

Ecole Doctorale Sciences, Technologies, Santé (ED 358)

Mémoire sur travaux

présenté en vue de l'obtention de

l'Habilitation à Diriger des Recherches

**Discipline
Sciences de la Terre et de l'Univers**

**Évolution de la structure, fonctionnement hydrique et
transfert de matière à la surface du sol**

Par

Oumarou Malam Issa

Soutenu le lundi 10 décembre 2007 devant le jury composé de :

Anne-Véronique Auzet	<i>Rapporteur</i>	Professeur, Université Louis Pasteur, Strasbourg
Vincent Barbin	<i>Examineur</i>	Professeur, Université de Reims
Ary Bruand	<i>Examineur</i>	Professeur, ISTO Université d'Orléans
Yves Le Bissonnais	<i>Examineur</i>	Directeur de recherche à l'INRA, Montpellier
Lucas J. Stal	<i>Examineur</i>	Professeur, Université d'Amsterdam, Hollande
Christian Valentin	<i>Rapporteur</i>	Directeur de recherche à l'IRD, Bondy
Éric Verrecchia	<i>Rapporteur</i>	Professeur, Université de Neuchâtel, Suisse

Ecole Doctorale Sciences, Technologies, Santé (ED 358)

Mémoire sur travaux

présenté en vue de l'obtention de

l'Habilitation à Diriger des Recherches

Discipline
Sciences de la Terre et de l'Univers

Évolution de la structure, fonctionnement hydrique et transfert de matière à la surface du sol

Par

Oumarou Malam Issa

Soutenu le lundi 10 décembre 2007 devant le jury composé de :

Anne-Véronique Auzet	Rapporteur	Professeur, Université Louis Pasteur, Strasbourg
Vincent Barbin	Examineur	Professeur, Université de Reims
Ary Bruand	Examineur	Professeur, ISTO Université d'Orléans
Yves Le Bissonnais	Examineur	Directeur de recherche à l'INRA, Montpellier
Lucas J. Stal	Examineur	Professeur, Université d'Amsterdam, Hollande
Christian Valentin	Rapporteur	Directeur de recherche à l'IRD, Bondy
Eric Verrecchia	Rapporteur	Professeur, Université de Neuchâtel, Suisse

Table des matières

Remerciements	3
CURRICULUM VITAE	5
BILAN DES ACTIVITÉS DE RECHERCHE	9
Introduction	10
I. Cadre général et démarche méthodologique de mes travaux de recherche	13
1. La diversité des encroûtements pédologiques superficiels	14
2. L'encroûtement de la surface du sol : forme de dégradation ou d'évolution de la structure du sol?.....	15
3. Les caractéristiques morphologiques et micromorphologiques des encroûtements superficiels : outil pour l'analyse des interactions vivant/minéral/eau	18
4. De la nécessité de combiner l'analyse micromorphologique avec la mesure des paramètres physiques liés à la structure.....	20
5. Conclusion.....	20
II. Interactions vivant/minéral dans les encroûtements superficiels	22
1. Action des facteurs abiotiques sur les micro-organismes des croûtes microbiotiques.....	23
2. Actions des micro-organismes sur les particules minérales dans les croûtes microbiotiques.....	28
2.1. Fonctions biogéochimiques : productivité primaire- fixation de carbone et d'azote	29
2.2. Processus d'agrégation et de cimentation des particules minérales par les cyanobactéries	32
2.3. Accrétion de particules minérales et genèse de mini-profil.....	34
3. Conséquences des interactions entre les particules du sol et les micro-organismes sur le fonctionnement du sol.....	35
3.1. Stabilisation de la surface.....	36
3.2. Évolution de la porosité.....	39
3.3. Influence sur la capacité de rétention d'eau	40
3.4. Influence des micro-organismes sur le ruissellement à la surface de sols	40
4. Conclusion sur les interactions entre les micro-organismes et les particules minérales ..	41
III. Interactions entre l'eau et les particules minérales à la surface du sol	42
1. Érosion diffuse, désagrégation, détachement et déplacement de particules à la surface du sol	43
1.1. Les états de surface du sol et la variabilité des processus érosifs.....	44
1.2. Influence de l'échelle des mesures	48
1.3. Conclusion.....	49
2. Formation de croûtes structurales, hétérogénéité spatio-temporelle et évolution des propriétés hydrodynamiques du sol.....	49
2.1. Formation de croûtes et évolution des propriétés hydrodynamiques du sol	52
2.2. Formation de croûtes et évolution de l'espace poral	55
2.3. Relation entre les paramètres structuraux et hydrauliques caractéristiques de l'évolution des croûtes	56
3. Conclusion.....	56
IV. Variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol et transfert des polluants agricoles par le ruissellement et l'érosion diffuse	58
1. Infiltrabilité des sols viticoles dans le bassin versant de la Vesle	59
2. Migration des éléments traces métalliques par l'érosion et le ruissellement.....	62
3. Conclusion.....	65
PERSPECTIVES	67

ENSEIGNEMENT ET RESPONSABILITÉS	75
1. Activités d'enseignement.....	76
2. Responsabilités collectives et pédagogiques.....	77
PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES	79
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	85

Remerciements

Ce mémoire dresse le bilan de mes activités de recherche et d'enseignement. C'est le lieu ici de remercier tous ceux qui, à divers titres, ont participé à la réalisation de ce travail.

