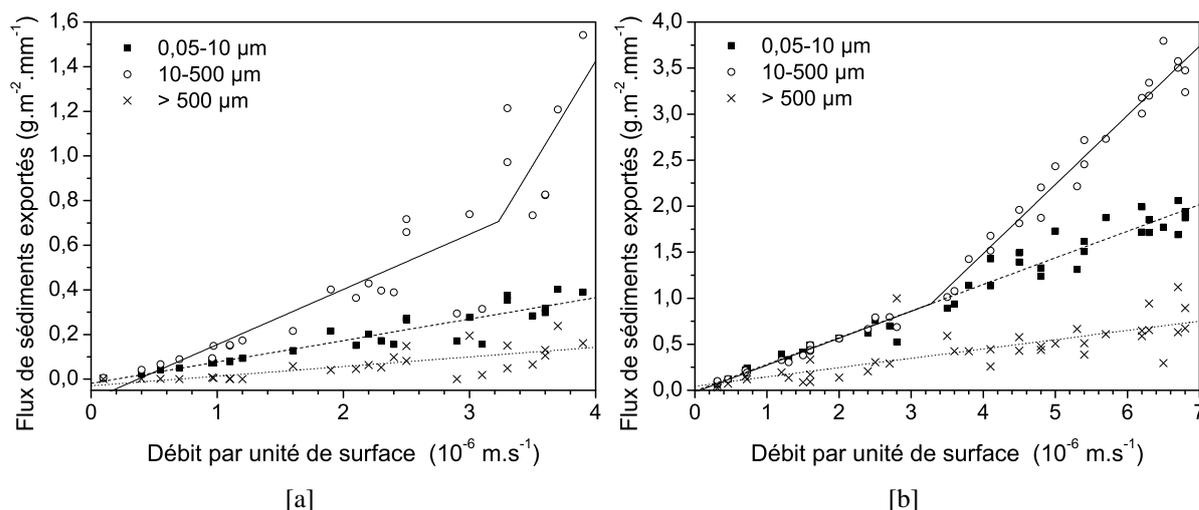


FIG. 5.6 – Flux de sédiments exportés par le ruissellement, par fractions, en fonction du débit d'eau par unité de surface pour l'argile limoneuse et des longueurs de pente de 0,5 m (a), et de 5 m (b).

Les coefficients des regressions sont donnés dans le Tableau 5.4.

Fractions μm	Longueur de pente de 0,5 m			Longueur de pente de 5 m		
	$a \pm \text{Er. Std.}$ $\times 10^5$	$b \pm \text{Er. Std.}$ $\text{g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$	R^2	$a \pm \text{Er. Std.}$ $\times 10^5$	$b \pm \text{Er. Std.}$ $\text{g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$	R^2
0,05–10	$1,0 \pm 0,1$	$-0,02 \pm 0,02$	0,86	$2,9 \pm 0,1$	$-0,01 \pm 0,04$	0,96
10–500 $Q < Q_s$	$2,5 \pm 0,1$	$-0,09^* \pm 0,04$	0,86	$2,9 \pm 0,1$	$-0,02 \pm 0,02$	0,98
10–500 $Q > Q_s$	$9,3 \pm 2,8$	$-2,31^* \pm 0,95$	0,58	$7,5 \pm 0,3$	$-1,52^* \pm 0,18$	0,96
>500	$0,4 \pm 0,1$	$-0,03 \pm 0,02$	0,54	$1,0 \pm 0,1$	$0,05 \pm 0,06$	0,62

TAB. 5.4 – Coefficients des regressions entre les flux de sédiments exportés et le débit pour l'argile limoneuse.

Er. Std. : erreur standard. R^2 : coefficient de détermination. Q_s : seuil du débit.

* : valeur significativement différente de 0 pour $\alpha = 0,05$.

Les dynamiques des flux exportés $\Phi(i)$ en fonction du débit ont été ajustées à des modèles linéaires du type :

$$\Phi(i) = aQ + b \quad (5.5)$$

avec Q le débit par unité de surface et a et b les coefficients d'ajustement. Ces ajustements sont indiqués sur les Figures 5.5 et 5.6 et les coefficients de détermination obtenus sont présentés dans les Tableaux 5.3 et 5.4. Pour les fractions intermédiaires, la régression a été réalisée en

deux étapes afin de prendre en compte l'effet seuil. La valeur du seuil a ensuite été déterminée en calculant la valeur de l'ordonnée au point d'intersection des deux droites (Tableau 5.5).

10^{-6} m.s^{-1}	Longueur de pente	
	0,5 m	5 m
LMS II	4,6	5,2
AL	3,2	3,3

TAB. 5.5 – Valeurs du seuil du débit par unité de surface, Q_s , pour la fraction moyenne du limon moyen sableux II et de l'argile limoneuse.

La forme générale des relations entre les flux exportés et le débit est la même pour une fraction donnée et pour un sol donné quelle que soit la longueur de pente considérée. Les graphes des Figures 5.5[a] et 5.5[b] d'une part, et des Figures 5.6[a] et 5.6[b] d'autre part, montrent les mêmes dispositions. Cependant les valeurs des coefficients de régression sont très différentes d'une longueur de pente à une autre pour toutes les fractions, excepté pour la fraction moyenne quand le débit est supérieur au seuil (Tableaux 5.3 et 5.4). Les ajustements pour cette seconde phase ($Q < Q_s$) de la dynamique des fractions intermédiaires donnent des coefficients de régression similaires pour un même sol quelle que soit la longueur de pente. Des valeurs de seuil très proches sont d'ailleurs obtenues pour chacune des deux échelles (Tableau 5.5). Pour les autres fractions, le flux de sédiments exportés est toujours plus élevé à 5 m qu'à 0,5 m pour une même gamme de débits. Cette différence se traduit par des valeurs a des pentes des ajustements plus importantes pour la plus longue pente.

5.2.2 Bilan des flux de sédiments mis en mouvement et exportés à courte distance

Pour réaliser ce bilan des flux de sédiments mis en mouvement et exportés, les fractions les plus fines, comprises entre 0,05 et 0,2 μm n'ont pas été prises en compte. En effet, comme la distance caractéristique de splash Λ n'a pas pu être déterminée pour les fragments de cette taille, leur flux réel de mise en mouvement ne peut pas être calculé (§ 4.2.2.2).

Pour tous les sols testés, le taux d'enrichissement décroît avec la taille des fragments de sol (Figure 5.7). Pour les fractions de 0,2 à 20 μm , le taux d'enrichissement est à peu près stable et > 1 . Puis, avec l'augmentation du diamètre moyen, le taux d'enrichissement décroît régulièrement. Le taux d'enrichissement est < 1 pour :

- les fractions $< 50 \mu\text{m}$ pour le limon moyen sableux II ;
- les fractions $< 100 \mu\text{m}$ pour le limon moyen sableux I et l'argile ;
- les fractions $< 150 \mu\text{m}$ pour l'argile limoneuse.

Pour l'ensemble des sols, les sédiments exportés sont donc enrichis en fractions fines (0,2–20 μm) par comparaison aux fragments de sol mis en mouvement.

Les dynamiques des taux d'exportation en fonction du débit montrent une forte variabilité pour les répétitions du limon moyen sableux I (Figure 5.8[a]) et de l'argile (Figure 5.8[c]). Cette variabilité s'observe également, pour tous les sols, dans les valeurs des taux d'exportation intégrés au cours de l'événement érosif (Figure 5.9), à l'exception du limon moyen sableux II pour lequel la variabilité est gommée par la différence importante qui existe entre les valeurs

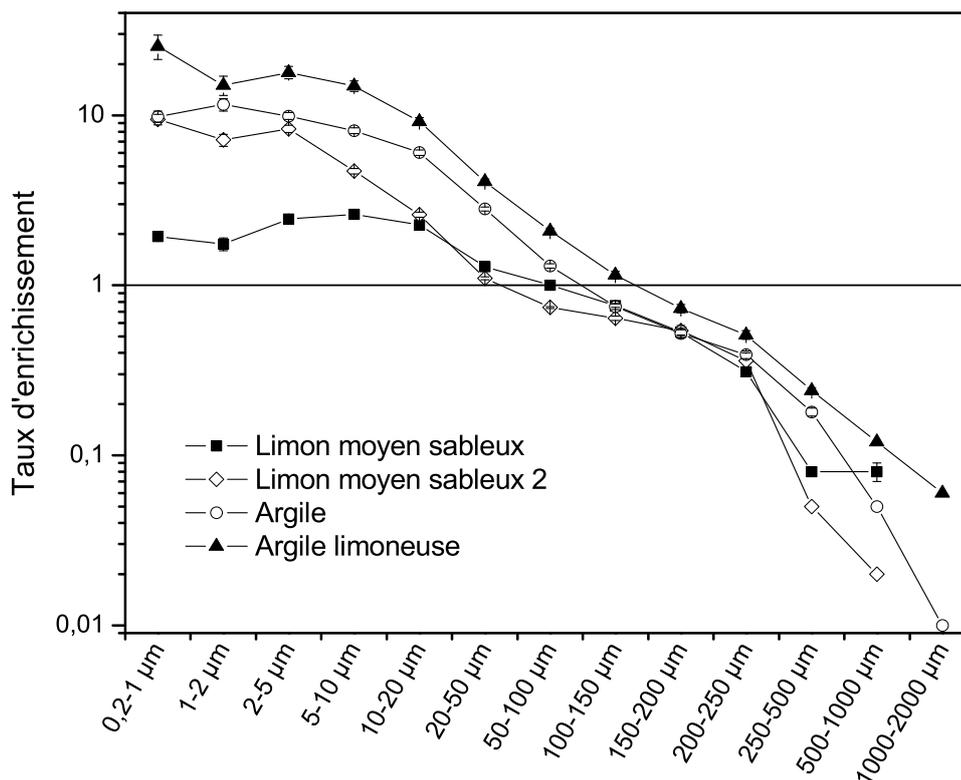


FIG. 5.7 – Taux d'enrichissement du transport par le ruissellement à courte distance. Comparaison des granulométries des fragments de sol mis en mouvement par le splash et exportés par le ruissellement pour 0,5 m de longueur de pente.

Les barres d'erreur sont les intervalles de confiance pour $\alpha = 0,05$.

des flux mis en mouvement et exportés. Les flux mis en mouvement et exportés ne sont pas aussi variables (Figures 5.2[a], 4.15, 4.14 et 5.3). Le calcul des taux d'exportation nécessite :

1. l'estimation des flux mis en mouvement à partir des résultats des expérimentations en anneaux et des données recueillies à l'aide des boîtes de collecte du splash (§ 4.2.1.3) ;
2. souvent une interpolation des valeurs de flux de mise en mouvement (§ 5.1.2.2).

Ce calcul complexe est vraisemblablement générateur d'incertitudes quant aux valeurs obtenues. La forte variabilité des taux d'exportation, notamment des taux intégrés, est donc potentiellement due à l'imprécision de la méthode de calcul.

L'évolution temporelle du taux d'exportation pour les limons moyens sableux (une répétition pour le limon moyen sableux I et l'ensemble des répétitions du limon moyen sableux II) montre des valeurs $> 100\%$ (Figures 5.9[a] et 5.9[b]). Pour les fractions fines, de taille inférieure à $20\ \mu\text{m}$, les taux d'exportation intégrés sont souvent proches ou supérieurs à 100% (Figures 5.9[a], 5.9[c] et 5.9[d]). Pour le limon moyen sableux II ce sont presque toutes les fractions, sauf celles comprises entre 250 et $1000\ \mu\text{m}$, qui ont un taux d'exportation intégré $> 100\%$ (Figure 5.9[b]).

Malgré la variabilité des valeurs des différentes répétitions, quelques comportements généraux peuvent être notés. Comme pour la dynamique du flux exporté pour la fraction intermédiaire (Figures 5.5 et 5.6), la relation entre taux d'exportation et débit montre souvent un seuil (Figure 5.8). Cette dynamique en deux temps s'observe pour deux répétitions du limon moyen sableux I (Figure 5.8[a], figurés cochés et vides), pour le limon moyen sableux II (Figure 5.8[b]) et pour l'argile limoneuse (Figure 5.8[d]). Pour une répétition de l'argile (Figure 5.8[c], figurés

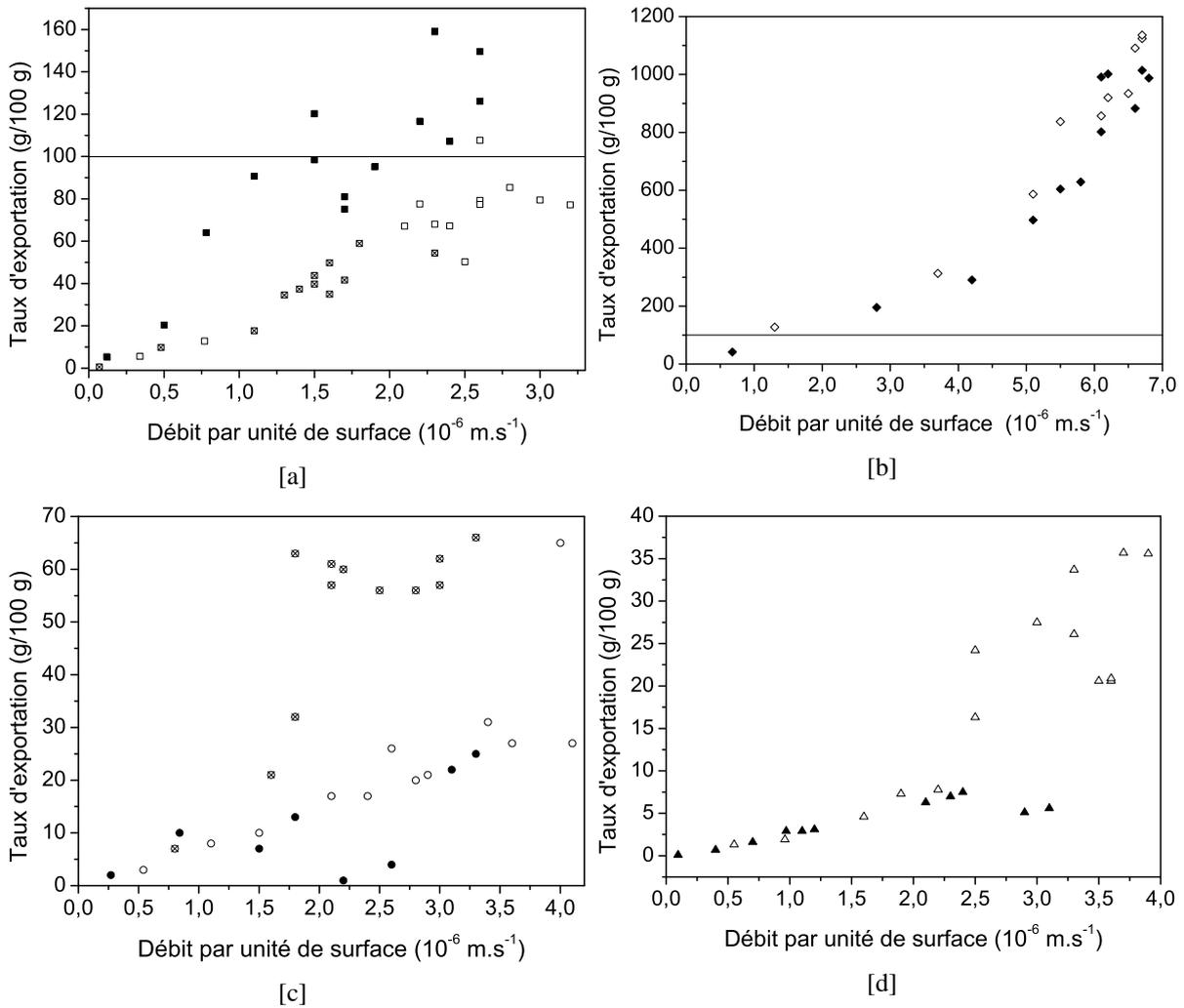


FIG. 5.8 – Taux d'exportation en fonction du débit d'eau par unité de surface pour le limon moyen sableux I (a), le limon moyen sableux II (b), l'argile (c) et l'argile limoneuse (d). Chaque répétition est représentée par un figuré différent.

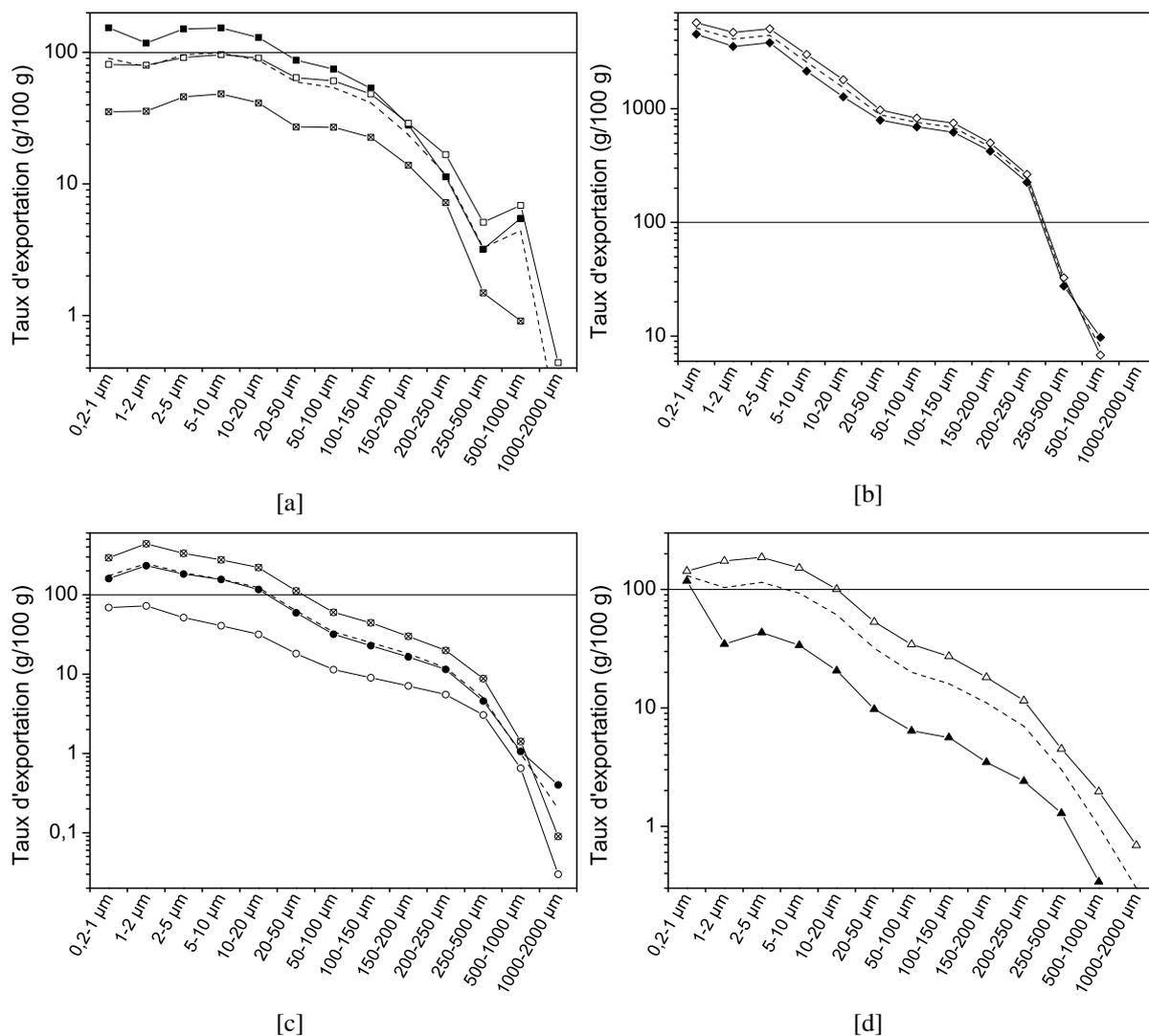


FIG. 5.9 – Taux d'exportation intégrée en fonction des fractions granulométriques pour le limon moyen sableux I (a), le limon moyen sableux II (b), l'argile (c) et l'argile limoneuse (d). Chaque répétition est représentée par un figuré différent et la moyenne par des pointillés. Notez que l'axe des abscisses est en échelle logarithmique.

cochés) un seuil est aussi noté. Cependant, pour cette dernière, les valeurs du taux d'exportation sont stables au-delà du seuil.

Bien que les taux d'exportation intégrés présentent une forte variabilité, on observe une tendance générale pour tous les sols : le taux est à peu près stable et souvent proche de 100 % pour les fractions $< 20 \mu\text{m}$, puis il décroît avec l'augmentation du diamètre moyen (Figure 5.9). Cette tendance est similaire à celle observée pour le taux d'enrichissement (Figure 5.7).

5.3 Discussion

5.3.1 Compétence du transport

La compétence du transport par le ruissellement, au sens défini par [Parsons et al. \(1998\)](#), est la taille maximale des particules qui peuvent être transportées par la lame d'eau ruisselante. Les résultats obtenus ici montrent que la taille maximale des fragments de sol collectés dans le ruissellement n'est pas la même selon le type de sol et la longueur de pente. Pour une pente de 0,5 m de long, la compétence est de $1000 \mu\text{m}$ pour les limons moyens sableux et de $2000 \mu\text{m}$ pour l'argile et l'argile limoneuse. Pour une pente de 5 m, la compétence s'étend à des fragments plus grossiers, avec une taille maximale de $2000 \mu\text{m}$ pour le limon moyen sableux I, et de plus de $2000 \mu\text{m}$ pour l'argile limoneuse.

La taille maximale des fragments mis en mouvement et collectés à $0,25 \text{ m}^2$, est de $2000 \mu\text{m}$ pour les limons moyens sableux et de plus de $2000 \mu\text{m}$ pour l'argile et l'argile limoneuse (Tableau 4.5 et Figure 4.14). Ainsi, la totalité de la gamme de tailles des fragments de sol mis en mouvement n'a pas pu être transportée pour 0,5 m de pente. Pour cette longueur, la compétence du transport semble limitante et le ruissellement ne peut pas exporter les fragments de sol les plus grossiers. Si on suppose que la gamme de tailles des fragments mis en mouvement par le splash est la même à $0,25$ et à 5 m^2 , alors la compétence du transport n'est plus limitante pour la plus longue pente : les fragments les plus grossiers mobilisés par le splash ont pu être exportés.

Le transport de fragments de sol plus grossiers pour la pente la plus longue est probablement dû à une différence dans les caractéristiques hydrauliques du ruissellement. [Chaplot & Le Bissonnais \(2000\)](#) ont montré que la vitesse de la lame d'eau ruisselante augmente avec la longueur de la pente jusqu'à une vitesse limite. Pour une pente de 4 %, la vitesse limite est atteinte pour 3 m de pente. Le ruissellement sortant des bacs de 5 m^2 doit donc avoir une vitesse supérieure à la lame d'eau qui arrive à l'exutoire des bacs de $0,25 \text{ m}^2$. Ce ruissellement plus rapide serait capable de transporter les fragments les plus grossiers.

Les différences de compétence observées en fonction des types de sol peuvent être liées à la composition du stock de fragments de sol mis en mouvement. Pour les limons moyens sableux, l'absence de fragments de plus de $2000 \mu\text{m}$ dans le stock mis en mouvement explique l'absence de ces fractions dans les sédiments exportés. Par ailleurs, pour ces sols, la fraction $1000\text{--}2000 \mu\text{m}$ est faiblement représentée dans les stocks mis en mouvement avec 1,4 % (intervalle de confiance à $\alpha = 0,05$ de 0,05 %) pour le limon moyen sableux I et 0,1 % (intervalle de confiance à $\alpha = 0,05$ de 0,02 %) pour le limon moyen sableux II. Peu de fragments de cette taille sont mis en mouvement et la probabilité qu'ils parviennent jusqu'à l'exutoire doit être faible.

D'autre part, pour l'ensemble des sols testés, il existe vraisemblablement des différences dans les caractéristiques d'écoulement du ruissellement liées à des variations dans les coefficients de ruissellement, dans la rugosité des surfaces immergées et dans l'épaisseur de la lame

d'eau. De telles variations pourraient être à l'origine des différences de compétence du ruissellement.

5.3.2 Bilan des flux et mécanismes de mise en mouvement

La comparaison des flux de sédiments mis en mouvement et exportés pour une longueur de pente de 0,5 m permet de tester l'hypothèse initiale selon laquelle *la mise en mouvement des fragments de sol est entièrement assurée par l'impact des gouttes de pluie*. Plusieurs cas de figures peuvent se présenter :

1. le taux d'exportation instantané est toujours $\leq 100\%$, l'hypothèse initiale est probable ;
2. le taux d'exportation à un instant donné n'est pas toujours $\leq 100\%$, mais le taux d'exportation intégré sur l'ensemble de l'événement pluvieux est lui $\leq 100\%$. L'hypothèse initiale est toujours probable mais le temps de transfert des fragments jusqu'à l'exutoire est long ;
3. si les taux d'exportation instantanés et intégré sont toujours $> 100\%$, cela signifie que le flux exporté est supérieur au flux mis en mouvement par la pluie. L'hypothèse initiale est rejetée. Dans ce cas, des mécanismes de mise en mouvement autres que l'impact des gouttes de pluie doivent être évoqués.

Pour l'argile et l'argile limoneuse, le flux de mise en mouvement à un instant donné est toujours supérieur au flux de sédiments exportés (Figures 5.8[c] et 5.8[d]). Pour ces deux sols, les valeurs obtenues pour les taux d'exportation ne contredisent pas l'hypothèse initiale. Ces résultats tombent dans le premier cas.

Les résultats du limon moyen sableux I montrent, pour toutes les répétitions sauf une (figurés pleins), un taux d'exportation instantané inférieur ou proche de 100 % (Figure 5.8[a]). Ainsi, pour un instant donné, le flux de sédiments exportés est toujours inférieur ou égal au flux de fragments de sol mis en mouvement. Pour ces deux répétitions, nous nous trouvons donc aussi dans le premier cas. Pour la répétition représentée en figurés pleins, le taux d'exportation instantané est largement supérieur à 100 % pour des débits $> 1,5 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Néanmoins lorsque les flux sont intégrés sur l'ensemble de l'événement pluvieux, on constate que seuls 70 % du flux mis en mouvement sont exportés. Cette répétition du limon moyen sableux I correspond au deuxième cas. L'hypothèse initiale est toujours probable.

Pour la deuxième série d'expérimentations effectuées avec un limon moyen sableux, le taux d'exportation instantané est très supérieur à 100 % (Figure 5.8[b]). L'intégration sur la durée totale des événements pluvieux montre que le flux total exporté est 6 à 8 fois plus important que le flux total mis en mouvement. Les résultats pour ce sol correspondent au troisième cas évoqué et d'autres mécanismes de mise en mouvement auraient donc pris place lors de ces expérimentations. Deux grands types de mécanismes de mise en mouvement peuvent avoir lieu sur une telle surface : des écoulements gravitaires miniatures le long des flancs des rangs (Boiffin, 1984) et une mobilisation par la lame d'eau ruisselante. Aucun remaniement gravitaire, même de faible amplitude, et aucune trace d'un tel événement n'ont été observés lors des expérimentations. D'autre part, aucune trace d'érosion n'a été notée au niveau des zones d'écoulement du ruissellement. Au contraire il y a même de la sédimentation et les dépôts ont profondément modifié la morphologie de ces zones. En effet, au niveau les sillons qui canalisent l'écoulement, des croûtes sédimentaires se sont développées (Figure 5.10). Aucun témoin d'un éventuel mécanisme de mise en mouvement autre que l'impact des gouttes de pluie n'a été observé lors des expérimentations conduites avec le limon moyen sableux II. Une troisième piste doit donc être évoquée pour expliquer ce bilan non conservatif. Une sous-estimation du flux de fragments

de sol mis en mouvement pourrait être à l'origine de ces forts taux d'exportation. Pour ce sol, l'incertitude de la méthode de calcul du flux réel de mise en mouvement est plus importante que pour les autres. En effet, les distances caractéristiques de splash n'ont pas été déterminées pour les fractions de ce limon moyen sableux (§ 5.1.2.1) or il s'agit d'un paramètre essentiel pour le calcul. Néanmoins, si on reste dans la gamme de valeurs de distances caractéristiques mesurées pour les autres sols (entre 5 et 21 cm, voir § 4.1.3.4), il est difficile d'attribuer ces taux d'exportation de plus de 800 % à une variation de cette distance caractéristique.

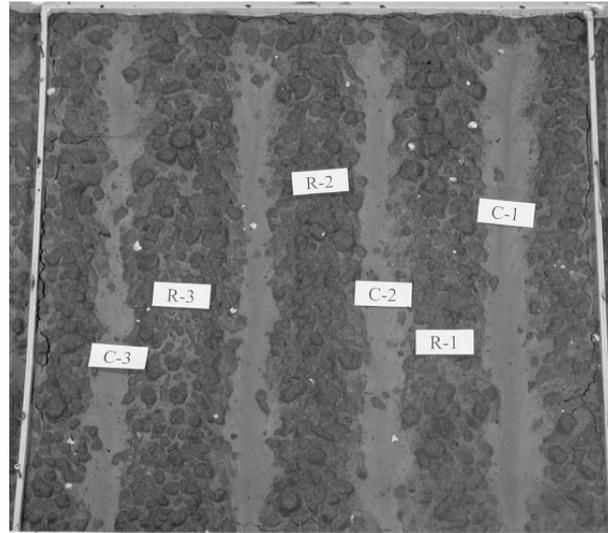


FIG. 5.10 – État de la surface du limon moyen sableux II à la fin des simulations de pluie à $0,25 \text{ m}^2$.

Les zones claires sont les croûtes sédimentaires qui se sont développées dans les sillons.

5.3.3 Sélectivité de la sédimentation

Du fait des incertitudes qui existent pour le calcul des taux d'exportation du limon moyen sableux II, ces résultats n'ont pas été intégrés dans la discussion qui suit.

Les taux d'exportation, calculés pour chaque fraction granulométrique, nous indiquent que la probabilité de sédimentation est fonction de la taille des fragments de sol. Plus les fragments de sol sont fins, plus leur vitesse de sédimentation est faible et moins ils ont la possibilité de se déposer lors de leur trajet jusqu'à l'exutoire. Pour les fractions grossières, la vitesse de sédimentation est très importante et la majorité des fragments se dépose. Ainsi, pour toutes les répétitions, moins de 10 % des fragments $> 250 \mu\text{m}$ mis en mouvement atteignent l'exutoire (Figure 5.9). À l'inverse, pour les fractions $< 20 \mu\text{m}$, la quasi-totalité des fragments mis en mouvement est exportée et, quel que soit le sol considéré, le taux d'exportation est proche de 100 % (Figure 5.9). Ces résultats sont en accord avec les observations de [Beuselinck et al. \(1999c, 2002a\)](#) qui montrent que les fragments de sol de moins de $16 \mu\text{m}$ (qu'ils soient transportés dans une lame d'eau soumise ou non à l'impact des gouttes de pluie) ne sont quasiment pas sujets à la sédimentation.

L'absence de sédimentation pour les fragments de moins de $20 \mu\text{m}$ et la sédimentation préférentielle des fragments grossiers expliquent les taux d'enrichissement observés (Figure 5.7) et le fait que la granulométrie des sédiments exportés soit plus fine que celle des fragments de sol mis en mouvement par la pluie.

L'enrichissement des sédiments transportés par le ruissellement en faveur des fractions fines a été constaté par plusieurs auteurs en comparant les granulométries agrégées des sédiments exportés avec celles du sol initial (Moss, 1991b ; Sutherland et al., 1996a ; Mermut et al., 1997 ; Wan & El-Swaify, 1998). Sutherland et al. (1996a) et Wan & El-Swaify (1998) notent un enrichissement de la fraction $< 63 \mu\text{m}$. Moss (1991b) observe un enrichissement variable au cours du temps mais qui concerne essentiellement les fractions de moins de $20 \mu\text{m}$. Les expérimentations de ce dernier auteur montrent que les fractions jusqu'à $100 \mu\text{m}$ peuvent être enrichies. La comparaison des compositions du flux de sédiments exportés et du flux de fragments mis en mouvement met en évidence la même gamme de fractions enrichies (Figure 5.7).

La très faible exportation des fractions $> 250 \mu\text{m}$ explique aussi les différences entre les valeurs des taux d'exportation instantanés des différents sols. En effet pour l'argile et l'argile limoneuse, respectivement 59 et 71 % du flux mis en mouvement sont composés de fragments de plus de $250 \mu\text{m}$, alors que cette fraction ne représente que 9 % pour le limon moyen sableux I. Or l'essentiel de cette fraction se dépose. Le flux exporté est donc fortement diminué pour l'argile et l'argile limoneuse. Les taux d'exportation sont, de ce fait, plus bas pour ces deux sols que pour le limon moyen sableux I (Figures 5.8[a], 5.8[c] et 5.8[d]).

5.3.4 Effet de la longueur de pente sur le transport

Bien qu'une comparaison quantitative ne soit pas réalisable entre les flux de sédiments exportés à $0,25$ et à 5 m^2 (voir § 5.1.3), quelques grands traits ressortent de la confrontation entre ces deux échelles.

Les flux exportés pour la pente la plus longue sont supérieurs à ceux exportés pour $0,5 \text{ m}$ de pente (Figure 5.2) pour des volumes ruisselés équivalents (Figure 5.1[a]). Cette observation est en accord avec les résultats de Durnford & King (1993), Le Bissonnais et al. (1998), Kinnell (2000b) et Liu et al. (2000) qui constatent que les pertes en terre par le ruissellement sont plus importantes pour les pentes les plus longues. Dans les expérimentations de Le Bissonnais et al. (1998), les pertes en terre sont deux fois plus importantes à l'exutoire d'une parcelle de $2 \times 10 \text{ m}^2$ que pour une parcelle de $1 \times 1 \text{ m}^2$, alors que le coefficient de ruissellement est comparable. Ces auteurs expliquent cette augmentation en considérant que, pour 1 m de pente, la vitesse du ruissellement est limitée et donc que le transport est moins efficace pour cette échelle.

Les données obtenues ici montrent que l'augmentation du flux exporté avec la longueur de pente est vraie pour presque toutes les fractions granulométriques (Figures 5.5 et 5.6). Seule la dynamique de la fraction intermédiaire pour des débits supérieurs au seuil est indépendante de l'échelle et uniquement fonction du débit d'eau par unité de surface. Pour les autres fractions, la pente de la relation entre les flux exportés et le débit est plus forte à 5 m qu'à $0,5 \text{ m}$ (Tableaux 5.3 et 5.4). Le flux exporté est donc fonction du débit et de la longueur de la pente.

L'augmentation de la longueur de la pente s'accompagne aussi d'une hausse de la compétence du transport par le ruissellement (§ 5.3.1). L'ensemble de ces résultats suggèrent que le transport par le ruissellement est plus efficace, et donc que la sédimentation est plus faible, à 5 m qu'à $0,5 \text{ m}$. Cet effet d'échelle peut être lié à des conditions d'écoulement différentes avec une vitesse de la lame d'eau supérieure, comme évoqué par Le Bissonnais et al. (1998).

5.3.5 Dynamique du transport

Les dynamiques des flux de sédiments exportés présentées par fractions sur les Figures 5.5 et 5.6 sont une image de la dynamique du taux d'exportation pour chaque fraction. En effet, nous avons vu au chapitre précédent (§ 4.2.3.4) que, mis à part les premières 20 min de l'événement

pluvieux, le flux et la composition des fragments de sol mis en mouvement sont quasiment constants. Ainsi, les variations du flux de sédiments exportés ne peuvent donc refléter que des variations du taux d'exportation.

La dynamique de l'exportation des sédiments pour les deux longueurs de pente considérées est fonction de la taille des fragments de sol concernés. L'exportation des fragments grossiers et fins augmente régulièrement avec le débit. Pour les fragments de taille intermédiaire la dynamique montre un seuil au-delà duquel l'exportation est beaucoup plus importante.

Beuselinck et al. (1999c, 2002a) ont mené une série d'expérimentations sur le transport par le ruissellement en comparant la masse des sédiments apportés en amont d'un canal et la masse des sédiments exportés à son exutoire. La gamme des valeurs de débit s'étalait entre 0,0003 et 0,0017 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ par mètre de largeur et celle des concentrations de sédiments apportés entre 40 et 185 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Les mesures ont été effectuées en conditions d'équilibre hydraulique avec un débit et une concentration en sédiments apportés constants. Que ce soit pour une lame d'eau ruisselante seule, ou une lame d'eau avec des impacts de gouttes, ces auteurs observent un seuil dans la dynamique de l'exportation des fragments de sol $> 32 \mu\text{m}$. Du fait de la distribution granulométrique des sédiments utilisés, cette fraction $> 32 \mu\text{m}$ est équivalente en taille aux fractions intermédiaires distinguées dans ce travail. Ainsi, malgré des conditions expérimentales fort différentes, nos résultats montrent la même dynamique d'exportation que celle obtenue par Beuselinck et al. (1999c, 2002a).

Beuselinck et al. (1999c) relie ce brusque changement dans la dynamique de transport des fractions $> 32 \mu\text{m}$ à une valeur seuil de la contrainte cisailante de l'écoulement. En s'appuyant notamment sur les travaux de Moss et al. (1980) et de Rauws (1987), ils évoquent la possibilité d'un changement du mécanisme de transport dû à une brusque modification de la structure de l'écoulement. Nos résultats montrent que la dynamique de cette fraction n'est pas fonction de la longueur de pente. Ainsi, si on considère que la vitesse de l'écoulement explique les différences observées dans l'exportation des sédiments à 0,5 et à 5 m, alors ce nouveau mécanisme ne serait pas sensible à la vitesse de l'écoulement.

Le fait que la dynamique de transport soit fonction de la fraction granulométrique suggère que les mécanismes assurant le transfert dans le ruissellement sont différents selon la taille des fragments de sol. Les observations effectuées lors des simulations de pluie confirment cette hypothèse puisque nous avons clairement pu observer deux modes de transport dans le ruissellement :

- une exportation régulière des fragments fins en suspension dans le ruissellement ;
- un transfert par à-coups des fragments plus grossiers qui se déposent et puis sont remis en mouvement par l'impact de la pluie sur la lame d'eau. Ces fragments sont transférés sur une courte distance en roulant sur le fond avant de s'immobiliser à nouveau.

5.4 Conclusion

La comparaison des flux de fragments de sol exportés et mis en mouvement par l'impact des gouttes de pluie met en évidence le transport sélectif des fragments fins (fractions des limons fins et des argiles). Ce transport est expliqué par la sédimentation préférentielle des fragments grossiers. Ainsi, du fait de leur faible vitesse de sédimentation, les fractions $< 20 \mu\text{m}$ ne déposeraient pas et resteraient en suspension jusqu'à l'exutoire. Les fragments de taille supérieure, quant à eux, se déposeraient en partie ou en totalité (fractions $> 1000 \mu\text{m}$) avant d'atteindre l'exutoire.

L'analyse de la dynamique de l'exportation montre que le flux de sédiments exportés est fonction du débit par unité de surface, et que les fractions intermédiaires possèdent un comportement caractéristique. En effet, quel que soit le sol, l'exportation de ces fractions suit une dynamique qui est indépendante de la longueur de pente. La dynamique de ces fractions intermédiaires est marquée par un seuil qui semble correspondre à une modification du mécanisme de transport. Le franchissement de ce seuil hydraulique pourrait autoriser la remise en mouvement d'une partie des fragments préalablement déposés. Les fragments grossiers ne seraient pas susceptibles à cette remise en mouvement du fait de leur masse plus élevée.

La composition et le flux des sédiments exportés est fonction du type de sol. Ces variations s'expliquent en grande partie par les différences qualitatives et quantitatives du flux de fragments mis en mouvement qui existent pour ces différents matériaux pédologiques. Néanmoins, la prise en compte de la composition et du flux de mise en mouvement ne suffit pas pour expliquer les différences observées pour la dynamique du transport entre le limon moyen sableux II et l'argile limoneuse. Des variations des caractéristiques de l'écoulement liées à des états de surface dissemblables (notamment la rugosité des zones immergées) pourraient être le facteur explicatif.

La confrontation des dynamiques d'exportation obtenues aux deux échelles indique qu'il y a une continuité des mécanismes impliqués dans le transport, mais que l'exportation des sédiments est plus efficace pour la pente la plus longue.

Une caractérisation plus fine des mécanismes agissant sur les fragments de sol dans la lame d'eau ruisselante nécessiterait une meilleure estimation du flux arrivant au niveau des zones ruisselantes car la méthode de calcul actuelle entraîne une vraisemblable sous-estimation (§ 5.1.2.1). Par ailleurs la détermination de certains paramètres du ruissellement, comme sa vitesse ou son épaisseur, permettrait une meilleure appréhension des caractéristiques hydrauliques du transport des fragments de sol.

5.5 Remarques sur la variabilité des résultats

Bien que l'ensemble des expérimentations aient été menées en laboratoire, sous conditions contrôlées, une forte variabilité a été observée pour des simulations de pluie qui se voulaient être des répétitions. Afin d'étudier plus en détail cette variabilité expérimentale, je vais utiliser l'exemple des répétitions menées à 0,25 m² pour le limon moyen sableux II.

La préparation des bacs a bénéficié d'une attention particulière. Les bacs remplis avec de la terre tamisée à 2 cm ont été conservés en chambre froide (5°C). Deux jours avant la simulation de pluie, ils ont été sortis de la chambre et placés dans le laboratoire de simulation de pluie. Cette préparation a permis d'obtenir des humidités initiales sur les deux premiers centimètres comparables (Tableau 5.6).

	Répétition		
	1	2	3
Date	08-01-2003	15-01-2003	29-01-2003
Humidité pondérale initiale (g.100 g ⁻¹)	12,0	10,3	9,2
Intensité moyenne (mm.h ⁻¹)	29	30	29,5

TAB. 5.6 – Caractéristiques des simulations de pluie réalisées à 0,25 m² pour le limon moyen sableux II.

Malgré des intensités moyennes similaires (Tableau 5.6), la première des répétitions a fourni des résultats très différents des deux autres (Figure 5.11). Le temps d'initiation du ruissellement a été beaucoup plus tardif et la concentration en sédiments dans le ruissellement beaucoup plus faible. Les paramètres mesurés pour caractériser l'état initial du sol et les conditions de la simu-

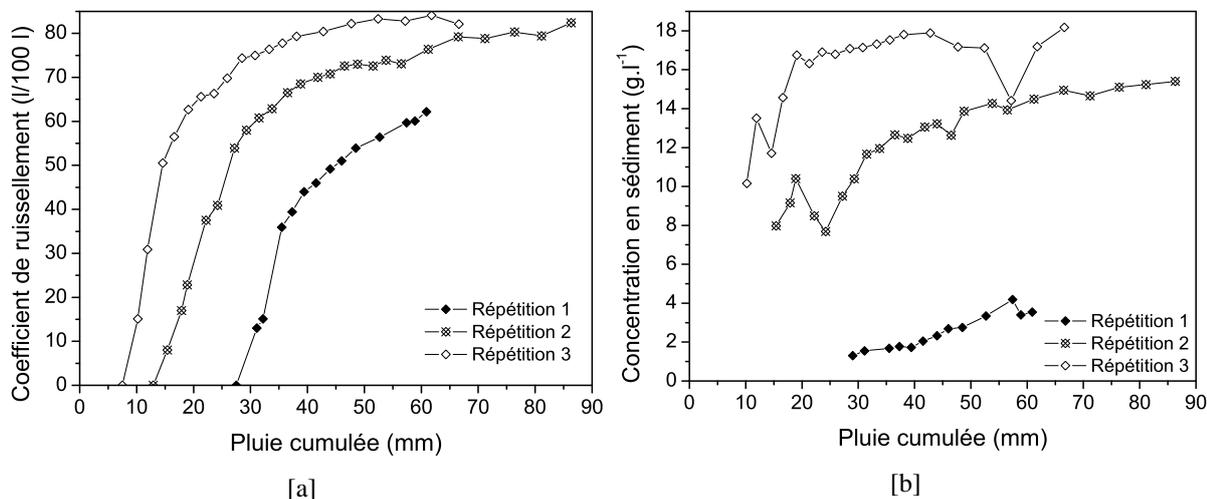


FIG. 5.11 – Comparaison de l'évolution temporelle du coefficient de ruissellement (a) et de la concentration en sédiments (b) pour les simulations à $0,25 \text{ m}^2$ du limon moyen sableux II.

lation de pluie ne permettent pas d'expliquer une telle différence. Seule une observation permet de supposer l'origine de la variabilité : la surface du sol préparé pour la première répétition était plus claire et paraissait donc plus sèche. Cette observation est à relier avec les conditions atmosphériques peu habituelles qui avaient cours sur la région orléanaise en cette première semaine de l'année 2003 : un temps très froid et particulièrement sec. Les premiers millimètres de la surface du bac de la première répétition avaient donc vraisemblablement une humidité très inférieure à $12,0 \text{ g} \cdot 100 \text{ g}^{-1}$. Ainsi, le retard du ruissellement et les concentrations en sédiments inférieures pourraient être dus à un sol plus sec sur les premiers millimètres. [Le Bissonnais et al. \(1995\)](#) ont observé la même tendance en comparant des simulations de pluie réalisées sur des sols séchés à l'air et des sols humides. Ils expliquent ce phénomène par l'acquisition d'une stabilité structurale plus forte lors de l'assèchement. Une hausse de la stabilité structurale diminuerait la sensibilité des sols à la désagrégation, retardant la fermeture de la surface liée à la formation de croûtes et atténuant l'effet splash. Ainsi l'initiation du ruissellement serait plus lente et l'exportation de sédiments plus faible.

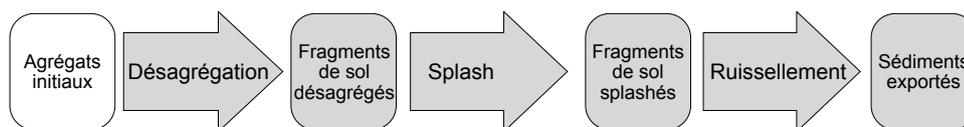
Plus généralement, ces résultats montrent la sensibilité des sols à des variations subtiles de l'environnement. Seuls deux jours d'exposition à une atmosphère plus sèche, pourtant tamponnée car à l'intérieur en sous-sol d'un bâtiment, suffisent à un matériau pédologique pour acquérir des propriétés aussi contrastées. Ce constat suggère une piste pour expliquer la forte variabilité des résultats dans les études sur l'érosion des sols.

D'un point de vue méthodologique, cette observation montre l'attention qui doit être portée à la conservation des sols et à la réalisation de répétitions dans les expérimentations d'érosion des sols. Afin de s'affranchir de la sensibilité à l'histoire hydrique, il serait nécessaire de réaliser les répétitions en parallèle. En plus d'une augmentation de la main d'œuvre et du matériel cette recommandation pose, pour les expérimentations sur le terrain, le problème de l'hétérogénéité spatiale des sols.

Troisième partie

Granulométrie et flux érodés

Sélectivité granulométrique des processus érosifs¹



Résumé

Afin d'analyser l'interaction des différents processus érosifs et son influence sur la composition et le flux de sédiments exportés, les distributions granulométriques agrégées des fragments de sols issus de la désagrégation, mis en mouvement par la pluie et exportés par le ruissellement sont confrontées. Cette comparaison est d'abord réalisée pour deux sols, le limon sableux et l'argile, à partir des résultats des tests de stabilité structurale et des simulations de pluie à 0,25 m². L'article qui présente ces données ayant été écrit alors que toutes les expérimentations n'étaient pas finalisées, il est complété par une autre série de données.

Cette étude montre que la prise en compte, d'une part du stock de fragments issus de la désagrégation et, d'autre part, des sélectivités granulométriques caractéristiques de la mise en mouvement et du transport, permet d'expliquer les différences observées entre les sols pour le flux de sédiments exportés.

1. Ce chapitre, à l'exception de la dernière section, est constitué d'un article accepté en septembre 2002 — Leguédou S., Le Bissonnais Y. Size fractions resulting from an aggregate stability test, interrill detachment and transport. *Earth Surface Processes and Landforms*.

Aggregate stability is a soil characteristic often linked with soil erodibility, but this relationship is generally empirical. The aggregate size distribution is a recognised factor influencing crust characteristics and transport during interrill erosion events. This parameter was used in this work in order to improve the understanding of the relationship between aggregate stability and erodibility. A second aspect of this study was to investigate the size selectivity of interrill erosion processes, i.e. breakdown, detachment by splash and transport by overland flow. This experimental work was based on rainfall simulations and aggregate stability tests which were performed using two different soils: a clay loam slightly sensitive to erosion and a silt loam more susceptible. Size distributions of soil fragments either produced by aggregate stability tests or detached by splash or transported by runoff were measured by both wet sieving and laser diffraction sizer analysis. The clay loam is particularly stable and has coarse breakdown products with Mean Weight Diameters larger than 1400 μm . Aggregate breakdown is more efficient for the silt loam and leads to finer soil fragments with Mean Weight Diameters between 229 and 380 μm . For the more stable soil, the clay loam one, splash rate and sediment concentration are respectively twice and 6 times lower and less time variable than for the silt loam. For the two soils, detachment by splash and short distance transport are size-selective interrill erosion processes. This selectivity leads to the enrichment of silt and clay fractions of the eroded aggregates in comparison with the breakdown products. The low erodibility of the more stable soil is in accordance with results of aggregate stability tests.

6.1 Introduction

After early works on soil aggregates and stability (e.g. Yoder, 1936 ; Hénin, 1938), the aggregate stability of a soil is now generally defined as its ability to maintain its structure when exposed to different stresses in particular to water (Boiffin, 1976; Angers and Carter, 1996 cited by Amézketa, 1999). Aggregate stability influences several processes of soil physical behaviour particularly soil erosion (Bryan, 1969 ; de Ploey & Poesen, 1985). Although the effect of aggregate stability on soil erosion is recognised for years, it has generally been described by empirical relationships (Amézketa, 1999). Aggregate stability measurement is often considered as a good mean for soil erodibility assessment (Fox & Le Bissonnais, 1998). Soil susceptibility to breakdown into finer, more transportable, particles and micro-aggregates is of major importance in erosion processes (de Ploey & Poesen, 1985 ; Farres, 1987). The understanding of the relationship between both parameters could therefore be improved by taking the size distribution of soil degradation products into consideration.

A review of the literature made by Le Bissonnais (1996) identifies four main mechanisms responsible for aggregate breakdown: slaking, physico-chemical dispersion, differential swelling, and mechanical breakdown, i.e. shearing by raindrop impact. The type of breakdown mechanism affects the intensity of aggregate breakdown and the size distribution of soil fragments available for detachment and transport. Le Bissonnais (1996) proposed a method of measuring aggregate stability that accounts for breakdown mechanisms by size distribution of breakdown products. Three of these breakdown mechanisms — slaking, differential swelling, and mechanical breakdown — are simulated by diagnostic tests.

Soil particles detachability and runoff volume during interrill erosion are governed by soil crust formation (Boiffin, 1984 ; Bradford et al., 1987a). Hydrodynamic properties of soil crusts

and their characteristics of formation are related to size distribution of breakdown products simulated by aggregate stability tests (Loch & Foley, 1994 ; Fox & Le Bissonnais, 1998).