Je souhaite remercier tout d'abord les membres du jury qui ont bien voulu juger ce travail. M. Ary Bruand, Professeur à l'Université d'Orléans, a accepté d'être le directeur de mon habilitation. Mme Anne-Véronique Auzet, Professeur à l'Université Louis Pasteur de Strasbourg, M. Christian Valentin, Directeur de Recherche à l'IRD et M. Eric Verrecchia, Professeur à l'Université de Neuchâtel, ont accepté de siéger au jury et d'être rapporteurs de mon travail. C'est un grand plaisir pour moi de compter parmi les membres du jury, M. Lucas J. Stal, Professeur à l'Université d'Amsterdam, M. Yves Le Bissonnais, Directeur de Recherche à l'INRA de Montpellier et M. Vincent Barbin, Professeur à l'Université de Reims Champagne Ardenne. Je voudrais vivement tous les en remercier.

Au cours de ma carrière, j'ai côtoyé des femmes et des hommes qui ont directement contribué à ce travail. Certains ont été des maîtres à penser qui m'ont éclairé sur les subtilités et la rigueur du travail de recherche. C'est avec un grand plaisir que je voudrais remercier chaleureusement : L.-M. Bresson, A. Bruand, C. Défarge, Y. Le Bissonnais, J. Trichet, C. Valentin. D'autres sont des collaborateurs avec lesquels j'ai beaucoup discuté et appris. Je tiens à remercier très chaleureusement : L.P. D'Acqui, I. Cousin, A. Couté, J-R Disnar, B. Guillet., B. Marin, J.-L. Rajot, J-L Stal.

Que tous, enseignants, ingénieurs, techniciens, thésards et stagiaires du GEGENA, de l'Unité Sciences du Sol de l'INRA Orléans, de l'Université d'Orléans, du NIOO sachent que j'ai conscience de ce que je leur dois.

Plusieurs institutions et structures de recherche ont contribué par un soutien matériel et/ou technique à la réalisation de mes activités de recherche, à savoir : l'IRD (à Niamey et Paris) à travers le Projet Jachère, le département Environnement et Agronomie de l'INRA, l'INSU à travers le PNRH, la Communauté Européenne à travers le Projet CyanoSoils, la région Champagne Ardenne à travers le projet Aqual, l'UMR 6531-CNRS Université d'Orléans, l'Unité Sciences du Sol de l'INRA Orléans, l'EA 3795 GEGENA URCA, le Laboratoire de Bioclimatologie de l'INRA Grignon, le Laboratoire de Cryptogamie du Muséum National d'Histoire Naturelle Paris, le Netherlands Instituut voor Oecologisch Onderzoek Yerseke (Hollande), le laboratoire de Géochimie isotopique de l'Université Paris VI, le centre de nanoscopie de l'Université d'Orléans, le service d'analyse de l'ESEM Orléans et le Laboratoire d'analyses de la ville de Reims. Je tiens à exprimer ma reconnaissance aux responsables et aux partenaires de toutes ces institutions sans la coopération de qui ce travail n'aurait pas abouti.

CURRICULUM VITAE

Curriculum Vitae

Oumarou MALAM ISSA
6 rue du Tambour 51480 La Neuville aux Larris
Marié, 1 enfant

A. Cursus

1996 DEA Géologie et Géochimie sédimentaires, Université d'Orléans

Thème de recherche : Études micropéetrographiques et géochimiques sur les biofilms microbiens à la surface de sols du Niger.

1999 Thèse de Doctorat en Sciences de l'Univers (Université d'Orléans)

Titre : Étude du rôle des croûtes microbiotiques dans les sols de deux écosystèmes sahéliens (jachères et brousse tigrée) au Niger : micromorphologie, propriétés physiques et biogéochimiques.

B. Situation actuelle

Maître de Conférences à l'Université de Reims Champagne Ardenne

Date de recrutement : Février 2003

Grade : MC classe normale, 3ème échelon

C. Autres expériences professionnelles

2002- 2003 CDD Ingénieur d'étude INRA, Sciences du sol, Orléans

2000-2002 Chercheur postdoctoral INRA, Science du Sol, Orléans

1999-2000 Chercheur associé au Laboratoire de Géologie et Géochimie de la matière organique, UMR 6531 CNRS-Université d'Orléans

1996-1998- Allocataire de recherche IRD

D. Principales responsabilités scientifiques et administratives

Encadrement de thèse

Co-encadrement de thèse : 1 thèse en cours (Jean-Baptiste DESSOGNE, soutenance prévue en 2008)

Encadrement de stages Masters 2R et DEA

DEA National de Pédologie, Nancy : RANTOANINA Nalisoa (2004)

Master 2 R Production Végétale et Environnement, URCA:

Tarek El Haddaddi (2006)

Moussa Maman Bouaye (2007)

Encadrement de stage École d'ingénieurs

Polytechnique de l'Université d'Orléans : Cindy Bouchez (2003), Thomas Kérébel (2003), Sofie Nordenberg (2004), Sutton-Sharp Emilie (2004), Marcus Annerman (2004), Guillon Damien (2004).

Encadrement de stage de Master 1

BGSTU, URCA : Sophie Salès (2005), Nelly Petitfrère (2006), Samuel Antoine (2006), Fang Yue (2007), Mathilde Gonzalès (2007)

E. Participations à des programmes de recherche et collaborations

1999-2000 : Étude des croûtes microbiotiques et physiques de la brousse tigrée et des jachères au Niger

Projet Jachère (Financement UE)

Allocation de recherche IRD

Collaborations : IRD (Niamey, Niger), NIOO-CEMO (Yerseke, Hollande), Muséum National d'Histoire Naturelle (Paris)

2000-2001 : Détermination des critères de prédiction du comportement structural et hydraulique des croûtes de battance dans une optique de modélisation du ruissellement
Bourse Post-doctoral INRA Département Environnement et Agronomie

2001-2002 : Variabilité spatiale et temporelle de la taille et de la quantité de particules du sol détachées par l'érosion diffuse

Projet PNRH (Financement INSU) : Ruissellement, Infiltration, Dynamique des États de Surface et transferts de sédiments (RIDES).