Soil loss can be described as a net balance between i) detachment of *in situ* soil fragments by splash and overland flow, ii) transport of the previously detached sediment, and iii) deposition (Rose, 1985). It is generally accepted that, in case of interrill erosion, the detachment of soil fragments is due to the impact of raindrops — splash — and transport is principally due to overland flow (Young & Wiersma, 1973 ; Meyer, 1981 ; Kinnell, 1990 ; Bradford & Huang, 1996). These erosion processes depend on size distribution of available soil fragments provided by soil breakdown. However size selectivity of interrill erosion detachment and transport had been studied in comparison with size distribution of the total soil (Gabriels & Moldenhauer, 1978 ; Poesen, 1981 ; Miller & Baharuddin, 1987b ; Parsons et al., 1991 ; Sutherland et al., 1996b ; Wan & El-Swaify, 1998). The previous effect of aggregate breakdown mechanisms had not been taken into account. From the comparison with size distribution of the total soil, the size selectivity of deposition and transport has been well demonstrated (e.g. Poesen & Savat, 1981 ; Parsons et al., 1991). There are conflicting results concerning the effects of size selectivity on detachment. These divergences might be due to the relative predominance of one of the driven mechanisms of detachment: either splash or overland flow. Thus Proffitt et al. (1993), who studied sediment detached by raindrop impact, did not observe any size selectivity. On the contrary Nearing et al. (1991) have observed a size selectivity of sediment detachment due to overland flow. These results show the importance of distinguishing the interrill erosion processes in order to understand the mechanisms of size selectivity. However there is a real difficulty to partition transport and detachment due to splash and overland flow because of the close relationships between these two processes (Wan et al., 1996 ; Wan & El-Swaify, 1998). Interrill sediments collected with runoff are aggregates and primary particles both detached by splash and then transported by overland flow. A device like the one proposed by Wan et al. (1996) permits to sample both, sediments splashed — detached by splash — and transported by runoff at short distance — detached by splash and then transported. Such an experimentation linked to a study of soil fragments produced by aggregate stability tests, allows to analyse the three successive processes of interrill erosion: i) breakdown, ii) detachment by raindrop impacts, iii) transport at short distance of the previously detached sediments by overland flow.

The hydrodynamic compartment of sediments and soil and thus the effect of size selectivity of erosion processes on the soil fragments should be studied without previous dispersion (Young, 1980 ; Miller & Baharuddin, 1987b ; Agassi & Bradford, 1999). Because soil is an aggregated material, methodology based on aggregate size distribution analysis is necessary to study the respective effects of breakdown, detachment and transport.

The aims of this study were: i) to examine the relationship between aggregate stability and soil erodibility through aggregate size distribution; ii) to investigate the size selectivity on interrill erosion processes, i.e. breakdown, detachment by splash and transport by overland flow.

6.2 Materials and methods

6.2.1 Soils

Two cultivated soils, Fontaine silt loam and Lavaur clay loam — Alfisols —, were collected from the top 15 cm of the A horizon. Soil characteristics are reported in Table 6.1. The first soil, Fontaine silt loam, was formed from loess of the western part of the Paris Basin — Normandy. According to field studies this soil is susceptible to erosion and have relatively weak aggregates

(Papy & Douyer, 1991 ; Le Bissonnais et al., 1998). The second one, Lavaur clay loam, was formed from a marly molass of the Basin of Aquitaine — Lauragais. Due to its higher clay content this soil is less susceptible to erosion and its aggregates are more stable than Fontaine silt loam. In Lauragais, water erosion occurs on cultivated bare parcels during rainstorm events (Revel & Rouaud, 1985 ; Mathieu & Subra-Durand, 2000).

Soil samples	Clay	Fine silt	Coarse silt	Fine sand	Coarse sand	Organic matter
	g/1000 g					
Fontaine silt loam	112	147	449	287	5	20
Lavaur clay loam	360	231	154	134	121	18

TAB. 6.1 – Soils characteristics.

6.2.2 Aggregate stability tests

Aggregate stability was measured on 3–5 mm aggregates according to the standardised method proposed by Le Bissonnais (1996). This size distribution represents the aggregate size range of a fine seedbed. This method combines three treatments under various wetting conditions and energies. Each treatment corresponds to a specific mechanism of aggregate breakdown. They are designed to distinguish: i) slaking due to fast wetting, occurring for example during heavy storms on dry soils; ii) mechanical breakdown by stirring of pre-wetted aggregates, corresponding to aggregate behaviour impacted by raindrops during continuously wet periods and iii) differential swelling due to slow wetting, that may occur during low intensity rains. The two first simulated mechanisms, slaking and mechanical breakdown, are predominant for the conditions applied during our rainfall experiments, i.e. 30 mm.h⁻¹ rainfall on air-dried soil. Each treatment was replicated three times.

The size distribution of soil fragments resulting from aggregate stability tests was measured by combining sieving and laser diffraction sizer. This analysis was performed with ethanol in order to preserve the aggregates structure from the water effects (Concaret, 1967). Soil fragments were wet sieved at 500, 1000 and 2000 µm. Fragments less than 500 µm in size were then measured by a laser diffraction sizer — Mastersizer S long bench — in 13 classes ranging from 0.05 µm to 500 µm. The result of this measurement was expressed in volume frequencies of the different size fractions. The four size fractions — > 2000 µm, 1000–2000 µm, 500–1000 µm and < 500 µm — were then collected and oven dried at 105°C to obtain their masses. The calculation of the total size distribution was made by combining volume frequencies obtained with the laser diffraction sizer and masses of the different size fractions. For this calculation it was assumed that the bulk densities of the different size fractions were similar. This method of size distribution measurement is different from the one proposed by Le Bissonnais (1996) but it gives more precise information for the fine particles. Advantages of laser diffraction sizer analysis are: a measurement accuracy and rapidity, a wide range of measurable sizes, and the possibility to measure suspended particles in liquids of various nature, for example ethanol or water. Laser diffraction sizer measurements allow to obtain realistic aggregate size distribution of soil fragments.

The results were expressed with the Mean Weight Diameter (MWD) which was calculated from size distribution of the resulting soil fragments. It is the sum of the mass of each size fraction multiplied by the arithmetic mean size of the fraction. The MWD calculated with the soil aggregates resulting from these standardised tests is a synthetic index to quantify soil

aggregate stability. In the case of the studied soils which are aggregated soils without coarse particles larger than 2 mm, a larger MWD corresponds to a better soil aggregate stability.

6.2.3 Rainfall simulation

The soil trays were prepared according to a rigorous guideline with the following objectives: to be easy to reproduce, to avoid experimental variability and to simulate seedbed which is the most sensitive soil surface condition to seal formation and interrill erosion. Air-dried samples were passed through a 2-cm sieve. More than 75 % of the soil mass after sieving was composed of aggregates larger than 3 mm size. Approximately 31 kg of soil were prepared for each tray in order to obtain a final bulk density of 1.3 Mg.m^{-3} which corresponds to measured field bulk densities. Soil aggregates were filled in a $50 \times 50 \times 15 \text{ cm}^3$ tray set at a 5 % slope. Soil aggregates were deposited and gently compacted in successive 3-cm thick layers. Soil surface was initially moulded with an 2-cm high oriented roughness made of 5 ridges and 4 furrows parallel to the slope. This easily reproducible micro-topography, quite similar to field seedbed preparation, permits to avoid runoff collection problems.

The soil tray structure is presented on Figure 6.1. About 5 cm above the base of the tray laid a perforated board overlain with a piece of geo-textile in order to permit drainage of the infiltration water. Around the central test area, a 10-cm wide border area was filled with the same soil aggregates to allow splash into and out of the test area. At the upstream side of the tray an $50 \times 35 \times 10 \text{ cm}^3$ easily detachable box was set to collect splashed soil fragments. At the downstream side a runoff collector was installed. Six micro-tensiometers were placed at 2, 5 et 8 cm depth on each side of the soil tray. This device enabled to trace the downward motion of wetting front and the following steady infiltration state. The times of the wetting front arrival and of the beginning of steady infiltration state were calculated for the base of soil volume, i.e. 10 cm depth by extrapolating values of the 8-cm depth micro-tensiometers.

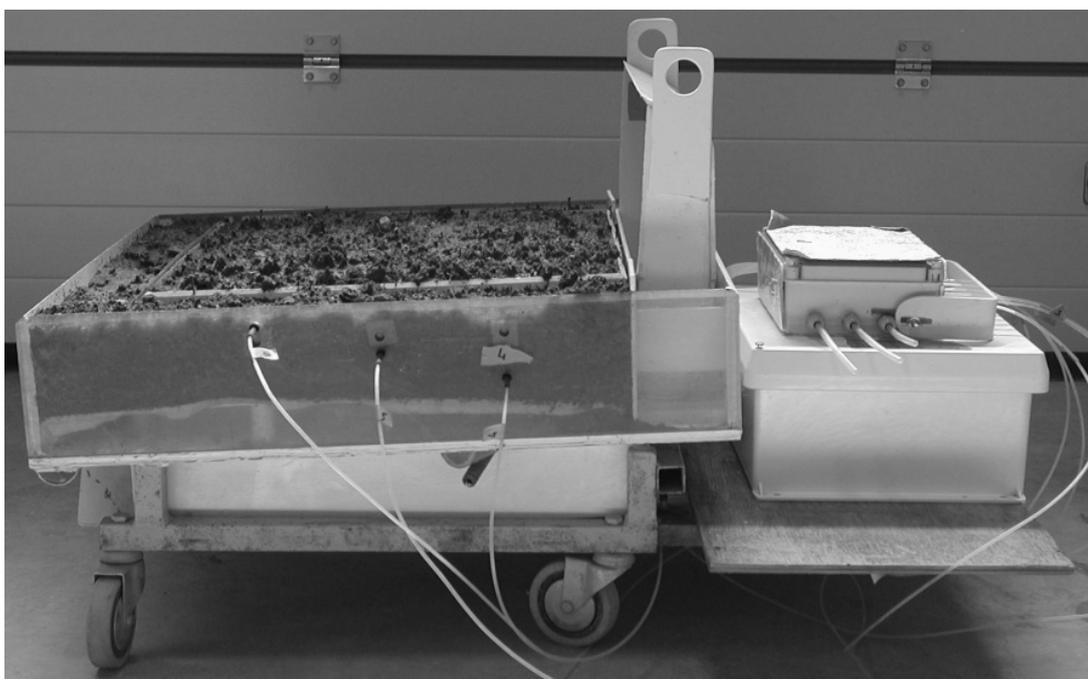


FIG. 6.1 – Structure of the experimental soil tray and its splash collector.

The simulated rainfall was applied at an intensity of 29.6 mm.h^{-1} — std. dev. = 1.8 mm.h^{-1} . For each soil, three simulated rainfalls were performed in order to make replicated experiments. As there was a temporal variation of rainfall intensity during a simulation, the intensity was measured at the beginning and at the end of the 6 rainfall experiments. The rain duration was chosen so as to observe a steady runoff rate period. Thus the rainfall was applied during 2 hours 30 min for the Fontaine silt loam and during 5 hours for the Lavour clay loam. Evolution of soil surface and especially crust development were observed and noted during all the experiments. Deionised water was used in all rainfall simulations. The rainfall simulation device and its characteristics are detailed in [Valentin \(1978\)](#) and [Chaplot & Le Bissonnais \(2000\)](#).

6.2.4 Characterisation of the eroded soil fragments

Runoff samples were collected continuously throughout the rainfall simulation at about 10 min intervals. The sampling frequency and duration were adapted to the volume requirements of size distribution measurement. One part of these samples were weighed and then oven dried at 105°C to obtain runoff volume and sediment concentration in g.l^{-1} . Runoff volume was expressed as runoff rate which is the percentage of the applied rain. The other samples were analysed for aggregate size distribution. Splash samples were also collected continuously throughout the rainfall simulation at about 20 min intervals by replacing the filled splash box by an empty one. Splashed soil fragments were then collected by washing the box with ethanol to preserve their structure.

The size distributions of aggregates and particles transported by runoff and splashed were measured by the same method as presented above for soil fragments resulting from aggregate stability tests. This analysis was performed with water for the transported soil fragments and with ethanol for the splashed ones.

For each soil type, the size distribution is the mean of all samples collected during the three replicated simulations. In order to take into consideration temporal variations of rainfall intensity applied on the soil tray, the temporal evolutions of runoff rate, sediment concentration and splash rate, were expressed in terms of cumulative rainfall.

6.3 Results

6.3.1 Aggregate stability

For Fontaine silt loam and for Lavour clay loam, fast wetting treatment gives the lower MWD. MWDs for stirring and slow wetting treatments are not significantly different ([Table 6.2](#)). According to T-test, MWDs are significantly higher for Lavour clay loam than for Fontaine silt loam for each aggregate stability treatment. Thus Lavour clay loam presents a higher aggregate stability. The size distributions of soil fragments resulting from the three aggregate stability tests on Fontaine silt loam show a bimodal frequency curve with two peaks, one at approximately $500 \mu\text{m}$ and the other between 20 and $150 \mu\text{m}$ ([Figure 6.2\[a\]](#)). For Lavour clay loam the frequency curves are almost unimodal with a large peak for the coarse fractions more than $500 \mu\text{m}$ in size ([Figure 6.2\[b\]](#)).

For a given soil, the sizes of aggregates resulting from the three tests show nearly the same distribution patterns. But the size distributions of soil fragments resulting from aggregate stability tests are highly dependent on the soil type.

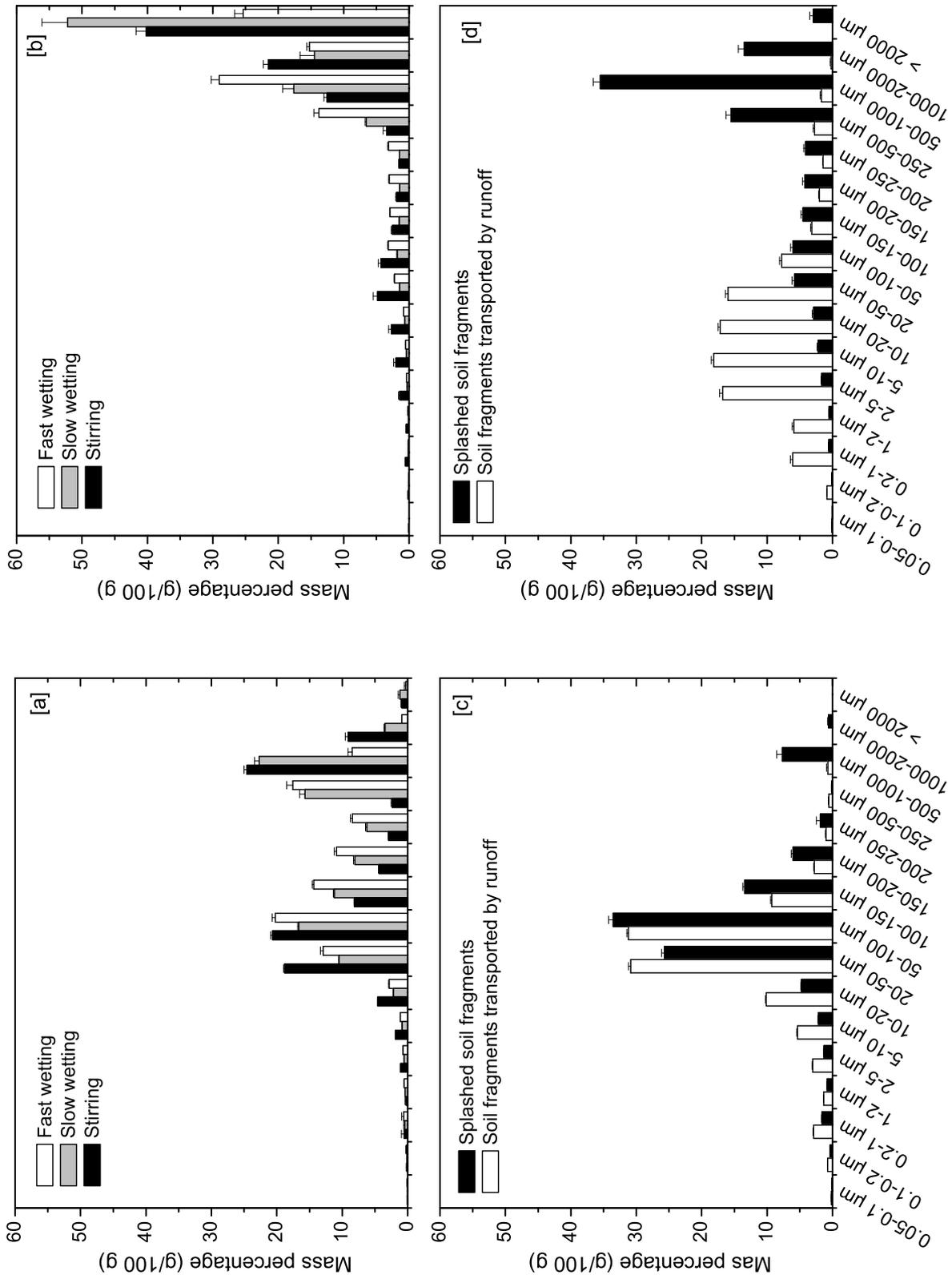


Fig. 6.2 – Size distributions of soil fragments resulting from aggregate stability tests for Fontaine silt loam (a) and Lavaur clay loam (b), soil fragments transported by runoff and splashed for Fontaine silt loam (c) and Lavaur clay loam (d). Error bars represent standard errors.

Treatment	MWD \pm standard error (μm)		
	Fast wetting	Stirring	Slow wetting
Fontaine silt loam	229 \pm 4a ¹	407 \pm 9b	380 \pm 12b
Lavour clay loam	1406 \pm 40c	1852 \pm 64d	2210 \pm 95d

¹MWDs followed by the same letter are not significantly different at $\alpha = 0.05$ according to T-test.

TABLE 6.2 – Mean Weight Diameters (MWDs) of breakdown products resulting from aggregate stability tests.

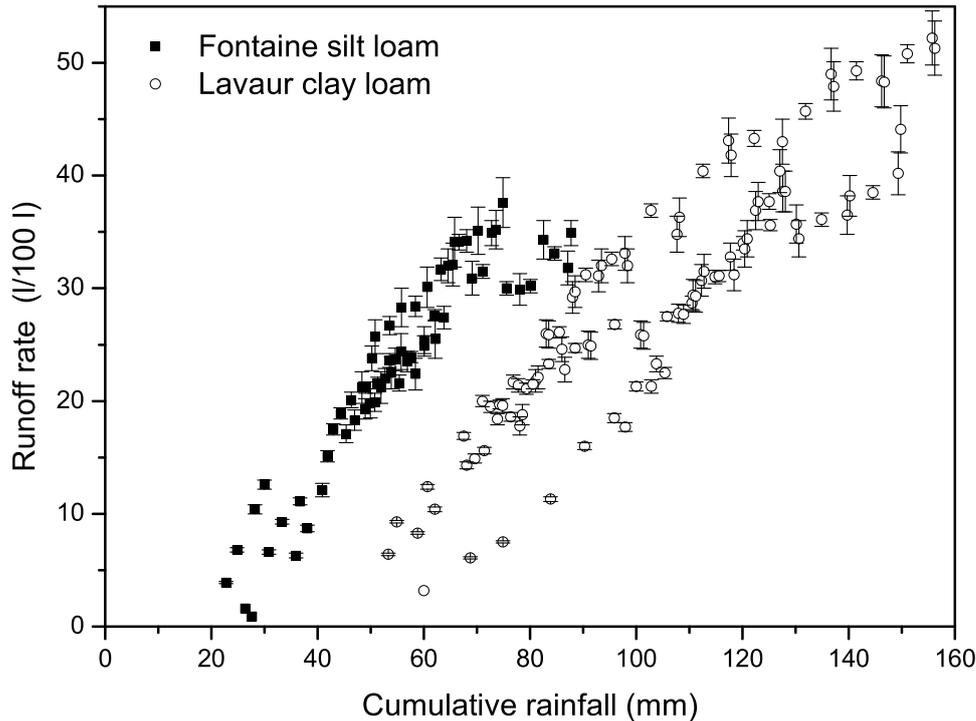


FIG. 6.3 – Temporal evolution of runoff rate for the three replicated simulations on Fontaine silt loam and Lavour Clay loam.

Error bars represent experimental estimated errors.

6.3.2 Runoff and interrill erosion characteristics

Runoff occurs a little earlier for Fontaine silt loam — after 20 mm of cumulated rainfall, std. error = 1 mm — than for Lavour clay loam — 29 mm std. error = 4 mm — (Table 6.3). The temporal evolutions of the runoff rate are significantly different for these two soils (Figure 6.3). After about 60 mm of cumulative rainfall, Fontaine silt loam shows a steady runoff rate that is estimated at 30 to 35 %. The steady runoff state for Lavour clay loam is not reached despite the 5-hours rainfall simulations. At the end of the 5 h rainfall simulation, the runoff rate is higher than 40 % for Lavour clay loam. The slope of the temporal evolution of the runoff rate is lower for Lavour clay loam than for Fontaine silt loam. Despite this slower temporal evolution, runoff rate reaches higher values for Lavour clay loam after 120 mm of cumulative rainfall — i.e. about 4 hours of rain — than for Fontaine silt loam. However the long time required to obtain these runoff values shows that they are not susceptible to occur frequently in natural conditions.

The comparison of times to runoff, to wetting front and steady infiltration state at the base of the soil volume, for the two soil shows a difference in their hydraulic compartment (Table 6.3). For Fontaine silt loam, runoff initiation is significantly earlier than the 10-cm depth wetting front and steady infiltration state. For Lavour clay loam runoff initiation occurs nearly at the same time than wetting front arrival.

Soil	Fontaine silt loam				Lavour clay loam			
	1	2	3	Mean	1	2	3	Mean
Rainfall simulation								
Wetting front ¹	-/-	29/30	33/-	31	23/26	20/32	35/-	27
Steady infiltration state ¹	-/-	47/44	44/-	45	26/28	23/36	39/-	30
Runoff	23	19	19	20	24	26	36	29

¹These times for 10-cm depth were calculated from the two 8-cm depth micro-tensiometers values, i.e. 2 values per rainfall simulation. The symbol - indicates a lack of value.

TABLE 6.3 – Comparison of the calculated time of wetting front arrival and beginning of steady infiltration state at the base of the soil volume and the time to runoff for Fontaine silt loam and Lavour clay loam.

In mm of cumulative rainfall \pm standard error.

The rate of splash loss shows a higher variability between the three replicated simulations for Fontaine silt loam than for Lavour clay loam (Figure 6.4). This higher variability is probably due to a larger temporal variability of rainfall intensities applied to Fontaine silt loam — Fontaine silt loam mean intensity = 27.8 mm.h⁻¹, std. dev. = 2.6 mm.h⁻¹; Lavour clay loam mean intensity = 30.7 mm.h⁻¹, std. dev. = 0.2 mm.h⁻¹. For Fontaine silt loam, the variability of mean rainfall intensities could be responsible for the variability of the rate of splash loss as suggested by the relationship between these two parameters (Table 6.4). Despite a lower mean intensity, the mean rate of splash loss of Fontaine silt loam is always higher than for Lavour clay loam. The rate of splash loss for Fontaine silt loam shows a pronounced temporal evolution with a peak followed by a progressive decrease to steady state. Magnitude of this dynamics is smaller for lower mean intensity. For Lavour clay loam just a slight increase is observed.

	Rainfall simulation		
	1	2	3
Mean intensity (mm.h ⁻¹)	about 25.2	27.0	31.3
Mean rate of splash loss (mg/min)	86.5	124.1	166.1

TABLE 6.4 – Mean intensity and mean rate of splash loss for the three replicated rainfall simulations for Fontaine silt loam.

As for splash loss, sediment concentration for Lavour clay loam is lower and has a less important temporal variability than for Fontaine silt loam (Figure 6.5). For Fontaine silt loam the dynamics of sediment concentration is nearly the same than for splash loss, with a peak followed by a progressive decrease. Lavour clay loam has a slight increase of sediment concentration through time.

6.3.3 Aggregate size distribution of eroded soil fragments

For Fontaine silt loam, aggregate sizes of soil fragments splashed and transported by runoff show nearly the same distribution patterns (Figure 6.2[c]). They are bimodal with a little peak at

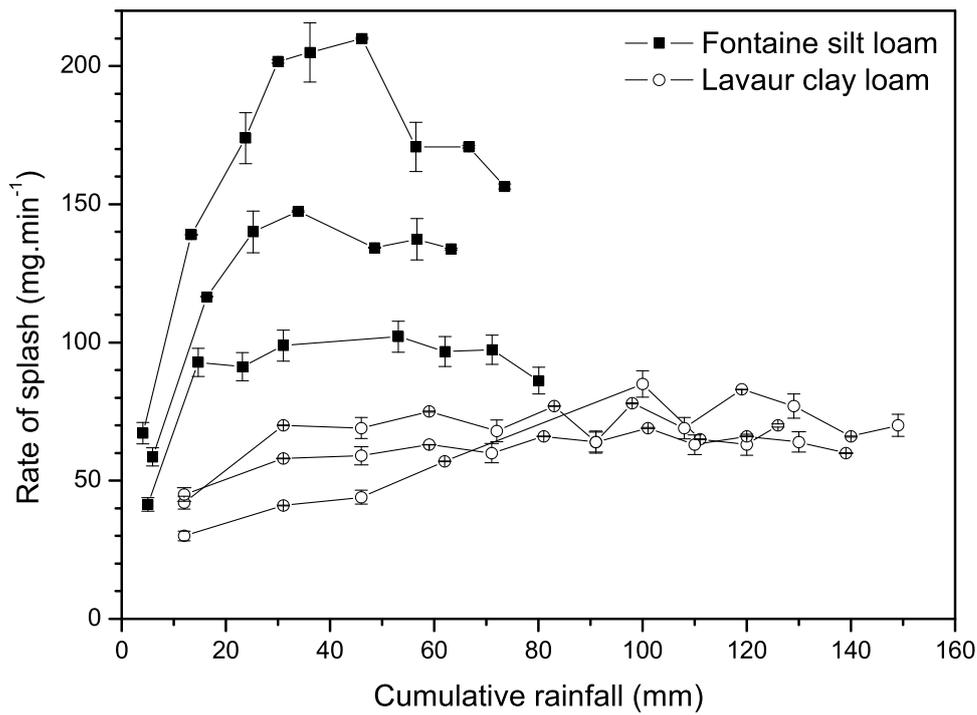


FIG. 6.4 – Temporal splash rate evolution for the three replicated simulations on Fontaine silt loam and Lavour clay loam.

Error bars represent experimental estimated errors.

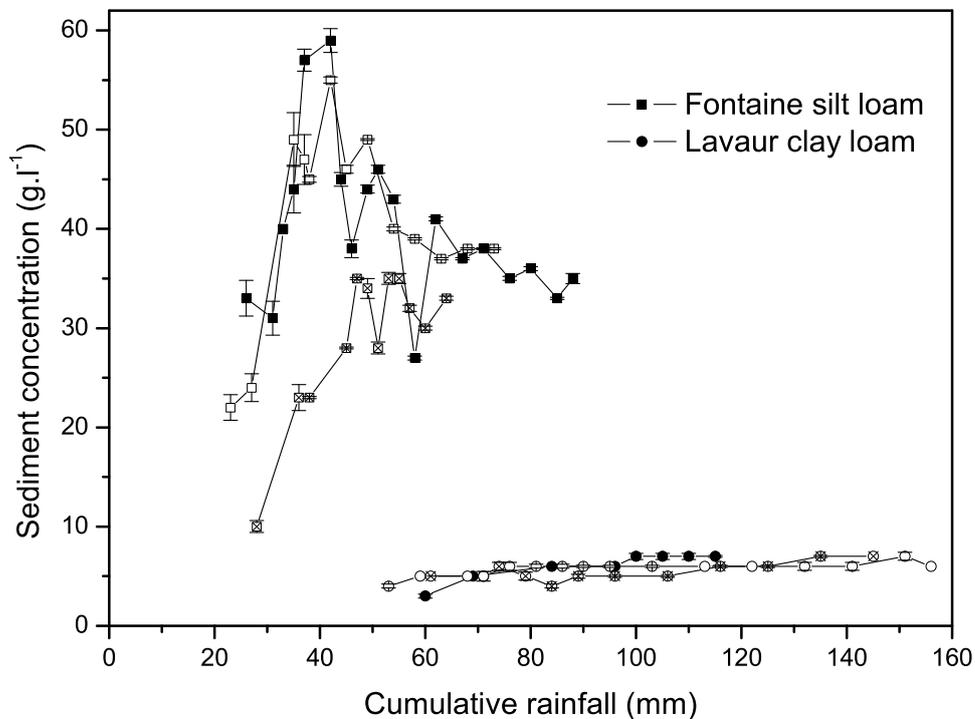


FIG. 6.5 – Temporal sediment concentration evolution for the three replicated simulations on Fontaine silt loam and Lavour clay loam.

Error bars represent experimental estimated errors. Each replication is drawn with different symbol interiors.

about 500–1000 μm and a higher and larger one at about 20–150 μm . Soil fragments transported by runoff show a slight enrichment for size fractions less than 50 μm as well as for the 250–500 μm size fraction (Table 6.5) and a quasi-disappearance of the peak at 500–1000 μm .

	Fontaine silt loam				Lavour clay loam			
	Splash / Fast wetting	Splash / Stirring	Splash / Slow wetting	Transport / Splash	Splash / Fast wetting	Splash / Stirring	Splash / Slow wetting	Transport / Splash
0.05–0.1 μm	= ¹	+ ²	+	+	+	=	=	+
0.1–0.2 μm	+	+	+	+	+	=	+	+
0.2–1 μm	=	=	+	+	+	=	+	+
1–2 μm	+	=	+	+	+	=	+	+
2–5 μm	+	+	+	+	+	=	+	+
5–10 μm	+	+	+	+	+	=	+	+
10–20 μm	+	=	+	+	+	=	+	+
20–50 μm	+	+	+	+	+	=	+	+
50–100 μm	+	+	+	- ³	+	+	+	+
100–150 μm	-	+	+	-	+	+	+	-
150–200 μm	-	+	-	-	=	+	+	-
200–250 μm	-	=	-	-	=	+	+	-
250–500 μm	-	-	-	+	=	+	+	-
500–1000 μm	=	-	-	-	+	+	+	-
1000–2000 μm	=	-	-	-	=	-	=	-
>2000 μm	=	-	-	=	-	-	-	-

¹=: No significant difference according to T-test at $\alpha = 0.05$

²+: Relative enrichment for the first factor compared to the second according to T-test at $\alpha = 0.05$

³-: Relative depletion for the first factor compared to the second according to T-test at $\alpha = 0.05$

TABLE 6.5 – Comparison of the mean mass percentages of each size fractions between soil fragments resulting from aggregates stability tests and splashed and transported by runoff for Fontaine silt loam and Lavour clay loam.

For Lavour clay loam, differences between size distributions of soil fragments splashed and transported by runoff are more important than for Fontaine silt loam (Figure 6.2[d]). Aggregate size distribution of splashed soil fragments is bimodal with a major peak about 250–1000 μm and a minor one between 20 and 100 μm . For soil fragments transported by runoff, aggregate size distribution is quasi-unimodal with large peak from 2 to 50 μm . From splashed soil fragments to soil fragments transported by runoff there is a disappearance of the coarser fractions and a significant and important enrichment for fractions less than 100 μm (Table 6.5).

For both soils there is an enrichment of silt and clay fractions for soil fragments transported by runoff compared to splashed soil fragments. This relative enrichment is more important for Lavour clay loam. Compared to Fontaine silt loam, Lavour clay loam has coarser splashed soil fragments but finer runoff fragments.

6.3.4 Comparison of aggregate size distributions of eroded soil fragments and breakdown products

Size distributions of soil fragments splashed and resulting from aggregate stability tests for Fontaine silt loam show the same peaks (Figures 6.2[a] and 6.2[c]) but with an enrichment of the finer size fractions for the splashed soil fragments (Table 6.5). The majority of the fractions of splashed soil fragments less than 100 μm are significantly enriched in comparison with soil fragments resulting from fast wetting treatment. The threshold is about 200 and 150 μm when splashed soil fragments are compared with soil fragments resulting from respectively stirring and slow wetting treatments.

For Lavour clay loam, soil fragments splashed and resulting from aggregate stability tests show also the same peaks (Figures 6.2[b] and 6.2[d]). There is also an enrichment of the finer size fractions for the splashed soil fragments (Table 6.5). Fractions less than 1000 μm and 150 μm are significantly enriched for splashed soil fragments when compared with respectively slow wetting and fast wetting treatments. For stirring treatment, the relative enrichment concerns size fractions from 1000 to 50 μm .

Soil fragments transported by runoff are finer than the ones resulting from aggregate stability tests for Fontaine silt loam as well for Lavour clay loam. This enrichment in finer size fractions is more important for Lavour clay loam than for Fontaine silt loam.

For each soil, the size distribution of soil fragments resulting from aggregates stability tests, splash and runoff show the same pattern except for Lavour transported fragments. For both soils, soil fragments transported by runoff are finer than the splashed ones which are themselves finer than the ones resulting from aggregate stability tests.

6.4 Discussion

6.4.1 Runoff, crust formation and breakdown

Runoff initiation for Fontaine silt loam is probably not caused by soil saturation because time to runoff is significantly earlier than arrival of wetting front and steady infiltration state at the base of soil volume (Table 6.3). Thus runoff initiation seems to be controlled by crust formation as it has already been observed for this soil (Papy & Douyer, 1991 ; Le Bissonnais et al., 1998 ; Fox & Le Bissonnais, 1998). Temporal evolution of Fontaine silt loam runoff rate also corresponds to the classical dynamics due to crust formation (Figure 6.3). The first increase stage may be linked to the sealing of soil surface by structural and depositional crusts that have successively been observed during all the rainfall simulations. These crusts reduce infiltration capacity (Boiffin, 1984 ; Bradford et al., 1987a) so generating runoff. The steady runoff state seems not to be linked to steady infiltration state because the beginnings of these two states do not coincide (Figure 6.3 and Table 6.3). The steady runoff state and the steady infiltration state are respectively noted at 60 and 47 mm of cumulative rainfall. Thus Fontaine silt loam steady runoff state seems to be linked to crust evolution. At the end of the three Fontaine replicated simulations the soil surface was entirely crusted with depositional crusts in the furrows and structural crusts on the ridges as shown on Figure 6.6[a].

For Lavour clay loam, runoff initiation coincides with wetting front arrival at the base of soil volume (Table 6.3). Thus runoff initiation may be controlled by hydraulic factors. However the runoff rate shows a temporal evolution (Figure 6.3) whereas the steady infiltration state is reached (Table 6.3). Thus runoff evolution may be due to development of structural and depositional crusts which totally sealed soil surface at the end of the experiments (Figure 6.6[b]).

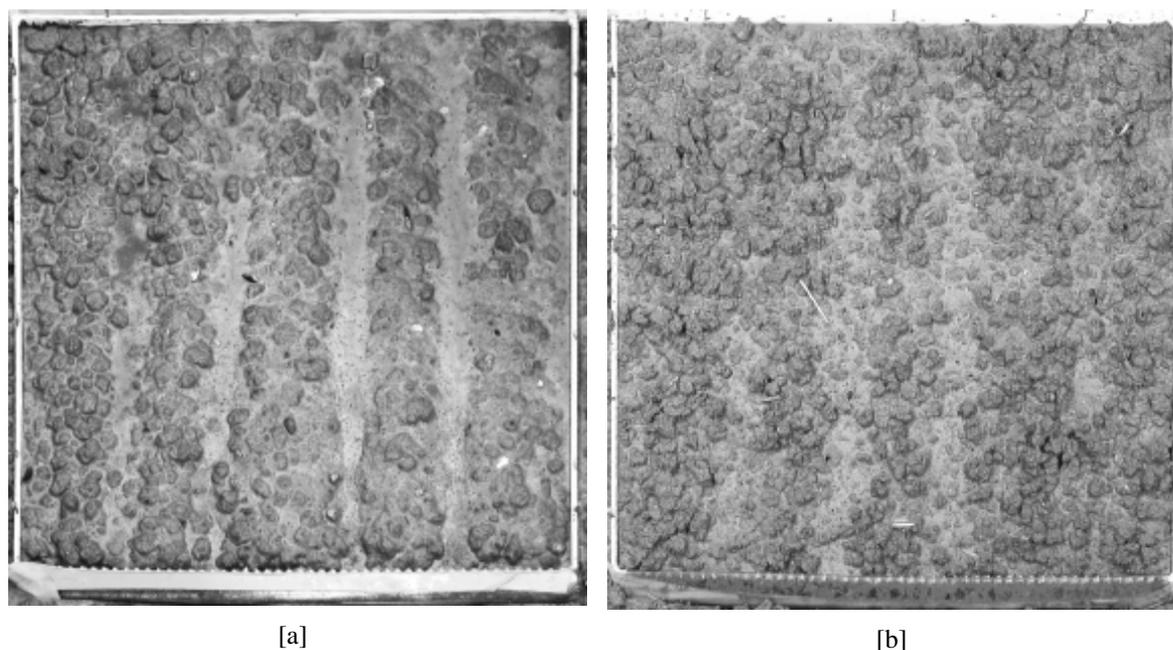


FIG. 6.6 – Soil surface at the end of rainfall simulation for Fontaine silt loam (a) and Lavour clay loam (b).

For Lavour clay loam, runoff initiation and evolution seem to be respectively controlled by hydraulic factors and soil surface sealing.

The higher runoff rates observed for Lavour clay loam after 120 mm of cumulative rainfall suggest the formation of a crust with a lower infiltration capacity than for Fontaine silt loam. The finer soil texture for Lavour may lead to build a depositional crust made by finer particles with probably a lower infiltration capacity. Laser sizer diffraction measurements made, for both soils, with primary particles included into depositional crusts confirm that depositional crust contain more finer particle for Lavour clay loam than for Fontaine silt loam. Depositional crusts for Lavour clay loam are made with 15.9 g/100g — std. error = 0.2 — of clay whereas for Fontaine silt loam these crusts contain 5.9 g/100g — std. error = 0.1 — of clay.

For Lavour clay loam depositional crust was less extended and appears later than for Fontaine silt loam. Depositional crust apparition was about 1 hour after rain start for Lavour whereas it was about 30 min after for Fontaine. These observations may be linked to the results of aggregate stability tests. Breakdown products, which are fine for Fontaine silt loam, lead rapidly to soil surface sealing. Coarser breakdown products, as for Lavour clay loam, are slower to arrange together in low permeability crust (Fox & Le Bissonnais, 1998). For Lavour clay loam the rainfall simulation duration was may be not long enough to observe a runoff steady state because of a slower crust formation.

6.4.2 Detachment

The classical evolution of splash losses is initial increasing followed by a declining rate (e.g. Bradford et al., 1987a ; Parsons et al., 1994). Such a temporal evolution have been observed for Fontaine silt loam (Figure 6.4). Generally this evolution has been explained by the dynamics of soil moisture, water depth and inclusion of aggregates into crust (Ghadiri & Payne, 1988 ; Hairsine & Rose, 1991 ; Bradford et al., 1987a,b ; Torri et al., 1987 ; Bradford & Huang, 1996). For the experiments performed in this study the splash sampling period — 20 min —

was too long to follow soil moisture evolution. At the end of the first splash sampling period the soil moisture evolution was almost complete and the soil surface was entirely wet. Thus soil moisture evolution cannot explain the splash rate dynamics observed for Fontaine silt loam. For this soil, runoff volume, and so water depth, seems to be controlled by crust formation. Splash rate evolution for Fontaine silt loam may be due to surface crust formation. Such an explanation has been already proposed by different authors (Bradford et al., 1987a,b ; Parsons et al., 1994). Rainfall intensity has also an influence on splash rate dynamics. Indeed magnitude of splash rate dynamics for Fontaine silt loam is linked to rainfall intensity (Table 6.4). A similar observation has been already done by Farres (1987) and Bradford et al. (1987a). For Fontaine silt loam, qualitative analysis of the splashed soil fragments indicates a size selectivity of splash detachment. Size distributions measurements show a silt and clay enrichment for splashed aggregates compared to breakdown products.

For the more stable soil, Lavour clay loam, the classical splash rate evolution has not been observed. There is nearly none temporal dynamics of splash detachment. Important variation of splash loss magnitude between different soil has already been noted by Farres (1987). In order to explain this result, Farres hypothesises that the splash rate magnitude is linked to the difference in size of breakdown products created by raindrop impact: for coarser breakdown products, magnitude should be higher. At the opposite, aggregate size distributions observed in this study show that the lower magnitude has been observed for the soil with coarser breakdown products, Lavour clay loam. The slow crust formation for Lavour may not allows to achieve optimal conditions for splash detachment during rainfall duration. Moreover a limitation of detachment by a too large size of available soil fragments is possible. As shown by comparing size distributions of breakdown products and splashed soil fragments, there is a size selectivity of splash detachment. This selectivity is for benefit of fine sand, silt and clay fractions. As the majority of breakdown products for Lavour clay loam have the size of coarse sand and gravel, these soil fragments might be too coarse to be detached. Because not enough soil fragments are available, detachment by splash is limited. Our observations lead to conclude that, for a given rainfall energy, the coarser are breakdown products, the lower are splash losses dynamics.

6.4.3 Transport

The dynamics of sediment concentration in runoff, with an initial increase followed by a declining rate, as observed for Fontaine silt loam, has already been noticed and attributed to crust formation (Miller & Baharuddin, 1987b ; Moore & Singer, 1990 ; Le Bissonnais, 1996). However evolution of sediment concentration is similar to splash rate evolution for both Fontaine silt loam and Lavour clay loam. This observation confirms the interdependency between transport by runoff at short distance and splash detachment. As hypothesised in the introduction, for interrill erosion, splash seems to be the major mechanism which supplies runoff with sediment.

For both soils the size distributions of soil fragments transported by runoff is enriched in silt and clay fractions. Such a result has been already observed by Gabriels & Moldenhauer (1978), Sutherland et al. (1996b) and Wan et al. (1996). Thus the size selectivity of transport process is for benefit of silt and clay fractions. However the size selectivity should be more important for Lavour clay loam because mean sediment concentration is 6 times lower than for Fontaine silt loam. This difference cannot be due to difference in splash detachment because mean splash rate is only twice lower for Lavour clay loam. As for detachment, short distance transport could be limited by the size of removal soil fragments. For Lavour clay loam, the majority of soil fragments detached by splash are too coarse to be transported and thus they

preferentially settle. For an equivalent splash rate, the sediment concentration of Lavour clay loam would be lower than Fontaine silt loam one.

6.5 Conclusion

Size distribution study of breakdown products and soils fragments detached by splashed and transported by runoff on short distance, shows a size selectivity for these two interrill erosion processes. This size selectivity is for benefit of finer size fractions: fine sand and particularly silt and clay. Qualitative and quantitative analysis jointly performed on interrill erosion processes suggest that the size distribution of breakdown products, and so to the aggregate stability as measured by [Le Bissonnais \(1996\)](#), is a key factor to explain the low erodibility of Lavour clay loam. Actually, size distribution of breakdown products seems to influence erosion parameters through formation and characteristics of crust, and size limitation of detachment and transport. Thus the more stable soil, with coarser breakdown products, has lower mean splash rate and sediment concentration. These hypothesis need to be supported by more experimental data. Perspectives from this study are to analyse relationships between temporal dynamics of aggregate size distribution and erosion characteristics as runoff rate, splash rate or sediment concentration. First observations show a slight temporal evolution of size distribution of soil fragments detached by splash and transported by runoff.

6.6 Influence de la sélectivité sur les flux de fragments de terre

L'article présenté précédemment a été écrit avant la finalisation de l'ensemble des expérimentations. Afin de présenter les résultats obtenus postérieurement sur la désagrégation et sur l'argile limoneuse, il est complété par cette dernière section. L'analyse de ces données complémentaires est l'occasion de dresser un bilan général sur l'influence de la sélectivité des processus de mise en mouvement par la pluie et de transport par le ruissellement sur les flux des fragments de terre.

La sélectivité granulométrique des processus érosifs entraîne un affinement des distributions granulométriques agrégées des fragments terre (particules élémentaires ou agrégats) mobilisés (Figure 6.7). La mise en mouvement par la pluie, qui est sélective en faveur des fractions intermédiaires, a pour effet de faire diminuer la part des fragments les plus grossiers (fractions $> 250 \mu\text{m}$ pour le limon moyen sableux et $> 2000 \mu\text{m}$ pour l'argile et l'argile limoneuse). Le transport par le ruissellement, qui est sélectif en faveur des fragments les plus fins, entraîne une distribution granulométrique des sédiments exportés très fine.

Les bilans de stocks et de flux effectués dans les § 4.2 et 5 ont permis d'identifier les fractions qui sont préférentiellement mises en mouvement et exportées. Il s'agit des fractions $50\text{--}1000 \mu\text{m}$ pour la mise en mouvement par la pluie et des fractions $< 250 \mu\text{m}$ pour l'exportation par le ruissellement. Il a été montré au chapitre 3 que le test de désagrégation mécanique effectué pour les mesures de stabilité structurale ([Le Bissonnais, 1996](#)) reflète assez fidèlement la composition granulométrique des fragments de sol désagrégés par la pluie. À partir des résultats de ce test pour des agrégats calibrés à $3\text{--}5 \text{ mm}$ (protocole standard), il est possible, pour chaque sol, d'estimer la MAsse de la fraction Préférentiellement Mise en mouvement par la pluie ou MAPM. De la même façon, il est possible de définir, à partir du flux mis en mouvement, la MAsse de la fraction Préférentiellement Exportable par le ruissellement ou MAPE. La MAPE

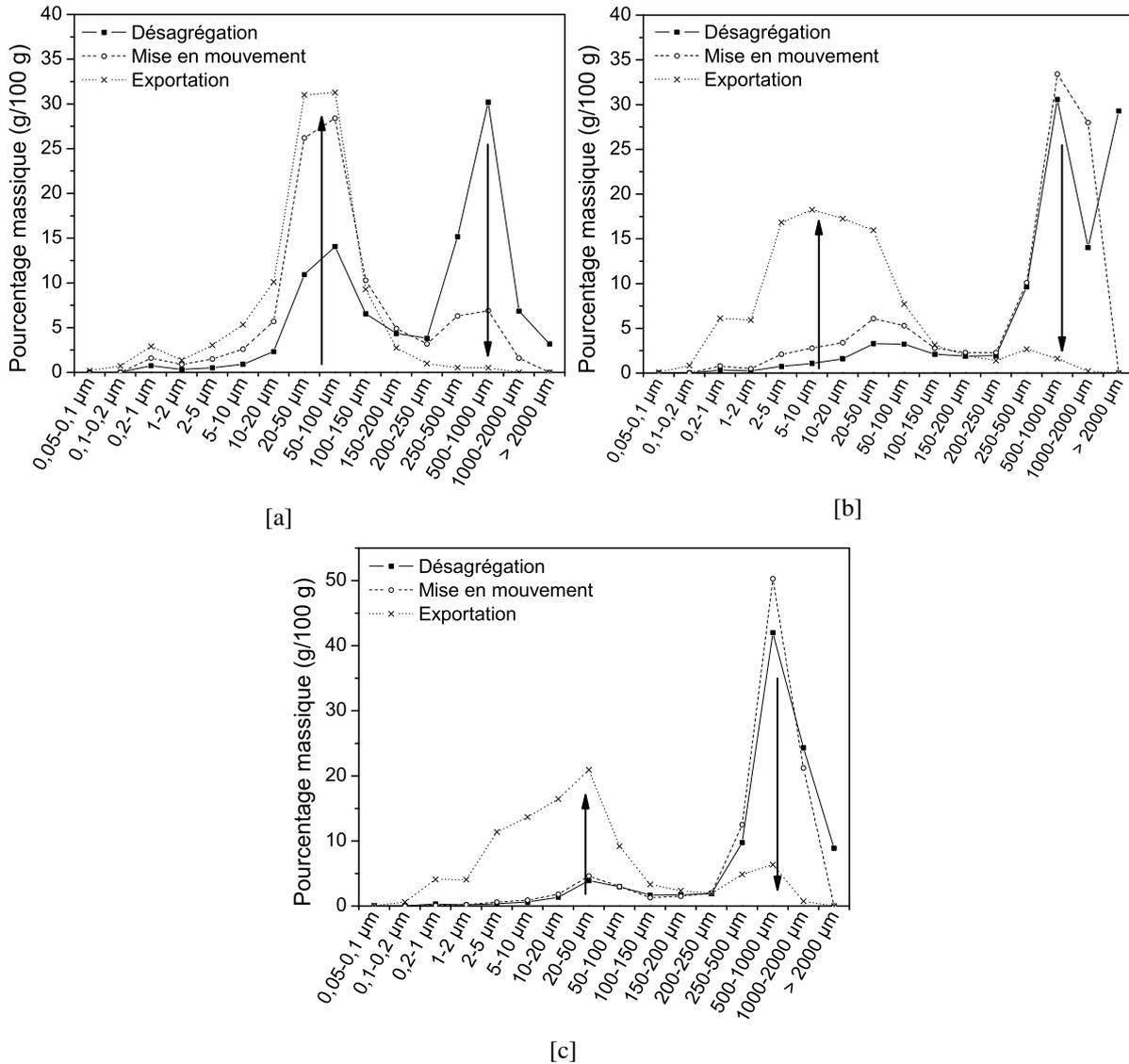


FIG. 6.7 – Sélectivité granulométrique des processus érosifs. Comparaison des compositions granulométriques agrégées des différents stocks — issu de la désagrégation (calibre initial 3–5 mm), mis en mouvement par l'impact des gouttes de pluie et exporté par le ruissellement — pour le limon moyen sableux (a), l'argile (b) et l'argile limoneuse (c).

est calculée en déterminant la part de la fraction préférentiellement exportable pour chacun des flux moyens de mise en mouvement.

Pour les différents sols, la comparaison des flux moyens mesurés pour la mise en mouvement et l'exportation avec la MAPM et la MAPE estimées montre que ces valeurs sont bien corrélées (Figure 6.8[a]). Ces deux graphiques illustrent la relation étroite qu'il y a entre les flux et la composition granulométrique des différents stocks.

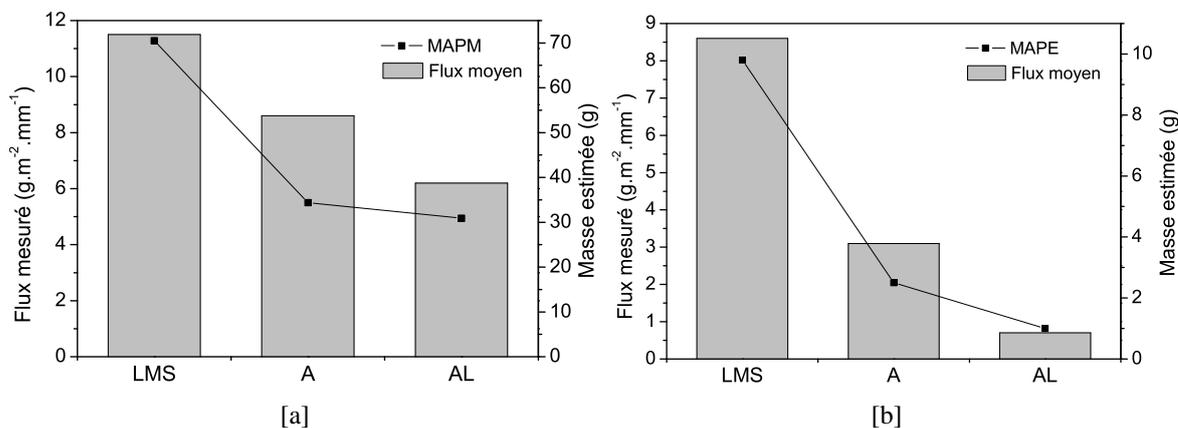


FIG. 6.8 – Comparaison des flux et de la composition des stocks initiaux pour la mise en mouvement par l'impact des gouttes de pluie (a) et l'exportation par le ruissellement (b).