Collaborations : INRA Science du Sol (Orléans), IRD (Dakar, Sénégal)

2002-2006 : Impact de l'inoculation des cyanobactéries sur les propriétés physiques de sols tropicaux en Afrique Australe

Collaboration INRA Science du Sol, Universités de Fort Hare (Afrique du Sud), d'Harare (Zimbabwe), de Morogoro (Tanzanie), CNR (Florence, Italie), CSIC (Madrid, Espagne).

Projet Cyanosoils (Financement UE) : amélioration de la fertilité de sols dégradés en Afrique australe (Afrique du sud, Tanzanie et Zimbabwe).

Depuis 2004 : Variabilité des propriétés hydrodynamiques et pollution diffuse dans le vignoble de Champagne

Contrat d'objectif AQUAL (Projet TRANSPOLL, financement Europol'Agro)

Projet EROSPACE : Prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des versants pour la modélisation de l'érosion des sols à l'échelle du bassin (Financement PIREN Seine)

Collaborations : INRA Science du Sol - Université Pierre et Marie Curie – BRGM

F. Activités internationales

Missions scientifiques à l'étranger

J'ai représenté le partenaire 2 (La France) du projet international Cyanosoils (Financement UE) aux différentes réunions et visites de terrain :

2002-2003-2004 : Fort Hare University (Alice, Afrique du sud)

2002-2003-2004 : Sokoine University of Agriculture (Morogoro, Tanzanie)

2002-2003-2004 : Engineering University of Harare (Harare, Zimbabwe)

2005 : Council for Scientific Research (Madrid, Espagne)

2006 : Consiglio Nazionale Delle Ricerche (Fiorentino, Italy).

BILAN DES ACTIVITÉS DE RECHERCHE

Introduction

La surface du sol est le siège d'interactions diverses mettant en jeu l'eau, les particules minérales et les micro-organismes du sol. Ces interactions constituent des déterminants de la réorganisation de la structure de la surface du sol, liés à des facteurs internes (composition et organisation) et externes (climat et activités humaines) au sol. Leur connaissance est nécessaire pour comprendre l'évolution de la structure et son incidence sur la variabilité des propriétés et le fonctionnement du sol, notamment la régulation des flux d'eau et de matière (ruissellement et érosion diffuse, infiltration), le contrôle de la pollution et de la dégradation de la qualité des eaux. L'évolution de la structure du sol et la compréhension des mécanismes à son origine sont donc des enjeux majeurs pour traiter les problèmes environnementaux actuels, comme la dégradation de la qualité de l'eau à l'échelle du bassin versant. En outre ils représentent un maillon important pour une approche intégrée dans la compréhension des changements globaux.

Les travaux de recherche que j'ai menés ou encadrés s'inscrivent dans cette thématique générale de la réorganisation de la structure de la surface du sol. Leur déroulement chronologique fait apparaître trois grandes étapes.

Mes premiers travaux de recherche (1996-1999) ont porté sur les croûtes microbiotiques, c'est-à-dire des complexes organo-minéraux dont le processus de formation résulte essentiellement de la colonisation du sol par des communautés de micro-organismes photosynthétiques et de l'apport, dans le sol, d'éléments organiques d'origine microbienne. Ces travaux initiés par Christian Valentin ont fait suite aux investigations sur la sensibilité à l'érosion et la dégradation de la structure de surface de sols sahéliens au Niger. L'association des matières organiques microbiennes avec les particules du sols a été le thème central de ces travaux. Ils ont tout naturellement été réalisés au sein du Laboratoire de Géologie et

Géochimie de la Matière Organique (UMR 6531 CNRS Université d'Orléans), sous la direction M. Jean Trichet, spécialiste de l'étude de relations organo-minérales.

J'ai ensuite poursuivi mes travaux de recherche (2000-2003) au sein de l'équipe « Structure et fonctionnement » de l'Unité Science du Sol, INRA d'Orléans. J'ai travaillé successivement sur (i) la dégradation de la structure de surface et l'évolution de la conductivité hydraulique du sol (ii) l'influence des états de surface du sol sur la variabilité spatiale et temporelle des processus de l'érosion diffuse et (iii) l'utilisation des cyanobactéries pour améliorer la structure de sols dégradés. J'ai bénéficié de l'expérience de M. Yves Le Bissonnais, animateur de l'équipe et spécialiste de l'érosion hydrique et de l'encroûtement de sols.

Enfin, j'ai intégré, à sa création (c'est-à-dire en 2004), le Groupe d'Étude sur les Géomatériaux et Environnements Naturels et Anthropiques (G.E.G.E.N.A) de l'Université de Reims Champagne Ardenne, dirigé par M. Vincent Barbin. Mon passage de l'INRA d'Orléans à l'Université de Reims s'est fait dans la continuité ; d'une part, j'ai poursuivi mes travaux de recherche sur l'amélioration de la structure de sols dégradés grâce à l'inoculation des cyanobactéries ; d'autre part, j'ai initié une collaboration avec l'Unité Science du Sol, INRA d'Orléans pour étudier l'influence de la structure de la surface du sol et son évolution sur le transfert des éléments traces métalliques par l'érosion diffuse, à l'échelle du bassin versant de la Vesle (Marne).