MAPM : masse préférentiellement mise en mouvement. Elle correspond à la masse de la fraction 50–1000 μm pour un stock de 100 g de fragments de sol issus du test de désagrégation mécanique réalisé sur des agrégats de 3–5 mm.

MAPE : masse préférentiellement exportée. Elle correspond à la masse de la fraction < 250 μm pour un stock de fragments mis en mouvement égal au flux moyen de mise en mouvement.

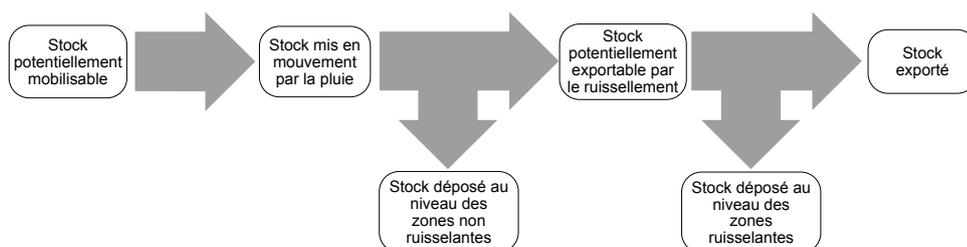
LMS : limon moyen sableux ; A : argile ; AL : argile limoneuse.

Deux conclusions majeures peuvent être tirées :

- du fait de la sélectivité des processus de mise en mouvement et de transport, la composition des différents stocks détermine les flux de sédiments mobilisés par l'érosion diffuse ;
- si la sélectivité d'un processus est connue pour des conditions érosives données, les flux de sédiments peuvent être estimés à partir des résultats des tests de stabilité structurale.

Ces résultats vont être à la base de la modélisation conceptuelle proposée dans le chapitre suivant.

Modélisation conceptuelle



Résumé

L'objectif de ce chapitre est de proposer un cadre pour la modélisation de la composition granulométrique et du flux de sédiments exportés par l'érosion diffuse lors d'un événement pluvieux. Le modèle vise à décrire le transfert de fragments de sol (particules élémentaires ou agrégats) à la surface du sol et ne prend pas en considération l'effet des variations des caractéristiques des agents érosifs (pluie et ruissellement). Il est basé sur une démarche de bilan de masse.

Le modèle conceptuel ébauché permet de rendre compte de l'influence de la structure des sols sur la quantité et la qualité des sédiments exportés. Il intègre des modèles préexistants qui décrivent le transport par le splash et par le ruissellement. Les limites actuelles de la démarche sont l'absence de prise en compte de l'évolution de la surface (états de surface et microtopographie) et de la dynamique spatio-temporelle du ruissellement.

7.1 Structure du modèle

À la fin du chapitre précédent (§ 6.6), nous avons vu que l'analyse de la composition des stocks de fragments de sol produits par la désagrégation et mis en mouvement permet d'apprécier l'amplitude des flux mobilisés par l'érosion pour des conditions érosives données. Cette démarche de bilan de masse amène donc à proposer un cadre de modélisation basé sur la prise en considération des différents stocks (Figure 7.1).

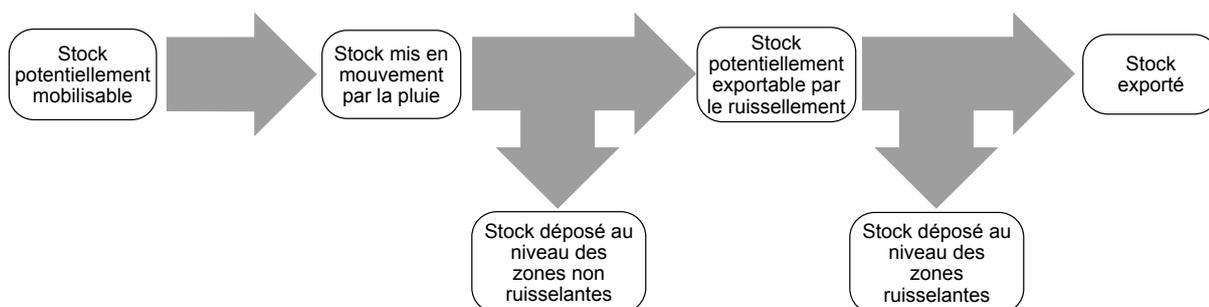


FIG. 7.1 – Schéma conceptuel de la modélisation des flux de fragments de sol mobilisés par l'érosion.

Ce cadre est basé sur la prise en compte de la composition et de la masse des stocks produits par chacun des processus érosifs.

7.1.1 Détermination du stock potentiellement mobilisable

La comparaison des stocks de fragments de sol issus de la désagrégation et mis en mouvement par l'impact des gouttes de pluie (§ 4.2) a montré que les fragments potentiellement mobilisables étaient bien ceux issus de la désagrégation. Par ailleurs, les expérimentations menées sur la dynamique de la désagrégation (§ 3) et l'analyse sur la sélectivité de la mise en mouvement (§ 6.6) ont fait apparaître que :

- la désagrégation est un phénomène très rapide à l'échelle de l'événement pluvieux ;
- les tests de stabilité structurale selon la méthode de [Le Bissonnais \(1996\)](#) sont pertinents pour simuler la désagrégation ;
- la composition granulométrique des fragments issus des tests de stabilité structurale permet d'estimer l'intensité du flux de mise en mouvement.

Les résultats des tests de stabilité peuvent donc être utilisés pour décrire le stock potentiellement mobilisable, produit lors de l'événement pluvieux (Figure 7.2). Chacun des tests correspond à un mécanisme de désagrégation particulier et reflète des conditions d'humectation différentes. Pour le type de pluie appliquée lors de nos expérimentations (pluie de 30 mm.h^{-1} pendant plus de 10 min et diamètre médian des gouttes de 1,4 mm), le test de désagrégation mécanique est le plus approprié. Pour des intensités plus faibles et des gouttes plus petites, le test de réhumectation lente par capillarité serait vraisemblablement plus représentatif. Dans le cas de courtes pluies peu érosives, l'utilisation du modèle de dynamique temporelle de la désagrégation, proposé au § 3.4.4, permettrait de tenir compte d'une lente évolution de la composition du stock potentiellement mobilisable.

La sensibilité des tests à la présence d'agrégats initiaux de petite taille (§ 3.3.1) ainsi que l'influence de l'humidité initiale et de l'histoire hydrique des sols sur la stabilité structurale

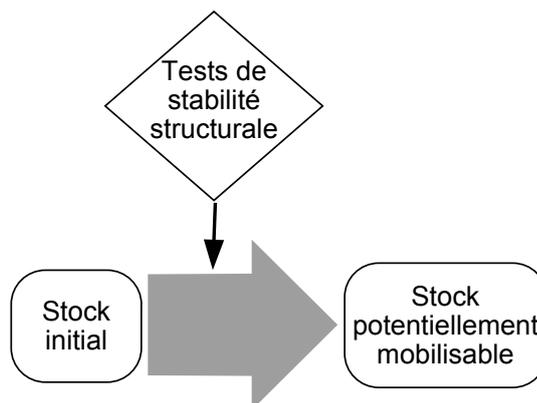


FIG. 7.2 – Le stock potentiellement mis en mouvement par l’impact des gouttes de pluie est déterminé grâce aux tests de stabilité structurale.

Afin de prendre en compte la sensibilité de la désagrégation à la taille des agrégats initiaux et à l’histoire hydrique nous proposons de modifier la méthode de mesure proposée par [Le Bissonais \(1996\)](#).

(§ 5.5, [Boiffin \(1976\)](#) et [Le Bissonais et al. \(1995\)](#)) suggèrent quelques modifications méthodologiques dans le protocole classique présenté au § 2.4.1. En effet, pour caractériser le stock de fragments potentiellement mobilisable dans des conditions données d’état de surface, il est nécessaire de réaliser les tests sur toute la gamme de tailles existantes et à l’humidité initiale correspondante. Dans cette optique, les agrégats initiaux seraient préparés sans passage préalable à l’étuve et sans tamisage. Une attention particulière devrait être apportée à l’échantillonnage d’un volume de sol représentatif du point de vue de la distribution granulométrique agrégée.

7.1.2 Mise en mouvement par l’impact des gouttes de pluie

La réalisation d’un bilan des stocks issus de la désagrégation et mis en mouvement a permis de dégager la sélectivité du processus de mobilisation par l’impact des gouttes de pluie et de déterminer, pour chaque sol, une MAssé Préférentiellement Mise en mouvement ou MAPM. La MAPM semble un estimateur pertinent de l’intensité du flux de mise en mouvement (§ 6.6). Cependant elle ne permet pas de prédire sa composition granulométrique.

Les résultats du § 4.2 montrent que le taux de mobilisation (le rapport, en %, de la masse de sol mise en mouvement sur la masse de sol désagrégée) n’est pas seulement fonction de la taille des fragments de terre. La bibliographie et l’analyse de nos résultats suggèrent deux autres facteurs déterminants :

- l’agencement des fragments de terre à la surface du sol, qui doit influencer leur disponibilité ;
- la cohésion inter-agrégats des premiers millimètres du sol.

Ces deux facteurs sont clairement dépendants des états de surface.

Tout comme cela a été fait pour déterminer des concentrations potentielles en sédiments ([Cerdan et al., 2002](#)), il semble possible de construire une typologie des états de surface qui reflète la potentialité de mise en mouvement. Une telle typologie demande à être construite et testée mais peut, d’ores et déjà, être proposée comme paramètre pour la modélisation de la mise en mouvement par l’impact des gouttes. Pour chaque type d’état de surface, un taux de mobilisation par fraction serait déterminé. Ces fonctions de répartition du taux de mobilisation seraient

ensuite utilisées pour déterminer la composition et la masse des fragments mis en mouvement (Figure 7.3).

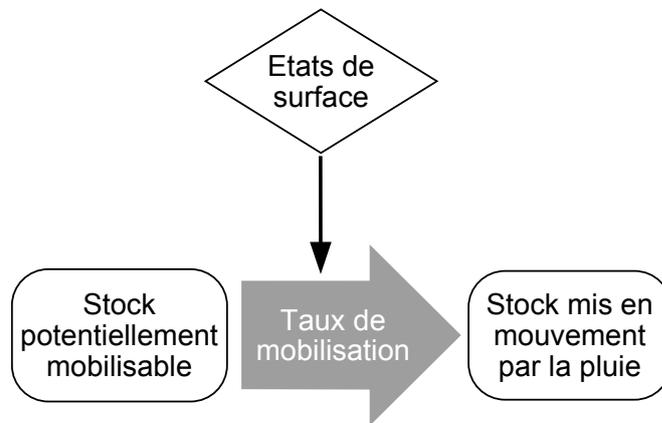


FIG. 7.3 – Détermination du stock mis en mouvement.

La proposition de modélisation de la mise en mouvement est basée sur la détermination d'un taux de mobilisation par fraction granulométrique et par type d'état de surface.

Ce cadre de modélisation ne prend pas en compte l'effet de la présence et de l'épaisseur d'une éventuelle lame d'eau à la surface du sol. Ce facteur est reconnu comme un paramètre majeur qui joue sur le taux de mise en mouvement (Moss & Green, 1983 ; Torri et al., 1987 ; Proffitt et al., 1991). Mais son intégration dans un modèle nécessite de connaître la distribution spatiale et temporelle des zones immergées et de leur profondeur. Or, ces données ne nous sont pas actuellement accessibles. Néanmoins, du fait de la microtopographie contrastée utilisée pour nos expérimentations (série de rangs et de sillons parallèles à la pente) il semble possible de distinguer les zones sous l'eau à partir d'un critère de hauteur. Cette première approche permettrait, par exemple, de scinder la surface en deux parties : le haut des rangs émergés et les sillons qui canalisent le ruissellement diffus.

7.1.3 Redistribution par splash

7.1.3.1 Choix du modèle

L'investigation du processus de transfert des fragments de sol par splash (§ 4.1) a montré que :

- la fonction de distribution spatiale du splash ou FSDF (Eq. 4.2), de type décroissance exponentielle, proposée par van Dijk et al. (2002), est pertinente pour décrire la redistribution des fractions granulométriques mises en mouvement par le splash ;
- le type de trajectoire des fragments de terre semble dépendant de la taille des fragments mis en mouvement.

Ces deux constats orientent le choix de la structure du modèle de redistribution par splash. Ainsi, une modélisation basée sur la simulation de la trajectoire des fragments de sol mis en mouvement, comme celle proposée par Park et al. (1982), Wright & Webster (1991) ou Planchon et al. (2000), n'est pas appropriée. En effet la forme des trajectoires est mal connue et doit être présupposée dans ces modèles.

D'après nos résultats, un modèle fondé sur une fonction de redistribution de type décroissance exponentielle serait plus adapté. Une telle modélisation a été développée par Wainwright

et al. (1995). En plus de considérer différentes classes granulométriques, cette modélisation prend en compte l'influence de la topographie locale sur la redistribution. Or, la microtopographie semble être un facteur important à considérer pour ne pas sous-estimer le flux de fragments mis en mouvement qui arrive au niveau des zones ruisselantes (§ 5.1.2.1). La démarche de modélisation de Wainwright et al. (1995) correspond donc bien à nos attentes.

7.1.3.2 Présentation du modèle de Wainwright et al. (1995)

Le modèle de transport par le splash développé par Wainwright et al. (1995) utilise une fonction de redistribution exponentielle décroissante de la forme :

$$Q_{dep} = a_1 \exp(-b_1 r) \quad (7.1)$$

avec Q_{dep} la quantité de matériel déposé (en kg.m^{-2}), r la distance depuis la zone source. Les paramètres a_1 et b_1 sont des constantes empiriques déterminées pour chaque classe granulométrique prise en compte dans le modèle. Cette fonction de redistribution est similaire à la FSDF (Eq. 4.2) de van Dijk et al. (2002) si on remplace b_1 par :

$$b_1 = \frac{1}{\Lambda}, \quad (7.2)$$

Λ étant la distance caractéristique de splash.

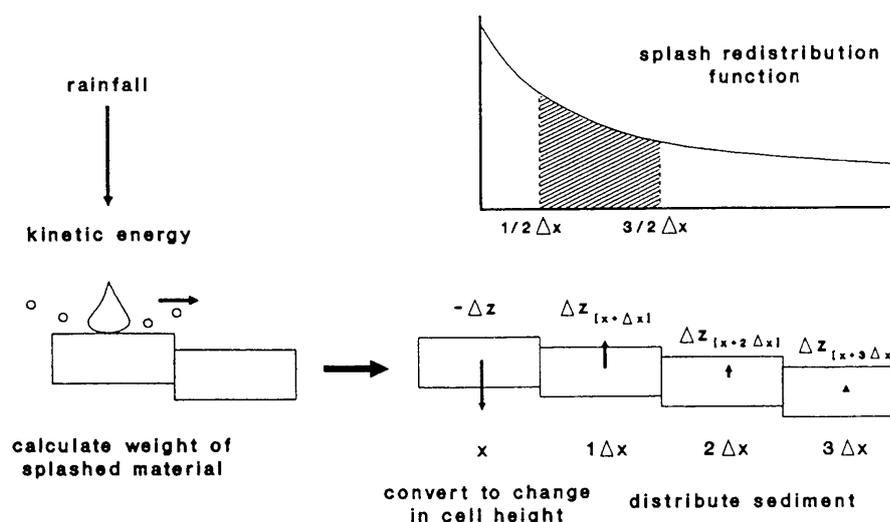


FIG. 7.4 – Modèle de redistribution des fragments de terre par le splash (extrait de Wainwright et al., 1995, © 2003 Wiley).

Les masses de sol détachées par l'impact des gouttes de pluie sont réparties sur la surface selon une fonction exponentielle décroissante.

L'influence de la microtopographie sur la redistribution des fragments mis en mouvement est prise en compte de la façon suivante : la masse de sol mise en mouvement par l'impact des gouttes de pluie, Q'_{sp} (en kg.m^{-2}), calculée préalablement pour chaque fraction granulométrique, est répartie en quatre composantes fonctions de la direction. Les directions sont distinguées en fonction de la pente : contre-pente, dans la pente et perpendiculaire à la pente. Les quantités de splash transportées selon des directions perpendiculaires à la pente Q_{spl} (*spl* pour « lateral splash ») sont considérées identiques et égales à :

$$Q_{spl} = 0,25 Q'_{sp}. \quad (7.3)$$

L'équation qui régit la quantité de splash transportée dans la direction de la pente Q_{spd} (*spd* pour « *downslope splash* ») est basée sur des résultats de Savat (1981) :

$$Q_{spd} = [1,0 - 0,5 \exp(-242 \sin \theta)] 0,5 Q'_{sp}, \quad (7.4)$$

avec θ l'angle de la pente. La quantité de sol transportée en contre-pente Q_{spu} (*spu* pour « *upslope splash* ») est donc :

$$Q_{spu} = 0,5 Q'_{sp} - Q_{spd}. \quad (7.5)$$

Les masses transportées, pour chaque fraction considérée, sont ensuite distribuées dans les quatre directions selon l'équation 7.1 et réparties sur la surface (Figure 7.4).

7.1.3.3 Proposition de modification

Dans le modèle de transport par splash de Wainwright et al. (1995), l'effet de la pente est pris en compte via une modification de la masse mise en mouvement. L'influence de la pente peut être abordée différemment. En effet, selon la pente du microrelief environnant, la trajectoire des fragments de sol est interceptée par la surface à une distance plus ou moins grande de son point de départ (Figure 7.5). L'étendue de la distribution, et donc la distance caractéristique de splash Λ , varie avec la valeur et la direction de la pente.

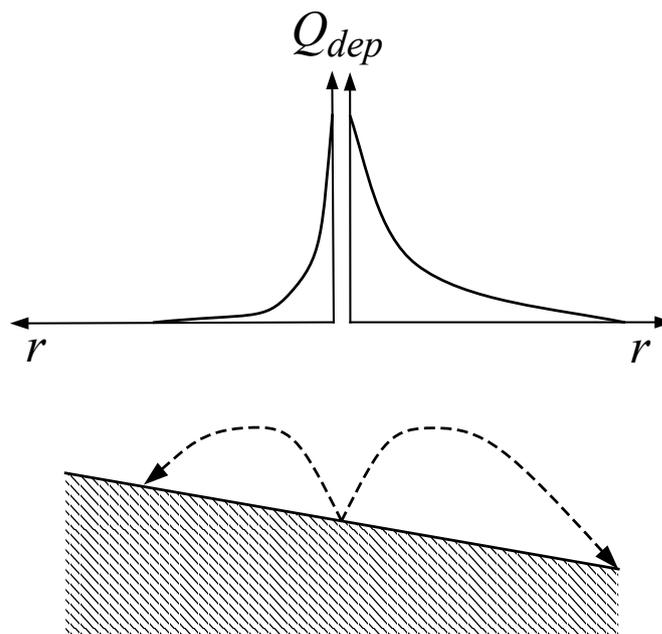


FIG. 7.5 – Influence de la pente sur la fonction de redistribution par splash.

En modifiant la portée de la trajectoire des fragments de sol transportés par le splash, la pente joue sur les caractéristiques de la fonction de redistribution.

Une étude de la variation de la distance caractéristique de splash avec la pente permettrait peut-être de dégager une relation générale qui pourrait être introduite dans le modèle de redistribution. Une telle approche a déjà été proposée par van Dijk et al. (2002). Ainsi, pour ce nouveau développement du modèle de transport par splash de Wainwright et al. (1995), l'équation de redistribution serait conservée mais l'influence de la pente serait prise en compte par une modification de ses paramètres (distance caractéristique de splash Λ , fonction de la pente).

L'évaluation des différentes méthodes de modélisation de l'interaction entre transfert par splash et microtopographie pourrait être réalisée à l'aide de modèles numériques d'altitude (ou

MNA) pris à différents instants de l'évolution d'une surface de sol soumise à la pluie. De tels MNA détaillés ont été acquis grâce à un rugosimètre laser en ligne (Darboux & Huang, 2003) lors des simulations de pluie sur bacs effectuées dans le cadre de cette thèse.

7.1.3.4 Estimation du flux de fragments de sol arrivant au niveau des zones ruisselantes

La détermination du flux de fragments mis en mouvement qui arrive au niveau des zones ruisselantes permettrait d'estimer le stock de fragments de sol potentiellement exportable par le ruissellement (Figure 7.6).

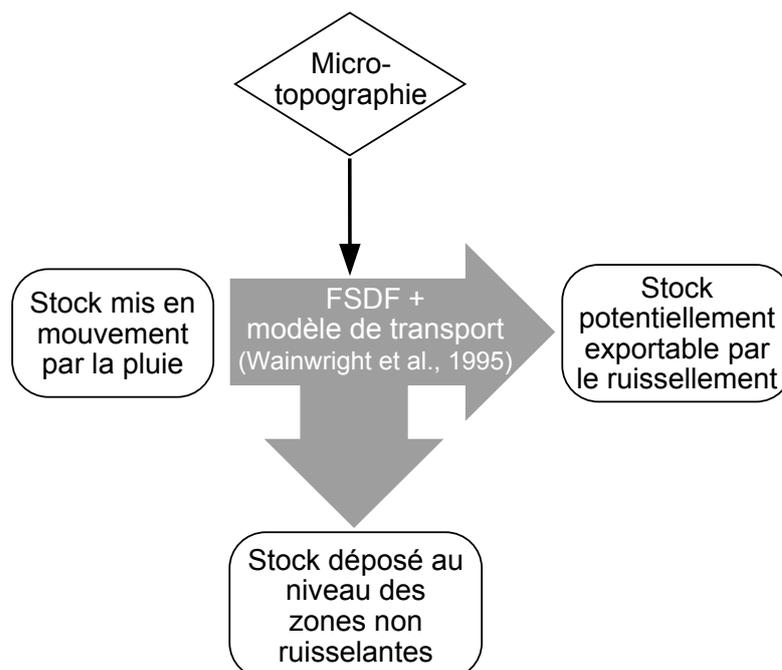


FIG. 7.6 – Détermination du stock potentiellement exportable par le ruissellement. Le stock potentiellement exportable par le ruissellement est constitué par le flux de fragments de sol apportés au ruissellement par le splash. Il pourrait être déterminé à partir de la théorie de distribution de van Dijk et al. (2002) (« Fundamental Splash Distribution Function » ou FPDF) et du modèle de transport par splash de Wainwright et al. (1995).

La prise en compte de l'influence de la pente locale est très importante pour estimer correctement le flux de fragments de sol apportés par le splash dans le ruissellement. En effet, les zones ruisselantes sont localisées dans les parties basses du microrelief. Or, du fait de la dissymétrie de la distribution par splash sur une surface en pente (Eq. 7.4 et 7.5), le flux de fragments de sol apporté au niveau des zones basses est supérieur à celui des zones hautes. Pour la microtopographie en rangs et sillons que nous avons utilisée lors de nos expérimentations, le phénomène est vraisemblablement marqué (Figure 7.7). La non-prise en compte de la microtopographie est probablement source d'une sous-estimation du flux arrivant dans les zones immergées.

La détermination exacte du flux de fragments de sol fournis au ruissellement par le splash nécessiterait de connaître la répartition des zones ruisselantes. Comme pour la mise en mouvement (§ 7.1.2), il est possible d'utiliser une première approche simplifiée basée sur la distinction des zones hautes émergées (les rangs) et des zones basses immergées (les sillons).

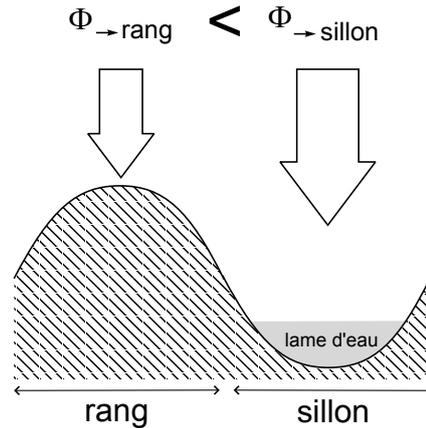


FIG. 7.7 – Influence de la microtopographie sur la redistribution des fragments de sol par splash. Du fait de la microtopographie en rangs et en sillons, le flux de fragments de sol déposés par le splash Φ est plus important au niveau des zones immergées.

7.1.4 Transport par le ruissellement

7.1.4.1 Choix du modèle

Les modèles de transport par le ruissellement sont construits à partir de deux types d'approche : soit la capacité de transport (Foster, 1990 ; Foster et al., 1995), soit un bilan de flux dynamique des processus (Hairsine & Rose, 1992a,b). Huang et al. (1999) ont montré que la seconde approche semblait la plus pertinente pour décrire le transport des sédiments. Cette dernière approche, développée par Hairsine & Rose (1991), est basée sur la prise en compte des différences de sensibilité à la sédimentation selon la granulométrie des fragments de sol. L'intégration du modèle de Hairsine & Rose dans notre cadre conceptuel ne pose pas de problèmes majeurs et permet, à partir du flux potentiellement exportable, de prédire le flux de sédiments exportés à l'exutoire (Figure 7.8).

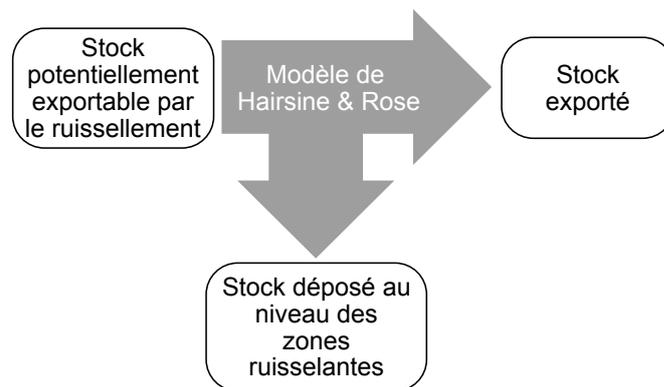


FIG. 7.8 – Détermination du stock exporté par le ruissellement.

Le stock exporté par le ruissellement est estimé grâce au modèle de Hairsine & Rose. Le flux apporté par le splash (potentiellement exportable) est utilisé comme entrée du modèle. Le modèle prédit la partition entre le flux de sédiments exportés à l'exutoire du système et le flux de sédimentation.

7.1.4.2 Présentation du modèle de Hairsine & Rose

Hairsine & Rose (1992a) décrivent l'érosion hydrique sur des sols agrégés comme la résultante, d'une part, de processus de mise en mouvement agissant sur la surface des sols et, d'autre part, du dépôt par sédimentation. Ils distinguent le sol initial formé de fragments qui présentent une cohésion entre eux, de la couche de dépôt formée des fragments qui ont sédimenté et entre lesquels les liaisons sont moins fortes. La remise en mouvement par la pluie ou le ruissellement de cette couche déposée est considérée comme étant un processus plus aisé que la mise en mouvement initiale. Les différents flux pris en compte sont donc (Figure 7.9) :

- le taux de mise en mouvement par la pluie e_i ;
- le taux de remise en mouvement par la pluie e_{di} ;
- le taux de mise en mouvement par le ruissellement r_{ei} ;
- le taux de remise en mouvement par le ruissellement r_{ri} ;
- le taux de sédimentation d_i .

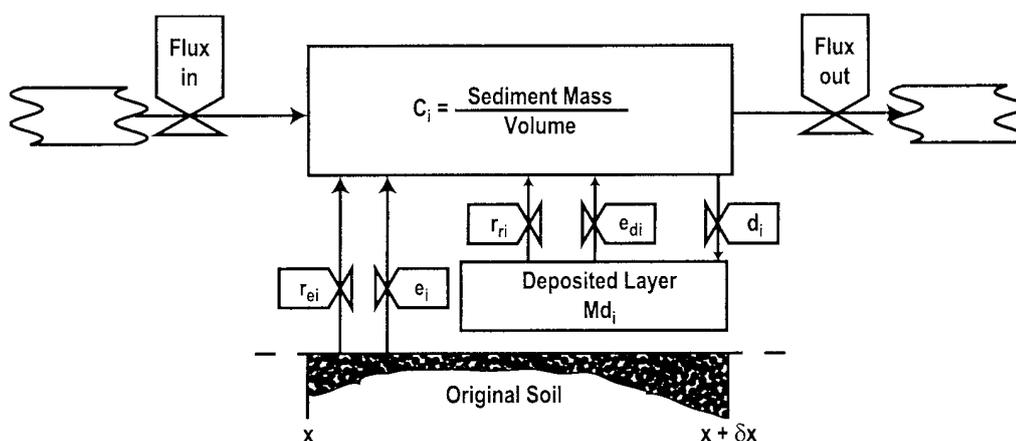


FIG. 7.9 – Schéma de l'approche développée dans le modèle de Hairsine & Rose (extrait de Hairsine et al., 2002, © 2003 American Geophysical Union).

Les processus modélisés sont la mise en mouvement par la pluie e_i , la remise en mouvement par la pluie e_{di} , la mise en mouvement par le ruissellement r_{ei} , la remise en mouvement par le ruissellement r_{ri} et la sédimentation d_i .

Pour une zone plane, en pente, de largeur unitaire, la conservation de la quantité de sédiments et d'eau s'exprime selon :

$$\frac{\partial q_{si}}{\partial x} + \frac{\partial(c_i D)}{\partial t} = e_i + r_{ei} + e_{di} + r_{ri} - d_i, \quad (7.6)$$

avec :

$$q_{si} = q c_i. \quad (7.7)$$

Dans ces équations, q_{si} est le flux de sédiment par unité de largeur, q est le flux d'eau par unité de largeur, c_i est la concentration en sédiments pour la fraction i , D est l'épaisseur du ruissellement, x est la distance dans la direction de la pente et t est le temps. Les fractions sont caractérisées par leur vitesse de sédimentation v_i . Le taux de sédimentation pour une fraction i est donné par :

$$d_i = \alpha_i v_i c_i, \quad (7.8)$$

avec α_i le rapport de la concentration en sédiment à proximité du lit sur la concentration moyenne en sédiment pour toute la hauteur de la lame d'eau.

De nombreux développements de ce modèle ont été réalisés pour différents cas caractéristiques des phénomènes érosifs (Hairsine, 1988 ; Hairsine & Rose, 1991, 1992a,b ; Sander et al., 1996 ; Parlange et al., 1999 ; Hairsine et al., 1999, 2002 ; Sander et al., 2002). Deux développements nous intéressent plus particulièrement car ils correspondent à nos conditions expérimentales.

Le premier développement (Hairsine, 1988) traite d'un système constitué de rangs et de sillons parallèles à la pente. La mise en mouvement est assurée uniquement par la pluie et est considérée comme nulle dans les sillons qui sont immergés. Le flux de sédiment entrant se fait tout le long de chaque sillon par des apports latéraux depuis les rangs. Une solution analytique est proposée pour un ruissellement à l'équilibre dynamique :

$$c_i = \frac{2q_{si}^{lat}}{QL + \alpha_i v_i W}, \quad (7.9)$$

avec q_{si}^{lat} le flux latéral de sédiment, Q le débit d'eau par unité de surface, L la distance entre les sillons, W la largeur des sillons (zones immergées). Une simulation préliminaire a été réalisée à partir des données expérimentales recueillies dans le cadre de cette thèse (Figure 7.10). Les résultats obtenus suggèrent que la remise en mouvement des fragments au niveau des sillons doit être prise en compte. En effet, comme nous avons pu l'observer lors des simulations (§ 5.3.5), l'impact des gouttes de pluie sur des lames d'eau peu épaisses provoque une remise en mouvement des fragments grossiers qui se sont déposés dans le ruissellement. Le processus de mise en mouvement nécessiterait donc d'être intégré dans le modèle pour pouvoir prédire l'exportation par un ruissellement soumis à l'impact de la pluie.

Le second développement (Hairsine et al., 2002) décrit l'occurrence simultanée de la sédimentation et de la remise en mouvement pour un apport amont de sédiments. Des solutions ont été proposées pour un système mono-fraction (« *single-class* »), le sédiment étant caractérisé par son diamètre médian, et un système multi-fractions (« *multi-class* »), dans des conditions d'équilibre hydraulique (Sander et al., 2002). Ces solutions ont été évaluées par Beuselinck et al. (2002b,c) à partir des données expérimentales présentées par Beuselinck et al. (1999c). Après calibration, pour un système multi-fractions, le modèle prédit bien la composition (distribution des vitesses de sédimentation) des sédiments exportés. Notamment le comportement particulier des fractions $> 32 \mu\text{m}$, avec une dynamique d'exportation à seuil (voir § 5.3.5), est bien reproduit. Or ce comportement a aussi été observé pour nos données expérimentales (§ 5.2.1.2).

Les évaluations du modèle de Hairsine & Rose réalisées pour des cas qui sont proches de nos conditions expérimentales (mise en mouvement par le ruissellement négligée, apports latéraux de sédiments et remise en mouvement par la pluie) suggèrent que, en plus d'être conceptuellement satisfaisante, cette approche est pertinente pour décrire les processus d'érosion diffuse qui ont lieu au niveau d'une zone ruisselante. La composition et la quantité de fragments de sol exportés par le ruissellement semblent pouvoir être prédites correctement par ce modèle. À partir de nos données expérimentales, le modèle pourrait être développé pour prendre en compte à la fois des apports latéraux par splash et la possibilité de remise en mouvement des fragments déposés au niveau des zones ruisselantes.

7.1.5 Structure générale

La mise en commun des différents modules ébauchés dans les paragraphes précédents permet de proposer un modèle général de prédiction de la composition et des flux de sédiments exportés (Figure 7.11) qui intègre les caractéristiques structurales des sols via un module de désagrégation. Ce modèle permettrait de décrire, pour des caractéristiques connues des agents érosifs, la composition et le flux de sédiments exportés à l'issue d'un événement érosif. La

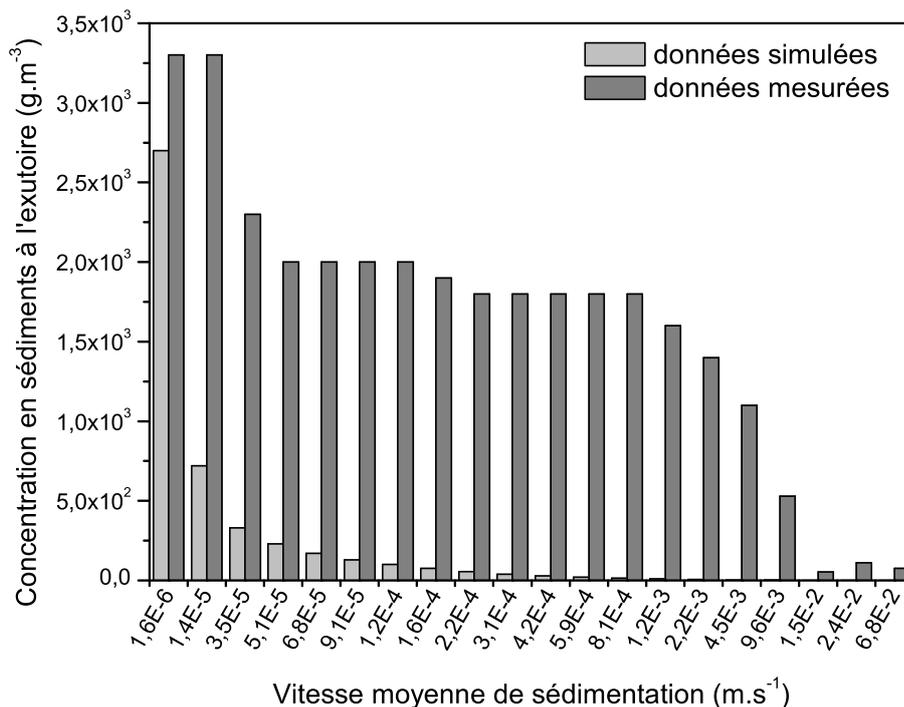


FIG. 7.10 – Comparaison des distributions des vitesses de sédimentation des fragments exportés par le ruissellement, calculées à partir des données expérimentales et simulées avec le modèle de Hairsine & Rose pour un système rang-sillon (Hairsine, 1988).

Cette simulation a été effectuée à partir des données expérimentales obtenues pour les simulations à $0,25 \text{ m}^2$ avec le limon moyen sableux. On note que l'exportation des fragments les plus grossiers est largement sous-estimée. Ceci semble être dû au fait que les processus de remise en mouvement sont négligés.

description des fragments de sol produits par chacun des processus intermédiaires permet d'envisager le couplage avec un modèle de la dynamique des états de surface et d'évolution de la microtopographie.

7.2 Développements potentiels

7.2.1 Prise en compte de la dynamique spatiale de la structure de la surface

L'érosion diffuse entraîne le transfert et la redistribution de matière à la surface du sol. Au fur et à mesure de l'événement érosif, la structure de la surface évolue. La pluie désagrège les agrégats initialement présents à la surface, réduit la rugosité et entraîne la formation de croûtes structurales par réarrangement des fragments de sol produits. L'apparition d'une lame d'eau à la surface permet la formation de croûtes de dépôt dues à la sédimentation des fragments. La microtopographie, qui conditionne les zones de flaquage, est à l'origine d'une variabilité spatiale des états de surface avec des croûtes sédimentaires dans les zones basses immergées et des croûtes structurales sur le reste de la surface (Gascuel-Oudoux et al., 1991 ; Fox et al., 1998).

Les états de surface ainsi créés (croûtes structurales et croûtes de dépôt) possèdent des caractéristiques propres qui diffèrent de l'état de surface initial. Avec le développement des croûtes,

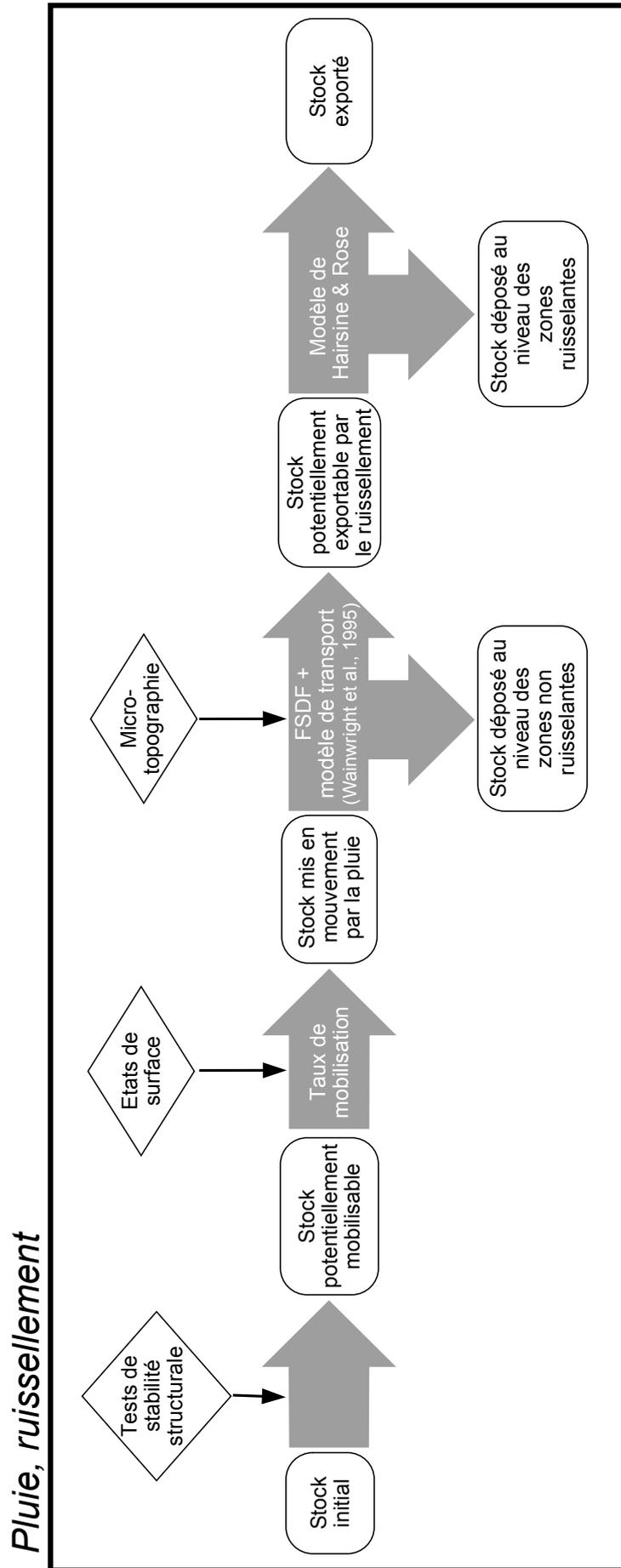


FIG. 7.11 – Structure générale du cadre conceptuel proposé pour la modélisation des flux de fragments de sol mobilisés par l'érosion diffuse.

la cohésion de la surface du sol augmente et le potentiel de fragments de sol mis en mouvement par la pluie diminue (Bradford et al., 1987a ; Cerdan et al., 2002).

Les déplacements de matière induits par le phénomène érosif contribuent aussi à la modification de la microtopographie. Du fait de la dissymétrie du transfert par splash sur une surface en pente, ce processus a tendance à éroder les zones hautes et à combler les dépressions (Figure 7.7). Sous l'action du splash, le microrelief tend à s'aplanir. L'existence d'une lame d'eau ruisselante peut compenser cette évolution en exportant une partie des sédiments apportés dans les zones basses.

L'évolution conjointe des états de surface et du microrelief peut créer des dispositions spatiales particulièrement propices à l'érosion avec l'association de zones hautes formées de croûtes structurales productrices de fragments de terre et de zones ruisselantes qui assurent l'exportation des sédiments;

Cette revue des interactions entre états de surface, microtopographie et flux de sédiments met en avant le rôle clef de la dynamique temporelle de la structure de la surface dans l'exportation des fragments de sol produits par l'érosion diffuse. Dans une étape ultérieure, il serait intéressant de compléter le modèle proposé par un module décrivant la dynamique de la structure de la surface. La prise en compte des rétro-actions entre la dynamique de la structure et les flux de sédiments nécessiterait la construction d'un modèle itératif qui permette de prendre en compte les évolutions de la surface au fur et à mesure de la pluie.

7.2.2 Interactions avec l'hydrodynamique de la surface

La dynamique des états de surface et l'évolution de la microtopographie jouent sur l'hydrodynamique de la surface. Le développement des croûtes entraîne une diminution de la capacité d'infiltration qui peut descendre jusqu'à des valeurs de quelques millimètres par heure. La microtopographie conditionne la capacité de stockage de la surface et donc l'épaisseur des lames d'eau et l'initiation du ruissellement. Un module hydrodynamique pourrait donc s'appuyer en partie sur un modèle de la dynamique de la structure de surface.

Un tel module permettrait d'améliorer la prédiction des flux de sédiments. En effet, en conditionnant notamment la distribution spatiale du ruissellement, l'hydrodynamique de la surface contrôle plusieurs variables qui déterminent les flux de sédiments comme :

- les échanges entre les zones productrices de fragments de sol et les zones exportatrices ;
- les caractéristiques hydrauliques de l'écoulement ;
- l'épaisseur de la lame d'eau qui joue sur l'intensité de l'effet de l'impact des gouttes de pluie ;
- la distribution spatiale des croûtes sédimentaires.

Conclusion générale et perspectives

Démarche de travail

Dans ce travail, les différents processus de l'érosion hydrique diffuse — la désagrégation, la mise en mouvement par l'impact des gouttes de pluie, le transfert par splash et le transport par le ruissellement — sont examinés via les flux et la granulométrie agrégée des fragments de sol qu'ils produisent. Cette investigation s'appuie essentiellement sur des simulations de pluie en laboratoire pour des échelles variant du massif d'agrégats au solum reconstitué sur plusieurs mètres carrés.

Les résultats sont analysés grâce à des bilans de masse. Cette démarche permet de bien distinguer l'action de chaque processus et de caractériser la composition et les flux des fragments de sol produits. Les sélectivités granulométriques de la mise en mouvement et du transport par ruissellement peuvent ainsi être mises en évidence. L'intensité des flux de fragments de terre produits par ces processus est reliée à leur sélectivité.

La prise en compte de la désagrégation comme un processus déterminant de l'érosion permet le rapprochement entre la stabilité structurale des sols et les flux de sédiments exportés à l'exutoire par le ruissellement.

De façon annexe, l'ensemble des expérimentations effectuées met aussi en avant la forte variabilité des répétitions, pourtant conduites en conditions contrôlées. La sensibilité de la stabilité structurale des sols semble être à l'origine de cette variabilité. Ce constat souligne : (1) l'importance de l'histoire hydrique des matériaux pédologiques et (2) le soin qui doit être apportée à la préparation des échantillons choisis pour réaliser des répétitions lors d'expérimentations sur l'érosion des sols. Il ouvre aussi des pistes de recherche sur les mécanismes à l'origine de cette variabilité.

Dynamique de la désagrégation et tests de stabilité structurale

Différentes tailles d'agrégats initiaux, variant de < 3 mm à 20 mm, ont été soumises à la désagrégation par la pluie et aux tests de stabilité. Les expériences suggèrent que les mêmes

mécanismes de désagrégation ont lieu quelle que soit la taille initiale des agrégats. Néanmoins, la vitesse de désagrégation semble dépendante de la taille des agrégats initiaux. Seuls les agrégats relativement petits par rapport aux gouttes de pluie seraient sujets à une désagrégation intense par éclatement.

Les expérimentations menées sur la désagrégation montrent que, pour des sols secs, la dynamique de ce processus est très rapide à l'échelle d'un événement pluvieux. Quelle que soit la taille des agrégats initiaux, après 5 mm de pluie cumulée à 30 mm.h^{-1} la désagrégation est achevée et la granulométrie des fragments de sol produits ne varie presque plus. Les résultats suggèrent que, au cours de l'événement pluvieux, au moins deux mécanismes successifs assurent la désagrégation : tout d'abord la microfissuration due à une combinaison d'éclatement et de gonflement différentiel puis la désagrégation mécanique provoquée par l'impact des gouttes de pluie.

Les granulométries des fragments produits lors des simulations de pluie ou issus des tests de stabilité structurale montrent des distributions similaires. La méthode de mesure de la stabilité structurale proposée par [Le Bissonnais \(1996\)](#) reproduit donc correctement les mécanismes de désagrégation. L'utilisation des tests de stabilité structurale est donc pertinente pour simuler la désagrégation. Plus particulièrement, pour nos conditions expérimentales (30 mm.h^{-1} et diamètre médian des gouttes de 1,4 mm), le test de désagrégation mécanique permet de reproduire la distribution granulométrique des fragments de sol qui ont subi plus de 5 mm de pluie.

L'analyse de ces séries de résultats a permis de construire un modèle qui décrit la dynamique temporelle de la désagrégation. À partir des résultats des tests de stabilité structurale ce modèle reproduit l'évolution de la granulométrie des fragments produits par la désagrégation au fur et à mesure de la pluie.

Mise en mouvement et transfert par l'impact des gouttes de pluie

Dans un premier temps le transfert des fragments de sol par le splash est étudiée. La redistribution par le splash des fragments de sol en fonction de la distance est décrite par une décroissance exponentielle. Ces résultats montrent que la théorie de distribution (« *Fundamental Splash Distribution Function* » ou FSDF) proposée par [van Dijk et al. \(2002\)](#) est valide pour des agrégats quelle que soit leur taille.

Les distances caractéristiques de transfert par splash mesurées sont comprises entre 5 et 21 cm. Les distances de transfert sont fonction de la taille des fragments de sol mobilisés mais sont peu liées au type de sol. La distance caractéristique maximale est atteinte pour les fragments de la fraction 100–200 μm . Les fragments les plus grossiers comme les plus fins sont transférés sur des distances plus courtes. L'examen détaillé des distances caractéristiques de splash suggère l'existence de deux modalités de transfert des fragments de sol. Pour les fractions $< 50 \mu\text{m}$, les fragments seraient transportés en groupe inclus dans les gouttelettes de rejaillissent. Les fragments de taille supérieure seraient transférés en tant que particules individuelles.

L'analyse des données bibliographiques existantes sur la mise en mouvement par la pluie confirme que la prise en compte de la désagrégation est indispensable pour caractériser la sélectivité de ce processus. Les résultats de nos expérimentations indiquent que la pluie met en mouvement préférentiellement les fractions comprises entre 20 et 1000 μm . Les caractéristiques des états de surface (cohésion et agencement des fragments) semblent être un paramètre important qui contrôle l'intensité de la mise en mouvement.

Exportation par le ruissellement

L'analyse des données obtenues sur l'exportation des sédiments par le ruissellement permet d'identifier un certain nombre de mécanismes qui agissent dans les zones ruisselantes, aussi bien pour des longueurs de pente de 0,5 m que de 5 m :

- la sédimentation qui agit préférentiellement sur les fragments $> 250 \mu\text{m}$;
- le transport en suspension dans la lame d'eau pour les fragments $< 20 \mu\text{m}$;
- la remise en mouvement d'une partie des fragments de terre qui se déposent.

L'ensemble de ces mécanismes conduit à un enrichissement en fractions fines des sédiments exportés par comparaison aux fragments de sol mis en mouvement par la pluie.

La dynamique temporelle de l'exportation est fonction du débit d'eau par unité de surface. Pour une fraction donnée, le flux de sédiments exportés croît linéairement avec le débit. Plusieurs catégories de fractions se distinguent vis-à-vis de leur dynamique d'exportation. Les fractions fines (0,05 à 10 ou 20 μm selon les sols) montrent une augmentation continue du flux exporté avec le débit. Les fractions intermédiaires (10 ou 20 à 200 ou 500 μm selon les sols) présentent une dynamique en deux phases avec un seuil indépendant de la longueur de pente considéré. Les fractions grossières sont faiblement exportées. Avec l'augmentation de la longueur de pente, le transport par le ruissellement est plus efficace et l'exportation supérieure.

Granulométrie et flux

La comparaison des granulométries des fragments de sol produits par les différents processus fait apparaître une continuité entre les stocks. Pour un même sol, les distributions granulométriques issues de différents processus montrent les mêmes modes. Au fur et à mesure des processus (désagrégation, puis mise en mouvement et exportation par le ruissellement), les fractions grossières s'appauvrissent.

Du fait de la sélectivité de la mise en mouvement par la pluie et du transport par le ruissellement, il y a une diminution des flux produits à chaque processus. Seule une partie des fragments de sol mis en mouvement par la pluie est transportée par le ruissellement jusqu'à l'exutoire. Cette décroissance des flux est contrôlée par la composition granulométrique du stock de fragments mis à disposition du processus, plus particulièrement par la masse de la fraction sélectivement mobilisée par le processus considéré.