La majeure partie des recherches que j'ai menées portent donc sur les encroûtements pédologiques superficiels qui sont une forme de réorganisation de la structure de la surface du sol. Ils mettent en jeu, d'une part, des interactions entre les particules minérales et l'eau desquelles résultent des croûtes physiques, d'autre part, des interactions entre les particules minérales et les micro-organismes à l'origine de croûtes biologiques. Le premier chapitre de cette synthèse présente le cadre général du sujet principal de mes recherches, les encroûtements pédologiques superficiels, et celui de ma démarche méthodologique. Cette

synthèse sera ensuite organisée autour de trois grands axes. Le premier axe concerne les interactions entre les particules du sol et la fraction organique. Celle-ci désigne ici les micro-organismes colonisant la surface du sol et la matière organique dérivée. Le second axe traite des interactions entre les particules du sol et l'eau à la surface du sol. L'eau est prise ici dans un sens large qui regroupe l'eau de pluies qui ruisselle à la surface et/ou s'infiltré dans le sol, et l'eau qui est absorbée et retenue dans les capillaires et au sein de certains constituants organiques du sol. Les particules du sol quant à elles désignent le squelette et le plasma ou fractions minérales fines et grossières du sol. Le transfert des polluants agricoles par le ruissellement et l'érosion diffuse en relation avec l'évolution de la structure du sol et la variabilité des propriétés hydrodynamiques du sol constituera le troisième axe de cette synthèse. Ce découpage de mes activités de recherche en trois axes est choisi dans un souci de cohérence et de commodité. Ce découpage ne doit pas faire oublier que la réalité des phénomènes reflète bien le résultat global de l'action respective de chacun des paramètres, mais aussi leur interdépendance. Les différentes interactions à la surface du sol impliquent, en effet, des processus biologiques, physiques et chimiques dont l'étude nécessite une approche pluridisciplinaire et multi-échelles.

I. Cadre général et démarche méthodologique de mes travaux de recherche

Cette première partie de la synthèse de mes travaux de recherche aura un double objectif. Il s'agit d'abord de préciser des notions liées aux croûtes pédologiques, largement acceptées par la communauté scientifique et dont je ferai usage, et ensuite de situer l'objet de mes propres recherches sur les croûtes.

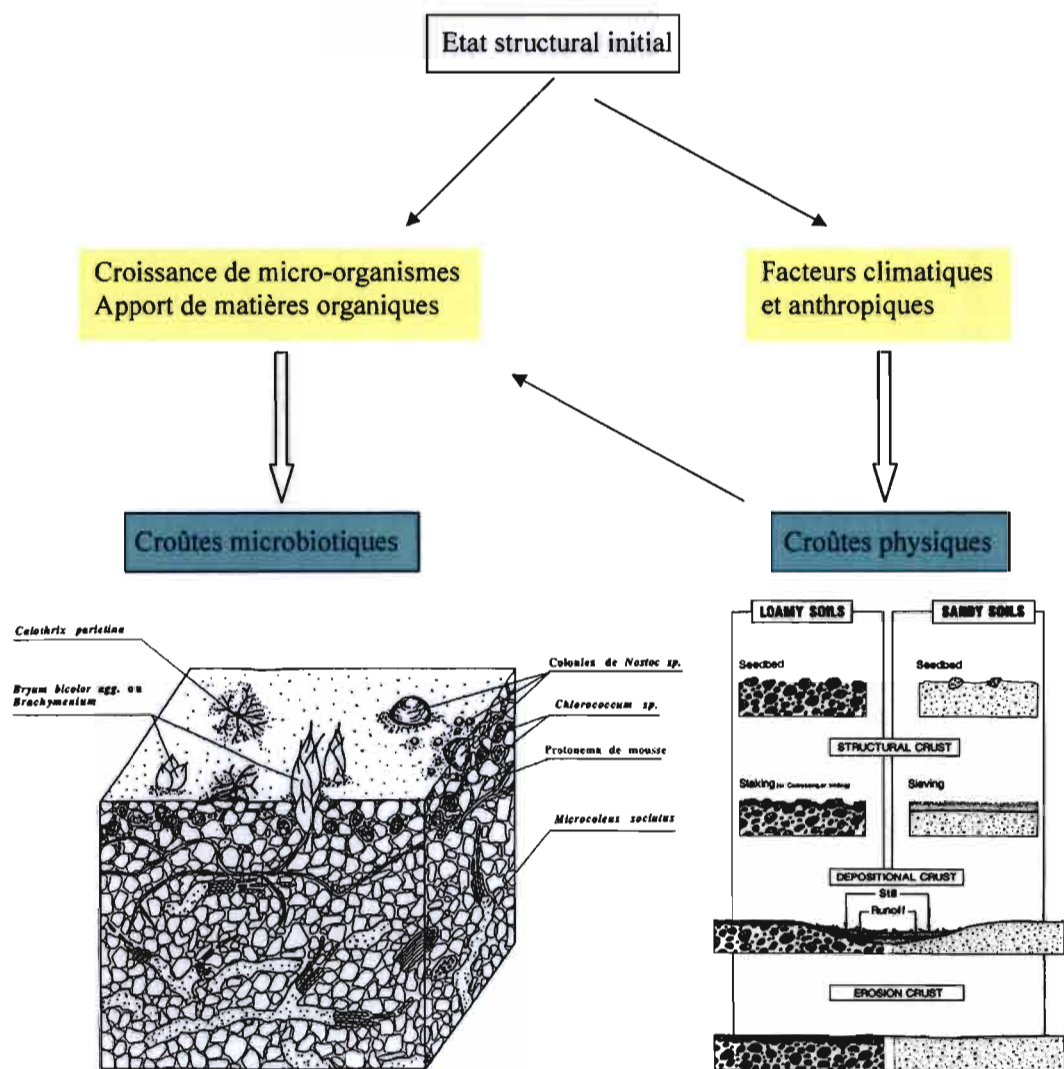


Figure 1 : Représentation schématique de l'évolution de la structure et la formation des croûtes physiques (d'après Valentin et Bresson, 1992) et biologiques (d'après Lange *et al.*, 1992) à la surface du sol.

1. La diversité des encroûtements pédologiques superficiels

Le terme de croûte désigne la couche superficielle du sol de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur, dont les caractéristiques physiques et chimiques sont distinctes de celles des horizons sous-jacents (SSSA, 1997). Ce terme est utilisé ici pour désigner les faciès de la surface du sol qui résultent de l'action érosive de l'eau de pluies, de l'activité de micro-organismes et des activités humaines. Cette définition recouvre deux types de croûtes : les croûtes physiques dont la formation résulte de l'action érosive des gouttes de pluies, suivie éventuellement par d'autres processus physico-chimiques comme le dépôt de particules par décantation (fig. 1); les croûtes biologiques ou croûtes microbiotiques, complexes organo-minéraux dont la formation résulte essentiellement de la croissance des micro-organismes et de l'apport de matière organique à la surface du sol (fig. 1). Il est à noter que les croûtes salines, dont la formation résulte de la précipitation des sels, sont en dehors du sujet de ce mémoire. Elles sont donc exclues de cette définition.

Les croûtes physiques sont les croûtes les plus connues. Elles se forment dans diverses régions du globe, mais les sols des régions arides et semi-arides sont les plus exposés en raison du faible taux de couvert végétal, de la forte intensité des pluies, de la rapidité de la dessiccation de la surface, de la longueur de la période de sécheresse, et de la faible teneur en matière organique (Valentin, 1994). Dans les régions tropicales humides, des phénomènes d'encroûtement peuvent apparaître lorsque le sol demeure nu à la suite d'un défrichement, après les récoltes ou au début d'une mise en jachère. Dans les régions tempérées, la formation de croûtes est essentiellement liée aux pratiques culturales dans les sols de faible stabilité structurale (Le Bissonnais *et al.*, 1996). D'une manière générale, si le développement des croûtes physiques est un phénomène naturel il est, dans bien des cas, accentué par les activités humaines (pratiques culturales, pâturages...) qui, on le sait, affecte de façon importante la surface du sol. La structure et la typologie de ces croûtes sont en relation avec le type de sols

et les processus de formation (fig. 1). Il existe une typologie complète des croûtes physiques, que l'on doit, en grande partie, aux travaux de Valentin et Bresson (1992), basés sur des critères macromorphologiques et micromorphologiques (fig. 1). Cette typologie servira de référence à la présente synthèse.

Les croûtes biologiques ou croûtes microbiotiques se constituent essentiellement à partir de populations de cyanobactéries, accompagnées d'algues vertes, de lichens et de bactéries, accessoirement de diatomées et de mousses (fig. 1). Ces croûtes se forment de façon remarquable principalement dans les écosystèmes semi-arides, arides et désertiques. Cependant, bien que représentant un état structural typique des sols des zones arides et semi-arides, reconnues et étudiées dans plusieurs régions du globe, notamment aux États-Unis, en Australie, en Israël ou en Chine, les croûtes microbiotiques ont fait l'objet de très peu d'études en Afrique (Barbey et Couté, 1976 ; Dulieu *et al.* , 1977 ; Reynaud et Roger, 1981 ; Isichei, 1980 ; Hahn and Kusserow, 1998).

2. L'encroûtement de la surface du sol : forme de dégradation ou d'évolution de la structure du sol ?

La formation des croûtes à la surface du sol est souvent associée, voire confondue, avec celle de la dégradation de la structure du sol, une notion cependant souvent mal définie. D'après Chartres *et al.* (1994) la dégradation de la structure du sol est une modification des propriétés physiques et l'apparition de signes évidents de dégradation, comme la baisse de l'infiltrabilité et l'augmentation du ruissellement et de la cohésion des particules, accompagnées par des conséquences considérables sur le plan environnemental et économique (inondation, pollution, mauvaise levée des cultures, diminution de la fertilité, baisse de la productivité).

Cette définition est parfaitement adaptée au développement des croûtes physiques qui, on le sait, procède, dans la plupart des cas, de la désagrégation de la structure du sol. Leur rôle dans la limitation de l'infiltration et la genèse du ruissellement est bien établi (McIntyre,

1958). Au contraire, la formation des croûtes biologiques sort du cadre de cette définition sur plusieurs aspects : elles favorisent en général la formation des agrégats et la stabilisation de la surface du sol (Malam Issa *et al.*, 2001a) ; de nombreux travaux en zone arides montrent que le développement des croûtes microbiotiques constitue un frein à la dégradation de la surface du sol ; les croûtes microbiotiques ont vis-à-vis de l'infiltration un rôle controversé. Il est souvent clairement bénéfique et favorise l'amélioration de la productivité, en particulier dans les écosystèmes arides, mais peut dans certaines conditions être nuisible. Le cortège biologique des croûtes microbiotiques, composé en majorité de cyanobactéries, leur assigne un rôle important dans le cycle biogéochimique des éléments indispensables aux plantes et aux animaux, à savoir le carbone, l'azote, le phosphore, le potassium...

Mes travaux de recherche en zone sahélienne où les croûtes physiques et biologiques recouvrent des surfaces importantes, en particulier sur les sols de jachères et de la brousse tigrée (fig. 1, encadré 1), m'ont amené à étudier les deux formes d'encroûtement (Malam Issa *et al.*, 1999 ; 2001a).