À partir de ces analyses, un cadre conceptuel est ébauché pour la prédiction de la composition granulométrique et du flux de sédiments exportés par l'érosion diffuse. Cette approche, présentée dans le chapitre 7, est basée sur des modèles existants et des modèles construits dans le cadre de cette thèse. Elle se décline de la façon suivante :

1. prise en compte de l'effet de la désagrégation au moyen des tests de stabilité structurale ;
2. estimation de la mise en mouvement par l'impact de la pluie via une typologie des états de surface ;
3. description du transfert par splash grâce au modèle de [Wainwright et al. \(1995\)](#) ;
4. utilisation du modèle de Hairsine & Rose pour prédire les flux de sédiments exportés.

Perspectives

Suivi de la dynamique spatiale au cours de l'événement pluvieux

L'analyse du modèle conceptuel esquissé au chapitre précédent a souligné l'intérêt d'une prise en compte de la dynamique spatiale des flux de fragments de terre générés au cours d'un événement érosif (§ 7.2). L'intégration de la dimension spatiale permettrait :

- une meilleure modélisation des flux de sédiments ;
- un couplage avec l'évolution de la structure de surface (états de surface et microtopographie) et donc une intégration plus poussée de nos connaissances sur la dynamique structurale des sols dans les modèles déterministes d'érosion ;
- d'ébaucher un lien avec les études hydrologiques sur la genèse et la dynamique du ruissellement.

Cependant, dans l'approche par bilans de masse réalisée dans ce travail, les flux particuliers qui retournent à la surface du sol ont été négligés. Or ce sont eux qui, au cours d'un événement pluvieux, contribuent à l'évolution spatiale de la structure de la couche superficielle et de la morphologie de la surface.

Plusieurs démarches peuvent être envisagées pour étudier les flux de fragments qui retournent au sol. Des mesures directes ne peuvent pas être envisagées car elles interagiraient avec la dynamique érosive. La dynamique de ces flux peut cependant être approchée via les états de surface qu'ils génèrent et l'évolution morphologique qu'ils induisent.

La caractérisation granulométrique des fragments de terre formant les différents états de surface présents sur un sol suite à un événement érosif est possible en échantillonnant les couches superficielles en fin d'expérimentation. Cette mesure est destructive mais elle permettrait d'acquérir des informations sur la composition des flux qui se déposent. De telles mesures ont été réalisées au cours de cette thèse mais elles n'ont pas permis d'obtenir des informations pertinentes. Le protocole de mesure semble en être la cause. En effet la simple immersion dans l'éthanol des échantillons de croûte ne permet pas de séparer individuellement les différents fragments constituant ces surfaces particulièrement cohésives. Un nouveau protocole serait nécessaire pour mener à bien ces mesures.

Les différents états de surface générés par les fragments de terre qui restent à la surface possèdent des caractéristiques externes qui permettent de les identifier tout au long de l'événement pluvieux. Leurs teintes contrastées les rendent aisément identifiables sur des photographies (Figures 5.10 et 6.6). Ainsi un suivi photographique temporel et une analyse d'image adaptée permettraient de spécifier la dynamique spatiale des états de surface au cours d'un événement. Néanmoins, comme l'ont montré les premiers essais réalisés au cours de ce travail, l'analyse d'image possède des contraintes spécifiques qui nécessitent de porter une attention particulière aux conditions de prise de vue. Une autre approche consisterait à utiliser les différences de rugosité qui existent selon les états de surface. En effet, au fur et à mesure du développement des croûtes, la rugosité due aux agrégats diminue et les surfaces se lissent. Les modèles numériques d'altitude (MNA) acquis durant nos expérimentations à l'aide du rugosimètre laser en ligne (Darboux & Huang, 2003) fournissent matière à une telle approche. En effet leur résolution élevée, inférieure au millimètre, permet de calculer un indice de rugosité locale qui caractérise

les différents états de surface¹. Un suivi temporel peut être réalisé en calculant cet indice pour plusieurs MNA acquis au cours de l'événement érosif.

Le dernier type d'approche consiste à suivre l'évolution de la microtopographie induite par les flux particuliers. Une analyse micro-géomorphologique des MNA présentés ci-dessus produirait des informations utiles pour différencier les zones d'érosion des zones de dépôt, pour évaluer les modèles de transfert par splash (§ 7.1.3.3) ou pour suivre l'évolution de la morphologie des zones d'écoulement.

Évolution temporelle entre les événements érosifs

L'évolution des états de surface n'est pas seulement le fait des processus érosifs. Les travaux culturaux, les agents biologiques (microflore, microfaune et macrofaune du sol, développement du couvert végétal) et climatiques (périodes d'assèchement, réhumectation lors d'événement pluvieux non érosifs, gel...) contribuent à modifier les caractéristiques des états de surface en dehors des événements érosifs. La construction d'un modèle itératif évoquée au § 7.2 permettrait l'intégration de l'évolution à moyen terme de ces caractéristiques. Une telle démarche initierait la prise en compte de l'évolution temporelle de l'érodibilité dans les modèles d'érosion des sols.

L'approche pourrait s'appuyer sur des travaux passés et en cours sur la variabilité temporelle de la stabilité structurale avec les épisodes climatiques et les agents érosifs (voir Boiffin, 1976 ; Boiffin & Sebillotte, 1976 ; Chevalier, 2003). Elle autoriserait la prise en compte de l'évolution saisonnière de la composition granulométrique des fragments de sol disponibles pour l'érosion. L'intégration des résultats des recherches menées sur l'évolution de la stabilité structurale avec les pratiques culturales, les différents types d'apport de matière organique exogène ou la teneur en matières organiques permettrait d'envisager la prédiction à plus long terme de l'influence de ces variables sur la composition et la quantité de sédiments susceptibles d'être produits par les zones agricoles.

Transports associés

Les sédiments produits par l'érosion hydrique diffuse des parcelles agricoles sont susceptibles d'entraîner avec eux des nutriments (matières organiques, phosphore) et des pesticides. En plus d'engendrer des pertes pour l'exploitant avec une baisse de la capacité de production du sol, ces exportations de molécules associées aux sédiments peuvent générer une eutrophisation des systèmes aquatiques et une pollution des aquifères (pesticides et turbidité des eaux). La prise en compte de ces transports associés aux sédiments nécessiterait de mieux connaître la capacité d'adsorption des fragments de terre exportés et plus particulièrement leur teneur en particules argileuses. L'exploitation des données de distributions granulométriques dispersées obtenues lors de ce travail de thèse permettrait de mener une étude prospective sur ce sujet.

1. Cette méthodologie a été présentée lors de deux communications avec résumés : Leguédois S., Cousin I., Darboux F., Fischer O. & Le Bissonnais Y. (2002) « Dynamics of soil surface crusting: coupled study with image analysis and high resolution Digital Elevation Models ». Colloque COST 623 *Soil erosion patterns: Evolution, spatio-temporal dynamics and connectivity*, Müncheberg, Germany, 10–12/10/2002. Poster. — Leguédois S., Cousin I., Darboux F., Fischer O. & Le Bissonnais Y. (2002) « Évolution de la surface d'un sol soumis à la pluie : étude couplée par analyse d'image et modèles numériques d'altitude à haute résolution ». *Actes des 7^{èmes} Journées Nationales d'Étude des Sols*, pages 137–138, Orléans, France, 22–24/10/2002. AFES. Communication orale.

Bibliographie

- Abrahams, A. D., Luk, S. & Parsons, A. J. (1988). « Threshold relations for the transport of sediment by overland flow on desert hillslopes ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 13:407–419.
- Agassi, M. & Bradford, J. M. (1999). « Methodologies for interrill soil erosion studies ». *Soil and Tillage Research*, 49:277–287.
- Al-Durrah, M. M. & Bradford, J. M. (1982). « The mechanism of raindrop splash on soil surfaces ». *Soil Science Society of America Journal*, 46:1086–1090.
- Alberts, E. E., Moldenhauer, W. C. & Foster, G. R. (1980). « Soil aggregates and primary particles transported in rill and interrill flows ». *Soil Science Society of America Journal*, 44:590–595.
- Alberts, E. E., Wendt, R. C. & Pierst, R. F. (1983). « Physical and chemical properties of eroded soil aggregates ». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 26:465–471.
- Allen, R. F. (1988a). « The mechanics of splashing ». *Journal of Colloid and Interface Science*, 124(1):309–316.
- Allen, T. (1988b). Granulométrie. Dans *Techniques de l'ingénieur*, pages P1040/1–P1040/26.
- Allen, T. (1990). *Particle size measurement*. Powder technology series. Chapman et Hall.
- Amézketa, E. (1999). « Soil aggregate stability: a review ». *Journal of Sustainable Agriculture*, 14(2,3):83–151.
- Amézketa, E., Singer, M. J. & Le Bissonnais, Y. (1996). « Testing a new procedure for measuring water-stable aggregation ». *Soil Science Society of America Journal*, 60(3):888–894.
- Armstrong, S. M. & Stein, O. R. (1996). « Eroded aggregate size distributions from disturbed lands ». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 39(1):137–143.
- Bajracharya, R. M., Elliot, W. J. & Lal, R. (1992). « Interrill erodibility of some Ohio soils based on field rainfall simulations ». *Soil Science Society of America Journal*, 56:267–272.
- Barthès, B. & Roose, E. (2002). « Aggregate stability as an indicator of soil susceptibility to runoff and erosion; validation at several levels ». *Catena*, 47:133–149.
- Batalla, R. J. & Martin-Vide, J. P. (2001). « Thresholds of particle entrainment in a poorly sorted sandy gravel-bed river ». *Catena*, 44:223–243.
- Beare, M. H., Cabrera, M. L., Hendrix, P. F. & Coleman, D. C. (1994). « Aggregate-protected and unprotected organic matter pools in conventional- and no-tillage soils ». *Soil Science Society of America Journal*, 58:787–795.

- Bergsma, E., Charman, P., Gibbons, F., Hurni, H., Moldenhauer, W. C. & Panichapong, S. (1996). *Terminology for soil erosion and conservation*. ISSS.
- Beuselinck, L., Govers, G., Hairsine, P. B., Sander, G. C. & Breynaert, M. (2002a). « The influence of rainfall on sediment transport by overland flow over areas of net deposition ». *Journal of Hydrology*, 257:145–163.
- Beuselinck, L., Govers, G. & Poesen, J. (1999a). « Assessment of micro-aggregation using laser diffractometry ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 24:41–49.
- Beuselinck, L., Govers, G., Poesen, J., Degraer, G. & Froyen, L. (1998). « Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method ». *Catena*, 32:193–208.
- Beuselinck, L., Govers, G., Steegen, A., Hairsine, P. B. & Poesen, J. (1999b). « Evaluation of the simple settling theory for predicting sediment deposition by overland flow ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 24:993–1007.
- Beuselinck, L., Govers, G., Steegen, A. & Quine, T. A. (1999c). « Sediment transport by overland flow over an area of net deposition ». *Hydrological Processes*, 13(17):2769–2782.
- Beuselinck, L., Hairsine, P. B., Govers, G. & Poesen, J. (2002b). « Evaluating a single-class net deposition equation in overland flow conditions ». *Water Resources Research*, 38(7):15.1–15.10. doi: 10.1029/2001WR000250.
- Beuselinck, L., Hairsine, P. B., Sander, G. C. & Govers, G. (2002c). « Evaluating a multiclass net deposition equation in overland flow conditions ». *Water Resources Research*, 38(7):14.1–14.11. doi: 10.1029/2001WR000248.
- Beuselinck, L., Steegen, A., Govers, G., Nachtergaele, J. & Takken, I. (2000). « Characteristics of sediment deposits formed by intense rainfall events in small catchments in the Belgian Loam Belt ». *Geomorphology*, 32(1–2):69–82.
- Boiffin, J. (1976). « Histoire hydrique et stabilité structurale de la terre ». *Annales Agronomiques*, 27(4):447–463.
- Boiffin, J. (1984). « *La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies* ». Thèse de docteur-ingénieur, Institut National Agronomique de Paris-Grignon.
- Boiffin, J. & Monnier, G. (1986). « Infiltration rate as affected by soil surface crusting caused by rainfall ». Dans Callebaut, F., Gabriels, D. & de Boodt, M., éditeurs, *Assessment of soil surface sealing and crusting*, pages 210–217. Flanders Research Centre for Soil Erosion and Soil Conservation. Proceedings of the Symposium held in Ghent, Belgium, 1985.
- Boiffin, J. & Sebillotte, M. (1976). « Climat, stabilité structurale et battance. Essai d'analyse d'un comportement du sol au champ ». *Annales Agronomiques*, 27(3):295–325.
- Bradford, J. M., Ferris, J. E. & Remley, P. A. (1987a). « Interrill soil erosion processes: I. Effects of surface sealing on infiltration, runoff, and soil splash detachment ». *Soil Science Society of America Journal*, 51:1566–1571.
- Bradford, J. M., Ferris, J. E. & Remley, P. A. (1987b). « Interrill soil erosion processes: II. Relationship of splash detachment to soil properties ». *Soil Science Society of America Journal*, 51:1571–1575.
- Bradford, J. M. & Huang, C. (1992). Mechanisms of crust formation: Physical components. Dans Sumner, M. E. & Stewart, B. A., éditeurs, *Soil Crusting. Chemical and physical processes*, Advances in Soil Science, pages 55–72. Lewis Publishers, Florida, USA.
- Bradford, J. M. & Huang, C. (1996). Splash and detachment by waterdrops. Dans Agassi, M., éditeur, *Soil Erosion, Conservation, and Rehabilitation*, Books in Soils, Plants and the Environment, Chapitre 4, pages 61–76. Dekker, New York.
- Bresson, L.-M. & Boiffin, J. (1990). « Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field ». *Geoderma*, 47:301–325.
- Bryan, R. B. (1969). « The development, use and efficiency of indices of soil erodibility ». *Geoderma*, 2:5–26.
- Bryan, R. B. (2000). « Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope ». *Geomorphology*, 32:85–415.

- Bryan, R. B., Govers, G. & Poesen, J. (1989). « The concept of soil erodibility and some problems of assessment and application ». *Catena*, 16:393–412.
- Buurman, P., Pape, T. & Muggler, C. C. (1997). « Laser grain-size determination in soil genetic studies. 1. Practical problems ». *Soil Science*, 162(3):211–218.
- Cambardella, C. A. & Elliott, E. T. (1993). « Carbon and nitrogen dynamics of soil organic matter fractions from cultivated and native grassland soils ». *Soil Science Society of America Journal*, 57:1071–1076.
- Cambardella, C. A. & Elliott, E. T. (1994). « Carbon and nitrogen dynamics of soil organic matter fractions from cultivated grassland soils ». *Soil Science Society of America Journal*, 58:123–130.
- Campy, M. & Macaire, J.-J. (2003). *Géologie de la surface. Érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*. Dunod.
- Casenave, A. & Valentin, C. (1992). « A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa ». *Journal of Hydrology*, 130:231–249.
- Cerdan, O. (2001). « Analyse et modélisation du transfert de particules solides à l'échelle de petits bassins versants cultivés ». Thèse de doctorat, Université d'Orléans, France.
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Souchère, V., Martin, P. & Lecomte, V. (2002). « Sediment concentration in interrill flow: interactions between soil surface conditions, vegetation and rainfall ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(2):193–205.
- Cerdan, O., Souchère, V., Lecomte, V., Couturier, A. & Le Bissonnais, Y. (2001). « Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff model: sealing and transfer by runoff and erosion related to agricultural management ». *Catena*, 46:189–205.
- Chan, K. Y. & Mullins, C. E. (1994). « Slaking characteristics of some Australian and British soils ». *European Journal of Soil Science*, 45:273–283.
- Chaplot, V. & Le Bissonnais, Y. (2000). « Field measurements of interrill erosion under different slopes and plot sizes ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 25:145–153.
- Chepil, W. S. (1950). « Methods of estimating apparent density of discrete soil grains and aggregates ». *Soil Science*, 70:351–362.
- Chevalier, M. (2003). « Variation temporelle de la stabilité structurale d'un horizon limoneux : interactions entre activité biologique et alternances dessiccation-humectation ». Mastère es Sciences, École Nationale Supérieure d'Agronomie de Rennes, 21 pages.
- Commission des Communautés Européennes (2002). « Vers une stratégie thématique pour la protection des sols ». Rapport Technique COM(2002) 179, Direction Générale de l'Environnement. Disponible à <http://europa.eu.int/comm/environment/soil/#1>.
- Concaret, J. (1967). « Étude des mécanismes de la destruction des agrégats de terre au contact de solutions aqueuses (2) ». *Annales agronomiques*, 18(2):99–144.
- Coote, D. R., Malcolm-McGovern, C. A., Wall, G. J., Dickinson, W. T. & Rudra, R. P. (1988). « Seasonal variation of erodibility indices based on shear strength and aggregate stability in some Ontario soils ». *Canadian Journal of Soil Science*, 68:405–416.
- Coughlan, K. J., Fox, W. E. & Hughes, J. D. (1973). « Aggregation in swelling clay soils ». *Australian Journal of Soil Research*, 11:133–141.
- Darboux, F. & Huang, C. (2003). « An instantaneous-profile laser scanner to measure soil surface microtopography ». *Soil Science Society of America Journal*, 67:92–99.
- de Noni, G., Blavet, D., Laurent, J.-Y., Le Bissonnais, Y. & Asseline, J. (2002). « Proposal of soil indicators for spatial analysis of carbon stocks evolution ». Dans *17th World Congress of Soil Science*, page 13, Bangkok, Thaïlande. Paper n°30, Symposium 35.
- de Ploey, J. & Poesen, J. (1985). Aggregate stability, runoff generation and interrill erosion. Dans Richards, K. S., Arnett, R. R. & S, E., éditeurs, *Geomorphology and Soils*, Chapitre 5, pages 99–120. Allen and Unwin, London.
- de Ploey, J. & Savat, J. (1968). « Contribution à l'étude de l'érosion par le splash ». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 12:174–193.

- Dietrich, W. E. (1982). « Settling velocity of natural particles ». *Water Resources Research*, 18(6):1615–1626.
- Dormaar, J. F. (1983). « Chemical properties of soil and water-stable aggregates after sixty-seven years of cropping to spring wheat ». *Plant and soil*, 75:51–61.
- Durnford, D. S. & King, J. P. (1993). « Experimental study of processes and particle-size distribution of eroded soil ». *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 119(2):383–398.
- Ekern, P. C. (1950). « Raindrop impact as the force initiating soil erosion ». *Soil Science Society of America Proceedings*, 15:7–10.
- Elliott, E. T. (1986). « Aggregate structure and carbon, nitrogen, and phosphorus in native and cultivated soils ». *Soil Science Society of America Journal*, 50:627–633.
- Ellison, W. D. (1944). « Studies of raindrop erosion ». *Agricultural Engineering*, 25:131–136, 181–182.
- Ellison, W. D. (1947). « Soil erosion ». *Soil Science Society of America Proceedings*, 12:479–484.
- Elwell, H. A. (1986). « Determination of erodibility of a subtropical clay soil: a laboratory rainfall simulator experiment ». *Journal of Soil Science*, 37:345–350.
- Emerson, W. W. (1967). « A classification of soil aggregates based on their coherence in water ». *Australian Journal of Soil Research*, 5:47–57.
- Emerson, W. W. & Greenland, D. J. (1990). Soil aggregates - Formation and stability. Dans de Boodt, M. F., éditeur, *Soil colloids and their association in aggregates*, pages 485–511. Plenum Press, New York.
- Erpul, G., Norton, L. D. & Gabriels, D. (2002). « Raindrop-induced and wind-driven soil particle transport ». *Catena*, 47(3):227–243.
- Fahrenhorst, A. & Bryan, R. B. (1995). « Particle size distribution of sediment transported by shallow flow ». *Catena*, 25:47–62.
- Farmer, E. E. (1973). « Relative detachability of soil particles by simulated rainfall ». *Soil Science Society of America Proceedings*, 37:629–633.
- Farrell, D. A., Moldenhauer, W. C. & Larson, W. E. (1974). « Splash correction factors for erosion studies ». *Soil Science Society of America Proceedings*, 38(3):510–514.
- Farres, P. J. (1987). « The dynamics of rainsplash erosion and the role of soil aggregate stability ». *Catena*, 14:119–130.
- Ferro, V. (1998). « Evaluating overland flow sediment transport capacity ». *Hydrological Processes*, 12:1895–1910.
- Flanagan, D. C. & Nearing, M. A., éditeurs (1995). *USDA - Water Erosion Prediction Project. Hillslope profile and watershed model documentation*, National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, Indiana 47907, USA. USDA-ARS. NSERL Report No. 10. <http://topsoil.nserl.purdue.edu/nserlweb/weppmain/wepp.html> [9 septembre 2003].
- Foster, G. R. (1990). Process-based modelling of soil erosion by water on agricultural land. Dans Boardman, J., Foster, I. & Dearing, J., éditeurs, *Soil erosion on agricultural land*, pages 429–445. John Wiley and Sons.
- Foster, G. R., Flanagan, D. C., Nearing, M. A., Lane, L. J., Risse, L. M. & Finker, S. C. (1995). « Chapter 11 — Hillslope erosion component ». Dans Flanagan & Nearing (1995), pages 11.1–11.12. NSERL Report No. 10. <http://topsoil.nserl.purdue.edu/nserlweb/weppmain/wepp.html> [9 septembre 2003].
- Foster, G. R., Young, R. A. & Neibling, W. H. (1985). « Sediment composition for nonpoint source pollution analyses ». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 28(1):133–139, 146.
- Fox, D. M. & Le Bissonnais, Y. (1998). « Process-based analysis of aggregate stability effects on sealing, infiltration, and interrill erosion ». *Soil Science Society of America Journal*, 62(3):717–724.

- Fox, D. M., Le Bissonnais, Y. & Quétin, P. (1998). « The implications of spatial variability in surface seal hydraulic resistance for infiltration in a mound and depression microtopography ». *Catena*, 32(2):101–114.
- Free, G. (1952). « Soil movement by raindrops ». *Agricultural Engineering*, pages 491–494, 496.
- Friego, M. & Johnson, S. G. (1998). « FFTW: An adaptive software architecture for the FFT ». *Proc. ICASSP*, 3:1381–1384.
- Fullen, M. A., Yi, Z. & Brandsma, R. T. (1996). « Comparison of soil and sediment properties of a loamy sand soil ». *Soil Technology*, 10:35–45.
- Gabriels, D. & Moldenhauer, W. C. (1978). « Size distribution of eroded material from simulated rainfall: Effect over a range of texture ». *Soil Science Society of America Journal*, 42:954–958.
- Gascuel-Oudou, C., Bruneau, P. & Curmi, P. (1991). « Runoff generation: Assessment of relevant factors by means of soil microtopography and micromorphology analysis ». *Soil Technology*, 4:209–219.
- Ghadiri, H. & Payne, D. (1988). « The formation and characteristics of splash following raindrop impact on soil ». *Journal of Soil Science*, 39:563–575.
- Gimenez, R. & Govers, G. (2002). « Flow detachment by concentrated flow on smooth and irregular beds ». *Soil Science Society of America Journal*, 66:1475–1483.
- Govers, G. (1985). « Selectivity and transport capacity of thin flows in relation to rill erosion ». *Soil Science Society of America Journal*, 12:35–49.
- Govers, G. & Rauws, G. (1986). « Transporting capacity of overland flow on plane and on irregular beds ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 11:515–524.
- Govers, G., Takken, I. & Helming, K. (2000). « Soil roughness and overland flow ». *Agronomie*, 20:131–146.
- Green, T. & Houk, D. (1980). « The resuspension of underwater sediment by rain ». *Sedimentology*, 27:607–610.
- Gregory, P. H., Guthrie, E. J. & Bunce, M. E. (1959). « Experiments on splash dispersal of fungus spores ». *Journal of General Microbiology*, 20:328–354.
- Hairsine, P. B. (1988). « *Physically based model of the erosion of cohesive soils* ». Thèse de doctorat, Griffith University, Nathan, Australia.
- Hairsine, P. B., Beuselinck, L. & Sander, G. C. (2002). « Sediment transport through an area of net deposition ». *Water Resources Research*, 38(6):22.1–22.7. doi: 10.1029/2001WR000265.
- Hairsine, P. B. & Hook, R. A. (1994). « Relating soil erosion by water to the nature of the soil surface ». Dans So, H. B., Smith, G. D., Raine, S. R., Schafer, B. M. & Loch, R. J., éditeurs, *Sealing, Crusting and Hardsetting Soils: Productivity and Conservation*, pages 77–91, University of Queensland, Brisbane, Australia. Second International Symposium on Sealing, Crusting and Hardsetting Soils: Productivity and Conservation, Australian Society of Soil Science Inc. and ISSCHS.
- Hairsine, P. B. & McTainsh, G. (1986). « The Griffith tube: A simple settling tube for the measurement of settling velocity of aggregates ». Rapport Technique 3/86, School of Australian Environmental Studies, Griffith University, Australia.
- Hairsine, P. B. & Rose, C. W. (1991). « Rainfall detachment and deposition: Sediment transport in the absence of flow-driven processes ». *Soil Science Society of America Journal*, 55:320–324.
- Hairsine, P. B. & Rose, C. W. (1992a). « Modeling water erosion due to overland flow using physical principles. I. Sheet flow ». *Water Resources Research*, 28(1):237–243.
- Hairsine, P. B. & Rose, C. W. (1992b). « Modeling water erosion due to overland flow using physical principles. II. Rill flow ». *Water Resources Research*, 28(1):245–250.