Encadré 1

La dynamique de formation des encroûtements pédologiques à la surface de sols sahéliens : exemple de la brousse tigrée

Projet Jachère, financement UE.
Thèse O. Malam Issa; Malam Issa et al., 1999

La brousse tigrée est un paysage typique des zones sahéliennes où la végétation présente une disposition en bandes donnant un aspect de peau de tigre (fig. 1). Les bandes de végétation se développent et se déplacent de l'aval vers l'amont de la pente en fonction de la disponibilité de l'eau. Les surfaces nues, apparemment dépourvues de couvert végétal sont le siège de la formation de croûtes physiques et biologiques (fig. 2). Les observations de surface menées sur le terrain et les observations microscopiques ont permis de décrire l'évolution coordonnée entre le fonctionnement de ce paysage naturel et la dynamique de la structure de la surface du sol.

Figure 2 : vues à l'œil nu de la surface du sol aux différents sites de la brousse tigrée

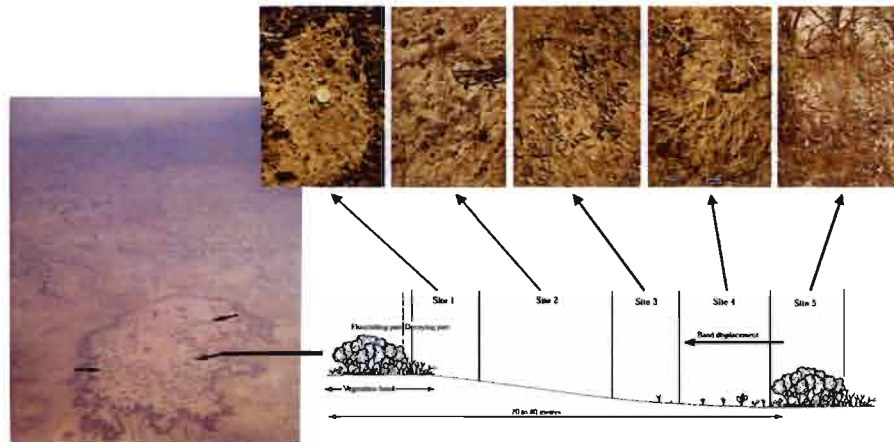


Figure 1 : vue aérienne de la brousse tigrée

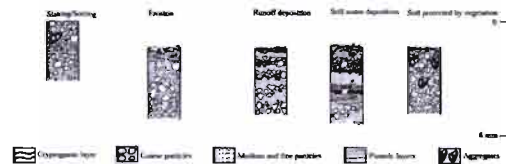


Figure 3 : coupe schématique latérale et verticale d'une séquence de brousse tigrée

L'organisation du sol au sein de la brousse tigrée montre une zonation de croûtes parallèle à celle des bandes de végétation (fig. 2-3). Les croûtes du site 1 (croûtes de tamisage), résultent de la désagrégation sous l'action de la pluie des particules d'un sol dénudé par le dépérissement du couvert végétal ; les croûtes du site 2 résultent de l'érosion de la couche superficielle d'une croûte de tamisage et du début de la colonisation de la surface par les micro-organismes. Les matériaux érodés des sites 1 et 2 sont transportés puis déposés au niveau des sites 3 et 4 situés en aval, là où des conditions hydriques favorables permettent le développement de micro-organismes à leur surface. Ainsi se forment les croûtes des sites 3 et 4 qui préparent "le terrain" où pourront s'implanter des plantes supérieures (site 5). Au niveau de cette bande de végétation, le développement des arbres détruit les croûtes et permet l'apparition des structures dépourvues de croûtes typiques du site 5.

On retiendra les caractéristiques générales suivantes : les croûtes biologiques se développent à la surface des sols nus, au sommet de croûtes physiques (fig. 2-3, encadré 1). Cependant ces deux types de croûtes ne présentent pas de relation génétique entre elles (Malam Issa *et al.*, 1999). Ces deux faciès diffèrent par leurs genèses. Elles sont associées dans l'espace, et, nous le verrons plus loin, leurs développements affectent le fonctionnement des écosystèmes sahéliens, notamment à travers la régulation des flux d'eau (partage ruissellement/infiltration), de matière solide ou dissoute (particules érodées, éléments dissous) et de gaz (CO₂, N₂, O₂...). Toutes ces considérations m'amènent à adopter le terme d'évolution ou de réorganisation de la structure du sol pour parler des encroûtements physiques et biologiques qui ont fait l'objet de la majeure partie des recherches que j'ai menées.

3. Les caractéristiques morphologiques et micromorphologiques des encroûtements superficiels : outil pour l'analyse des interactions vivant/minéral/eau

Les encroûtements pédologiques superficiels présentent une morphologie très variée en relation avec les processus à l'origine de leurs genèses. L'analyse des caractéristiques macro- et micromorphologiques des encroûtements, à différents niveaux d'organisation, constitue donc un outil de base nécessaire à la connaissance des mécanismes de genèse et un préalable à l'analyse de leur fonctionnement structural. Les méthodes d'approche généralement utilisées sont nombreuses. Elles regroupent des méthodes telles que la microscopie photonique (Bresson et Valentin, 1994 ; Malam Issa *et al.*, 1999), la microscopie électronique à balayage (Chen *et al.*, 1980 ; Malam Issa *et al.*, 1999), la tomographie et la radiographie X (Fohrer *et al.*, 1999 ; Bresson *et al.*, 2004).

L'approche micromorphologique a été utilisée dès les premiers travaux sur les croûtes physiques (Duley, 1939). Le développement important de cette approche dans les années 80 a permis des avancées scientifiques, notamment sur la connaissance et la hiérarchisation

des mécanismes de formation de croûtes (Boiffin et Bresson, 1987 ; Bresson et Boiffin, 1990), la nomenclature et la typologie de croûtes (Chen *et al.*, 1980 ; Valentin et Bresson, 1992 ; Bresson et Valentin, 1994), l'élaboration d'un canevas général de la genèse de croûtes (Valentin et Bresson, 1992 ; Bresson et Valentin, 1994), la prédiction de l'infiltrabilité des sols et le risque de déclenchement de l'érosion à leur surface (Casenave et Valentin, 1992).

Concernant les croûtes microbiotiques, les premières investigations micromorphologiques se sont focalisées sur la description et la taxonomie des organismes les constituant dans des environnements variés (Campbell, 1979). Les premiers travaux à avoir utilisé la microscopie électronique à balayage pour décrire les caractéristiques de surface des croûtes microbiotiques sont ceux de Cameron et Devaney (1970). L'étude des caractéristiques de ces croûtes en profondeur à l'aide de lames minces interviendra beaucoup plus tard. On peut citer parmi les premiers travaux réalisés sur ces aspects ceux de Mùcher *et al.* (1988).

Dans les zones sahéennes, bien que ces croûtes aient été identifiées depuis longtemps (Barbey et Couté, 1976 ; Dulieu *et al.*, 1977), les travaux les concernant se sont limités à la détermination des espèces présentes. J'ai donc réalisé les premiers travaux sur les caractéristiques morphologiques et structurales des croûtes microbiotiques en zone sahéenne du Niger par la mise en œuvre d'une méthodologie comprenant des observations à différents niveaux d'organisation. Ces travaux ont permis des avancées dans la connaissance des caractéristiques morphologiques et micromorphologiques de la surface et du profil de croûtes microbiotiques (Malam Issa *et al.*, 1999 ; 2001a). Ils ont permis la compréhension des processus de mise en place et la dynamique d'évolution des croûtes, d'une part, sur les sols sableux et argilo-sableux de la brousse tigrée (encadré 1) et d'autre part, sur les sols sableux des surfaces mises en jachères. Cette méthodologie a également été appliquée à des associations organo-minérales artificielles, obtenues après inoculation des cyanobactéries dans les sols (Malam Issa *et al.* 2007 ; Maqubela *et al.*, 200X).

4. De la nécessité de combiner l'analyse micromorphologique avec la mesure des paramètres physiques liés à la structure

Nous venons de voir que la micromorphologie est un outil d'analyse des interactions et de compréhension de la genèse de croûtes. Mais cet outil s'avère insuffisant quand il s'agit de prendre en compte le rôle des croûtes dans le fonctionnement des sols ou leurs caractéristiques spatio-temporelles. Dans ce cas, la mesure des paramètres physiques liés à la structure (stabilité structurale, porosité, densité apparente, résistance à la pénétration, capacité de rétention en eau et conductivité hydraulique), ainsi que les mesures d'érosion et de ruissellement sous pluies simulées ou naturelles, à l'échelle de la placette et de la parcelle, constituent des approches complémentaires de l'analyse morphologique.

Au cours de mes travaux de recherche, j'ai fait appel à ces différentes approches méthodologiques. Leur mise en œuvre a fourni des indicateurs utiles pour le suivi de la réorganisation de la structure de la surface du sol (Cousin *et al.*, 2005 ; Malam Issa *et al.*, 2001a ; 2004 ; 2007 ; Maqubela *et al.*, 200X), pour comprendre le fonctionnement hydrodynamique du sol à l'échelle d'une parcelle (Malam Issa *et al.*, 2006 ; 200X). Mes travaux de recherche en cours s'inscrivent dans une démarche d'utilisation de ces indicateurs à l'échelle du bassin versant et pour traiter les problèmes environnementaux liés à l'usage du sol, comme le transfert des polluants (Dessogne *et al.*, 2007 ; Marin *et al.*, 2007).

5. Conclusion

Cette partie de la synthèse de mes travaux a été consacrée à la définition de notions de base relatives aux croûtes physiques et biologiques, objets majeurs de mes recherches. Ces croûtes sont des formes d'évolution de la structure de la surface du sol. L'étude des mécanismes de cette évolution est nécessaire à la modélisation du fonctionnement hydrique et du transfert de matière à la surface du sol. Elle a été abordée dans mes travaux par la mise en

œuvre d'une démarche méthodologique qui fait appel à des expérimentations au champ et au laboratoire. Cette démarche associe la caractérisation des éléments structuraux (minéraux et organiques) et leurs organisations, la quantification des propriétés physiques et biogéochimiques et des paramètres liés au fonctionnement du sol.

Au delà de la compréhension de la formation et du rôle de ces croûtes superficielles pédologiques se pose une question plus globale, celle des interactions eau/minéral/vivant dans des systèmes naturels ou artificiels. Ces interactions constituent l'objet de la suite de cette synthèse. Les croûtes biologiques et les croûtes physiques naturelles ou artificielles (formées sous pluies simulées) seront utilisées comme des objets modèles pour l'étude de ces interactions.