- Hairsine, P. B., Sander, G. C., Rose, C. W., Parlange, J.-Y., Hogarth, W. L., Lisle, I. & Rouhipour, H. (1999). « Unsteady soil erosion due to rainfall impact: A model of sediment sorting on the hillslope ». *Journal of Hydrology*, 220:115–128.
- Haynes, R. J. (1993). « Effect of sample pretreatment on aggregate stability measured by wet sieving or turbidimetry on soils of different cropping history ». *Journal of Soil Science*, 44:261–270.
- Hénin, S. (1938). « *Étude physicochimique de la stabilité structurale des terres* ». Thèse de doctorat, Paris, France.
- Hénin, S., Monnier, G. & Combeau, A. (1958). « Méthode pour l'étude de la stabilité structurale des sols ». *Annales Agronomiques*, 9(1):71–90.
- Huang, C., Wells, L. K. & Norton, L. D. (1999). « Sediment transport capacity and erosion processes: model concepts and reality ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 24(6):503–516.
- Huber, L., Fitt, B. D. L. & McCartney, H. A. (1996). « The incorporation of pathogen spores into rain-splash droplets: a modelling approach ». *Plant Pathology*, 45:506–517.
- Jamagne, M. (1967). « Bases et techniques d'une cartographie des sols ». *Annales Agronomiques*, 18:142. N° hors série.
- Kay, B. D., Angers, D. A., Groenevelt, P. H. & Baldock, J. A. (1988). « Quantifying the influence of cropping history on soil structure ». *Canadian Journal of Soil Science*, 68:359–368.
- Kazman, Z., Shainberg, I. & Gal, M. (1983). « Effect of low levels of exchangeable sodium and applied phosphogypsum on the infiltration rate of various soils ». *Soil Science*, 135(3):184–192.
- Kemper, W. D. & Rosenau, R. C. (1986). Aggregate stability and size distribution. Dans Klute, A., éditeur, *Methods of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods*, volume 9 de *Agronomy Monograph*, pages 425–442. American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, Madison, 2nd edition.
- Kinnell, P. I. A. (1990). « The mechanics of raindrop-induced flow transport ». *Australian Journal of Soil Research*, 28:497–516.
- Kinnell, P. I. A. (1991). « The effect of flow depth on sediment transport induced by raindrops impacting shallow flows ». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 34(1):161–168.
- Kinnell, P. I. A. (2000a). « A discourse on rainfall erosion processes and modelling on hillslopes ». Occasional paper 6, Centre for Australian Regolith Studies.
- Kinnell, P. I. A. (2000b). « The effect of slope length on sediment concentrations associated with side-slope erosion ». *Soil Science Society of America Journal*, 64:1004–1008.
- Le Bissonnais, Y. (1988). « *Analyse des mécanismes de désagrégation et de mobilisation des particules de terre sous l'action des pluies* ». Thèse de doctorat, Université d'Orléans, France.
- Le Bissonnais, Y. (1996). « Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology ». *European Journal of Soil Science*, 47:425–437.
- Le Bissonnais, Y. & Arrouays, D. (1997). « Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: II. Application to humic loamy soils with various organic carbon contents ». *European Journal of Soil Science*, 48(1):39–48.
- Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Chaplot, V., Fox, D., King, D. & Daroussin, J. (1998). « Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m² to small catchments ». *Soil and Tillage Research*, 46:69–80.
- Le Bissonnais, Y., Cros-Cayot, S. & Gascuel-Oudou, C. (2002). « Topographic dependance of aggregate stability, overland flow and sediment transport ». *Agronomie*, 22:489–501.
- Le Bissonnais, Y. & Le Souder, C. (1995). « Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion ». *Étude et Gestion des Sols*, 2(1):43–56.

- Le Bissonnais, Y., Renaux, B. & Delouche, H. (1995). « Interactions between soil properties and moisture content in crust formation, runoff and interrill erosion from tilled loess soils ». *Catena*, 25:33–46.
- Le Bissonnais, Y. & Singer, M. J. (1993). « Seal formation, runoff and interrill erosion from 17 California soils ». *Soil Science Society of America Journal*, 57:224–229.
- Legout, C., Leguédou, S., Malam-Issa, O. & Le Bissonnais, Y. (2003). « Splash distance and size distributions for various soils: significance for erosion assessment ». *Geoderma*. Soumis.
- Leguédou, S. & Le Bissonnais, Y. (2003). « Size fractions resulting from an aggregate stability test, interrill detachment and transport ». *Earth Surface Processes and Landform*. Accepté pour publication.
- Liu, B. Y., Nearing, M. A., Shi, P. J. & Jia, Z. W. (2000). « Slope length effects of soil loss for steep slopes ». *Soil Science Society of America Journal*, 64:1759–1763.
- Loch, R. J. & Foley, J. L. (1994). « Measurement of aggregate breakdown under rain: Comparison with tests of water stability and relationships with field measurements of infiltration ». *Australian Journal of Soil Research*, 32:701–720.
- Loizeau, J. L., Arbouille, D., Santiago, S. & Vernet, J. P. (1994). « Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments ». *Sedimentology*, 41:353–361.
- Ludwig, B., Auzet, A.-V., Boiffin, J., Papy, F., King, D. & Chadœuf, J. (1996). « États de surface, structure hydrographique et érosion en rigole de bessins versants cultivés du Nord de la France ». *Étude et Gestion des Sols*, 3(1):53–70.
- Malam Issa, O., Le Bissonnais, Y., Planchon, O., Favis-Mortlock, D., Silvera, N. & Wainwright, J. (2003). « Size characteristics of sediment and spatial and temporal variability of erosion processes in interrill areas: comparison of field and laboratory data ». *European Journal of Soil Science*. Soumis.
- Marshall, T. J. & Quirk, J. P. (1950). « Stability of structural aggregates of dry soil ». *Australian Journal of Agricultural Science*, 1:266–275.
- Mathieu, C. & Pieltain, F. (1998). *Analyse physique des sols*. Technique et Documentation. Lavoisier.
- Mathieu, C. & Subra-Durand, M. (2000). « Érosion hydrique en Haute-Garonne vue à travers la sédimentation dans les retenues collinaires. État des lieux et perspectives d'action ». *Étude et Gestion des Sols*, 7(3):231–247.
- Mazurak, A. P. & Moscher, P. N. (1968). « Detachment of soil particles in simulated rainfall ». *Soil Science Society of America Proceedings*, 32(5):716–719.
- Mazurak, A. P. & Moscher, P. N. (1970). « Detachment of soil aggregates by simulated rainfall ». *Soil Science Society of America Proceedings*, 34:798–800.
- McDonald, O. C. & McCartney, H. A. (1987). « Calculation of splash droplets trajectories ». *Agricultural and Forest Meteorology*, 39:95–110.
- McIntyre, D. S. (1958a). « Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact ». *Soil Science*, 85(4):185–189.
- McIntyre, D. S. (1958b). « Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impact ». *Soil Science*, 85(5):261–266.
- Mermut, A., Luk, S., Römkens, M. & Poesen, J. (1997). « Soil loss by splash and wash during rainfall from two loess soils ». *Geoderma*, 75:203–214.
- Meyer, L. D. (1981). « How rainfall intensity affects interrill erosion ». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 23:1472–1475.
- Meyer, L. D., Harmon, W. C. & McDowell, L. L. (1980). « Sediment size eroded from crop row sideslopes ». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 23(4):891–898.
- Meyer, L. D. & Harmon, W. C. (1984). « Susceptibility of agricultural soils to interrill erosion ». *Soil Science Society of America Journal*, 48:1152–1157.

- Meyer, L. D., Line, D. E. & Harmon, W. C. (1992). « Size characteristics of sediment from agricultural soils ». *Journal of Soil and Water Conservation*, 47(1):107–111.
- Meyer, L. D. & Scott, S. H. (1983). « Possible errors during field evaluations of sediment size distributions ». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 26:481–485, 490.
- Miller, W. P. & Baharuddin, M. K. (1987a). « Interrill erodibility of highly weathered soils ». *Communication in Soil Science and Plant Analysis*, 18(9):933–945.
- Miller, W. P. & Baharuddin, M. K. (1987b). « Particle size of interrill-eroded sediments from highly weathered soils ». *Soil Science Society of America Journal*, 51:1610–1615.
- Monnier, G. (1965). « *Action des matières organiques sur la stabilité structurale des sols* ». Thèse de doctorat, Université de Paris VII, France.
- Moore, D. C. & Singer, M. J. (1990). « Crust formation effects on soil erosion processes ». *Soil Science Society of America Journal*, 54:1117–1123.
- Moss, A. J. (1991a). « Rain-impact soil crust. I. Formation on a granite-derived soil ». *Australian Journal of Soil Research*, 29:271–289.
- Moss, A. J. (1991b). « Rain-impact soil crust. II. Some effects of surface-slope, drop size and soil variation ». *Australian Journal of Soil Research*, 29:291–309.
- Moss, A. J. & Green, P. (1983). « Movement of solids in air and water by raindrop impact. Effects of drop-size and water-depth variations ». *Australian Journal of Soil Research*, 21:257–269.
- Moss, A. J. & Green, T. W. (1987). « Erosive effects of the large water drops (gravity drops) that fall from plants ». *Australian Journal of Soil Research*, 25:9–20.
- Moss, A. J., Walker, P. H. & Hutka, J. (1980). « Movement of loose, sandy detritus by shallow water flows: An experimental study ». *Sedimentary Geology*, 25(1–2):43–66.
- Nearing, M. & Bradford, J. (1985). « Single waterdrop splash detachment and mechanical properties of soils ». *Soil Science Society of America Journal*, 49:547–552.
- Nearing, M. A. (1987). « Theoretical one-dimensional water to soil impact pressures ». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 30(2):369–373.
- Nearing, M. A., Bradford, J. M. & Parker, S. C. (1991). « Soil detachment by shallow flow at low slopes ». *Soil Science Society of America Journal*, 55:339–344.
- Neibling, W. H., Moldenhauer, W. C. & Holmes, B. M. (1983). « Evaluation and comparison of two methods for characterization of sediment size distribution ». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 26:472–480.
- Nthimpera, N., Hacker, J. K., Wilson, L. L., Hall, F. R. & Madden, L. V. (1999). « Characterization of splash droplets from different surfaces with a phase doppler particle analyzer ». *Agricultural and Forest Meteorology*, 97:9–19.
- Oades, J. M. & Waters, A. G. (1991). « Aggregate hierarchy in soils ». *Australian Journal of Soil Research*, 29:815–828.
- Ouvry, J.-F. (1992). « L'évolution de la grande culture et l'érosion des terres dans le Pays de Caux ». *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 2:107–113.
- Pansu, M. & Gautheyrou, J. (2003). *L'analyse du sol: minéralogique, organique et minérale*. Springer.
- Papy, F. & Douyer, C. (1991). « Influence des états de surface du territoire agricole sur le déclenchement des inondations catastrophiques ». *Agronomie*, 11(3):201–215.
- Park, S. W., Mitchell, J. K. & Budenzer, G. D. (1982). « Splash erosion modeling: Physical analyses ». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 25(2):357–361.
- Parlange, J.-Y., Hogarth, W., Rose, C., Sander, G., Hairsine, P. & Lisle, I. (1999). « Addendum to unsteady soil erosion model ». *Journal of Hydrology*, 217:149–156.
- Parsons, A. J., Abrahams, A. D. & Luk, S. (1991). « Size characteristics of sediment in interrill overland flow on a semiarid hillslope, Southern Arizona ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 16:143–152.

- Parsons, A. J., Abrahams, A. D. & Wainwright, J. (1994). « Rainsplash and erosion rates in an interrill area on semi-arid grassland, Southern Arizona ». *Catena*, 22:215–226.
- Parsons, A. J., Stromberg, S. G. L. & Greener, M. (1998). « Sediment-transport competence of rain-impacted interrill overland flow ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 23:365–375.
- Perfect, E. & Kay, B. D. (1991). « Fractal theory applied to soil aggregation ». *Soil Science Society of America Journal*, 55:1552–1558.
- 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*, 56:131–144.
- Plante, A. F., Feng, Y. & McGill, W. B. (2002). « A modelling approach to quantifying soil macroaggregate dynamics ». *Canadian Journal of Soil Science*, 82(2):181–190.
- Poesen, J. (1981). « Rainwash experiments on the erodibility of loose sediments ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 6:285–307.
- Poesen, J. (1985). « An improved splash transport model ». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29(2):193–211.
- Poesen, J. & Savat, J. (1980). Particle-size separation during erosion by splash and runoff. Dans de Boodt, M. & Gabriels, D., éditeurs, *Assessment of erosion*, pages 427–439. Wiley.
- Poesen, J. & Savat, J. (1981). « Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash. Part II: Detachability and transportability measurements ». *Catena*, 8(1):19–41.
- Poesen, J. & Torri, D. (1988). The effect of cup size on splash detachment and transport measurements. Part I: Field measurements. Dans Imerson & Sala, éditeurs, *Geomorphic processes, environments with strong seasonal contrasts. Vol I: Hillslope processes*, volume 12 de *Catena supplement*, pages 113–126.
- Proffitt, A. P. B., Rose, C. W. & Hairsine, P. B. (1991). « Rainfall detachment and deposition: Experiments with low slopes and significant water depths ». *Soil Science Society of America Journal*, 55:325–332.
- Proffitt, A. P. B., Rose, C. W. & Lovell, C. J. (1993). « Settling velocity characteristics of sediment detached from a soil surface by raindrop impact ». *Catena*, 20:27–40.
- Puget, P. (1997). « *Distribution des matières organiques dans des agrégats de sols limoneux cultivés. Conséquences sur la stabilité structurale des agrégats et sur la biodégradation des matières organiques* ». Thèse de doctorat, Université Paris XII - Val de Marne, France.
- Puget, P., Chenu, C. & Balesdent, J. (1995). « Total and young organic matter distributions in aggregates of silty cultivated soils ». *European Journal of Soil Science*, 46:449–459.
- Puget, P., Chenu, C. & Balesdent, J. (2000). « Dynamics of soil organic matter associated with particle-size fractions of water-stable aggregates ». *European Journal of Soil Science*, 51:595–605.
- Quansah, C. (1981). « The effect of soil type, slope, rain intensity and their interactions on splash detachment and transport ». *Journal of Soil Science*, 32:215–224.
- Range, K. & Feuillebois, F. (1998). « Influence of surface roughness on liquid drop impact ». *Journal of Colloid and Interface Science*, 203:16–30.
- Rauws, G. (1987). The initiation of rills on plane beds of non-cohesive sediments. Dans Bryan, R. B., éditeur, *Rill erosion*, volume 8 de *Catena supplement*, pages 107–118.
- Reichert, J. M., Norton, L. D. & Favaretto, N. (2001). « Settling velocity of soil aggregates, aggregate stability, and interrill erodibility of ten clay soils ». Dans Ascough, J. C. & Flanagan, D. C., éditeurs, *Soil erosion research for the 21st century*, pages 529–532, Honolulu, HI, USA. ASAE.
- Revel, J. C. & Rouaud, M. (1985). « Mécanismes et importance des remaniements dans le Terrefort toulousain (Bassin Aquitain, France) ». *Pédologie*, 35:171–189.
- Riezebos, H. T. & Epema, G. F. (1985). « Drop shape and erosivity. Part II: Splash detachment, transport and erosivity indices ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 10(1):69–74.

- Römkens, M. J. M., Roth, C. B. & Nelson, D. W. (1977). « Erodibility of selected clay subsoils in relation to physical and chemical properties ». *Soil Science Society of America Journal*, 41:954–960.
- Rose, C. W. (1985). « Developments in soil erosion and deposition models ». *Advances in Soil Science*, 2:2–63.
- Rose, C. W., Williams, J. R., Sander, G. C. & Barry, D. A. (1983). « A mathematical model of soil erosion and deposition processes. I. Theory for a plane land element ». *Soil Science Society of America Journal*, 47:991–995.
- Saint-Jean, S. (2003). « Étude expérimentale et numérique du mécanisme de transfert d'eau par éclaboussement de gouttes de pluie dans une structure tridimensionnelle. Application au cas d'une structure végétale en vue de l'analyse de processus de contamination à courte distance ». Thèse de doctorat, Université Paris-Sud XI.
- Salles, C. & Poesen, J. (1999). « Performance of an optical spectro pluviometer in measuring basic rain erosivity characteristics ». *Journal of Hydrology*, 218(3–4):142–156.
- Salles, C. & Poesen, J. (2000). « Rain properties controlling soil splash detachment ». *Hydrological processes*, 14(2):271–282.
- Salles, C., Poesen, J. & Govers, G. (2000). « Statistical and physical analysis of soil detachment by raindrop impact: Rain erosivity indices and threshold energy ». *Water Resources Research*, 36(9):2721–2729.
- Sander, G. C., Hairsine, P. B., Beuselinck, L. & Govers, G. (2002). « Steady state sediment transport through an area of net deposition: Multisize class solutions ». *Water Resources Research*, 38(6):23.1–23.8. doi: 10.1029/2001WR000323.
- Sander, G. C., Hairsine, P. B., Rose, C. W., Cassidy, D., Parlange, J. Y., Hogarth, W. L. & Lisle, I. G. (1996). « Unsteady soil erosion model, analytical solutions and comparison with experimental results ». *Journal of Hydrology*, 178(1–4):351–367.
- Savat, J. (1981). « Work done by splash: laboratory experiments ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 6:275–283.
- Savat, J. & Poesen, J. (1981). « Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash. Part I: The calculation of absolute data on the detachability and transportability ». *Catena*, 8(1):1–17.
- Sharma, P., Gupta, S. & Rawls, W. (1991). « Soil detachment by single raindrops of varying kinetic energy ». *Soil Science Society of America Journal*, 55:301–307.
- Sharma, P. P. (1996). Interrill erosion. Dans Agassi, M., éditeur, *Soil erosion, conservation, and rehabilitation*, Chapitre 7, pages 125–152. Dekker, New York.
- Slattery, M. C. & Burt, T. P. (1997). « Particle size characteristics of suspended sediment in hillslope runoff and stream flow ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 22:705–719.
- Soil Survey Division Staff (1993). *Soil survey manual*, volume 18 de *Handbook*. United States Department of Agriculture.
- Sutherland, R. A. & Bryan, R. B. (1989). « Variability of particle size characteristics of sheet-wash sediments and fluvial suspended sediment in a small semiarid catchment, Kenya ». *Catena*, 16:189–204.
- Sutherland, R. A., Wan, Y., Lee, C.-T. & Ziegler, A. D. (1996a). « Aggregate enrichment ratios for splash and wash transported sediment from an Oxisol ». *Catena*, 26:187–208.
- Sutherland, R. A., Wan, Y., Ziegler, A. D., Lee, C. T. & El-Swaify, S. A. (1996b). « Splash and wash dynamics: An experimental investigation using an Oxisol ». *Geoderma*, 69:85–103.
- Swanson, N., Dedrick, A. & Weakly, H. (1965). « Soil particles and aggregates transported in runoff from simulated rainfall ». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 8:437,440.
- Teixeira, P. & Misra, R. (1997). « Erosion and sediment characteristics of cultivated forest soils as affected by mechanical stability of aggregates ». *Catena*, 30:119–134.

- Tisdall, J. M. & Oades, J. M. (1982). « Organic matter and water-stable aggregates in soils ». *Journal of Soil Science*, 33:141–163.
- Torri, D. & Borselli, L. (1991). Overland flow and soil erosion: some processes and their interactions. Dans Bork, H.-R., de Ploey, J. & Schick, A. P., éditeurs, *Erosion, transport and deposition processes. Theories and models*, volume 19 de *Catena supplement*, pages 129–137.
- Torri, D., Ciampalini, R. & Accolti Gil, P. (1998). The role of soil aggregates in soil erosion. Dans Boardman, J. & Favis-Mortlock, D., éditeurs, *Modelling Soil Erosion by Water*, volume 1-55, Chapitre 19, pages 247–257. Springer-Verlag.
- Torri, D., Sfalanga, M. & del Sette, M. (1987). « Splash detachment: Runoff depth and soil cohesion ». *Catena*, 14(3):149–155.
- Trott, K. E. & Singer, M. J. (1983). « Relative erodibility of 20 California range and forest soils ». *Soil Science Society of America Journal*, 47:753–759.
- Valentin, C. (1978). « Problèmes méthodologiques liés à la simulation de pluie. Application à l'étude de l'érodibilité des sols ». Dans Vogt, H., éditeur, *Colloque "Érosion agricole"*, Université de Strasbourg.
- Valentin, C. (1994). « Sealing, crusting and hardsetting soils in sahelian agriculture ». Dans So, H. B., Smith, G. D., Raine, S. R., Schafer, B. M. & Loch, R. J., éditeurs, *Sealing, Crusting and Hardsetting Soils: Productivity and Conservation*, pages 53–76. Second International Symposium on Sealing, Crusting and Hardsetting Soils: Productivity and Conservation, Australian Society of Soil Science Inc. and ISSCHS.
- Valentin, C. & Bresson, L.-M. (1992). « Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils ». *Geoderma*, 55:225–245.
- van Dijk, A. I. J. M., Bruijnzeel, L. A. & Wiegman, S. E. (2003). « Measurements of rain splash on bench terraces in a humid tropical steep-land environment ». *Hydrological Processes*, 17:513–535.
- van Dijk, A. I. J. M., Meesters, A. G. C. A. & Bruijnzeel, L. A. (2002). « Exponential distribution theory and the interpretation of splash detachment and transport experiments ». *Soil Science Society of America Journal*, 66:1466–1474.
- van Oost, K. (2003). « *Spatial modelling of soil redistribution processes in agricultural landscapes* ». Thèse de doctorat, Katholieke Universiteit Leuven, Belgium.
- Wainwright, J., Parsons, A. J. & Abrahams, A. D. (1995). « A simulation study of the role of raindrop erosion in the formation of desert pavements ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 20:277–291.
- Wainwright, J., Parsons, A. J. & Abrahams, A. D. (1999). « Field and computer simulation experiments on the formation of desert pavement ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 24:1025–1037.
- Wan, Y. & El-Swaify, S. A. (1998). « Characterizing interrill sediment size by partitioning splash and wash processes ». *Soil Science Society of America Journal*, 62:430–437.
- Wan, Y., El-Swaify, S. A. & Sutherland, R. A. (1996). « Partitioning interrill splash and wash dynamics: A novel laboratory approach ». *Soil Technology*, 9:55–69.
- Wells, L. K. (2000). « An evaluation of soil erosion processes under different soil hydrologic conditions ». Mastère es Sciences, Purdue University, West Lafayette, Indiana, États-Unis, 175 pages.
- Wright, A. C. (1986). « A physically-based model of the dispersion of splash droplets ejected from a water drop impact ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 11:351–367.
- Wright, A. C. & Webster, R. (1991). « A stochastic distributed model of soil erosion by overland flow ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 16:207–226.
- Yoder, R. E. (1936). « A direct method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses ». *Journal of American Society of Agronomy*, 28(5):337–351.

- Young, R. A. (1980). « Characteristics of eroded sediment ». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 23:1139–1142, 1146.
- Young, R. A. & Onstad, C. A. (1978). « Characterization of rill and interrill eroded soil ». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 23:1126–1130.
- Young, R. A. & Wiersma, J. L. (1973). « The role of rainfall impact in soil detachment and transport ». *Water Resources Research*, 9(6):1629–1636.

MÉCANISMES DE L'ÉROSION DIFFUSE DES SOLS.
MODÉLISATION DU TRANSFERT ET DE L'ÉVOLUTION GRANULOMÉTRIQUE
DES FRAGMENTS DE TERRE ÉRODÉS.

Résumé

Cette étude analyse l'effet de la structure du sol sur le transfert particulaire par l'érosion hydrique diffuse. Le travail s'appuie sur des simulations de pluie en laboratoire et sur la détermination de la composition granulométrique agrégée des fragments de sol produits par les processus érosifs.

Chacun des processus érosifs — désagrégation, mise en mouvement par la pluie, transfert par splash et transport par le ruissellement — est étudié séparément afin de mieux appréhender les mécanismes physiques impliqués. La réalisation de bilans de masse à partir des flux mesurés permet d'identifier la sélectivité granulométrique de la mise en mouvement par la pluie et du transport par le ruissellement. Du fait de cette sélectivité, la composition des fragments de sol mis à disposition des processus conditionne l'intensité des flux érodés.

À partir de ces résultats, un modèle de prédiction de l'exportation des sédiments par l'érosion diffuse est ébauché. Ce modèle conduit à la prise en compte de la dynamique structurale des sols dans la modélisation déterministe de l'érosion hydrique diffuse.

Mots-clé : érosion des sols, sédiments, agrégats, granulométrie, désagrégation, stabilité structurale, splash, impact des gouttes de pluie, ruissellement.

Discipline : Sciences Agronomiques, spécialité Science du Sol

MECHANISMS OF INTERRILL SOIL EROSION.
MODELLING THE TRANSFER AND SIZE DISTRIBUTION OF ERODED SOIL FRAGMENTS.

Abstract

This study analyses the effect of soil structure on particle transfer by interrill water erosion. The work is based on laboratory rainfall simulations and aggregate size distribution measurements of soil fragments produced by the erosion processes.

Each erosion process — breakdown, movement initiation by raindrops, splash transfer and overland-flow transport — is separately studied in order to improve our understanding of the physical mechanisms. Mass balance budgets are computed with the measured fluxes of eroded material. The size selectivity of initiation of soil fragment movement by raindrop and overland-flow transport is shown from the results of these budgets. Because of this selectivity, the size distribution of the soil fragments available for erosion controls, the fluxes of eroded material.

A model for the prediction of sediments export by interrill erosion is designed from these data. This model is a first step towards the integration of soil structural dynamics in the physically-based modelling of water erosion .

Keywords: soil erosion, sediments, aggregates, size distribution, breakdown, aggregate stability, splash, raindrop impact, overland flow.

Discipline: Agronomic sciences, speciality Soil Science