II. Interactions vivant/minéral dans les encroûtements superficiels

Dans un écosystème donné, les communautés d'êtres vivants ne sont pas seulement soumises aux facteurs de l'environnement, elles modifient aussi les caractéristiques de cet environnement (Dommergues et Mangenot, 1970). Cette loi fondamentale d'écologie s'applique au sol et aux micro-organismes qui vivent en son sein. La composition et l'activité des communautés d'organismes dépendent des propriétés particulières du sol (Starks et Shubert, 1982 ; Pluis et de Winder, 1989 ; Büdel *et al.*, 1994 ; Malam Issa, 1999). Inversement, ces organismes exercent un contrôle étroit sur la nature et la forme des composés organiques du sol ainsi que sur certaines de ses propriétés physiques essentielles (Danin *et al.*, 1989 ; Lange *et al.*, 1992 ; Malam Issa *et al.*, 2001a). L'action des micro-organismes sur la surface du sol révèle plusieurs aspects, dont certains sont liés à leurs activités métaboliques et aux diverses stratégies qu'ils développent pour adhérer efficacement aux substrats minéraux. Mon propos concernera le cortège de micro-organismes colonisant la surface du sol, principalement les cyanobactéries. L'influence de ces micro-organismes sur l'organisation et les propriétés physiques et chimiques du sol n'est pas sans rappeler des phénomènes connus en milieu aquatique ou tout simplement humide : la formation des mattes microbiennes pour ce qui est des formes actuelles et des stromatolithes pour ce qui est des formes anciennes (Campbell, 1979 ; Schieber, 1999). On reconnaît le rôle important joué par ces micro-organismes, notamment dans les grands cycles biogéochimiques (carbone, azote, phosphore, soufre). Les substances organiques qu'ils sécrètent (exopolysaccharides, enzymes, acides divers...) sont très réactives vis-à-vis des particules minérales. Elles contribuent au piégeage de particules minérales, à leur structuration et leur cimentation en un horizon cohérent (Défarge *et al.*, 1994 ; Malam Issa *et al.*, 1999, 2001a), à la fixation d'éléments chimiques (Ca, Fe, S...) et à la genèse des carbonates, des sulfures et des oxydes divers (Krumbein, 1979 ; Ehrlich, 1998).

Les résultats qui seront discutés ici concernent la compréhension des mécanismes élémentaires qui mettent en jeu des particules minérales et des micro-organismes. Ces mécanismes sont étudiés, à une échelle allant du micromètre (échelle de la particule et de micro-organismes) au centimètre (agrégats), avec un objectif ultime qui est la compréhension des phénomènes à l'échelle du paysage. Les résultats se basent sur l'étude des associations organo-minérales naturelles (les croûtes microbiotiques à la surface des sols sahéliens) et celle des associations organo-minérales artificielles (obtenues par inoculation de cyanobactéries dans des sols dégradés). Ce contrôle passe par l'installation des micro-organismes sur des substrats favorables (Malam Issa, 1999), la production des substances organiques réactives et l'apport d'éléments chimiques (Malam Issa *et al.*, 2001b), notamment le carbone et l'azote et au bout du compte la structuration et la cimentation de particules minérales à la surface du sol (Malam Issa *et al.*, 2001a, 200X).

1. Action des facteurs abiotiques sur les micro-organismes des croûtes microbiotiques

L'indépendance trophique vis-à-vis du carbone et de l'azote et une adaptation à des conditions de vie très variées confèrent aux micro-organismes des croûtes microbiotiques un large pouvoir de colonisation de substrats minéraux (Campbell, 1979 ; Whitton, 1992). Malgré le caractère ubiquiste de ces micro-organismes, c'est dans les écosystèmes arides et semi-arides du Globe que les croûtes microbiotiques se développent remarquablement par exemple : au Sahel (Barbey et Couté, 1976 ; Dulieu *et al.*, 1977 ; Reynaud et Roger, 1981 ; Reynaud, 1987 ; Hahn and Kusserow, 1998 ; Malam Issa *et al.*, 1999), dans les déserts du Namib et du Kalahari (Skarpe et Henriksson, 1987 ; Lange *et al.*, 1994), sur les dunes de sable dans les déserts du Sinaï et du Negev (Yair, 1990 ; Lange et al., 1992 ; Verrecchia *et al.*, 1995 ; Zaady *et al.*, 1998) et en Australie (Rogers et Lange , 1966 ; Eldridge, 1993 ; Eldridge et Greene, 1994 ; O'Neill, 1994). Dans ces régions, le couvert végétal se caractérise par

une discontinuité, conséquence d'une adaptation due à une utilisation optimale des ressources en eau disponible pour les plantes, qui laisse des surfaces nues occupées par les croûtes microbiotiques (Malam Issa, 1999 ; Malam Issa *et al.*, 1999).

À l'échelle locale, divers facteurs liés au climat, au couvert végétal, à la topographie, aux caractéristiques physico-chimiques du substrat pédologique et aux activités humaines sont évoqués pour expliquer la répartition des croûtes microbiotiques (texture, rétention en eau, teneurs en sels, teneurs en éléments nutritifs, pH, Eh, nature et pourcentage du couvert végétal, pente, utilisation du sol,...). La mise en évidence de l'influence de ces facteurs sur la répartition des croûtes microbiotiques s'appuie sur plusieurs méthodes allant des observations de surface menées sur le terrain à des observations à l'échelle du MEB, de la mesure du pH à l'analyse enzymatique, en passant par des expériences de mesures de l'activité physiologique sous conditions naturelles ou contrôlées, sur des sols naturels ou inoculés par des micro-organismes.

Dans le cadre de mes travaux sur les écosystèmes sahéliens du Niger ce sont l'analyse des caractéristiques micro-morphologiques et les mesures de l'activité physiologique des micro-organismes combinées à l'observation *in situ*, qui ont servi d'outils pour le diagnostic des déterminants physico-chimiques qui conditionnent le développement et la répartition de croûtes microbiotiques à l'échelle du paysage.

Nous avons observé que les croûtes microbiotiques se développent remarquablement sur les surfaces nues, entre les bandes de végétation dans la brousse tigrée et au sein des jachères, et préférentiellement sur certaines unités morphologiques du paysage. Ainsi observe-t-on des croûtes microbiotiques bien développées à la surface des zones déprimées et des buttes sableuses, unités morphologiques communes du Sahel nigérien (encadré 2). La présence de croûtes microbiotiques bien développées à la surface de buttes sableuses est liée à la croissance d'une plante herbacée, *Zornia Glodichiata* (fig. 1, encadré 2).

Celle-ci offre, en effet, un couvert végétal favorable au piégeage de particules minérales fines transportées par le vent ou le ruissellement. Le modelé des zones déprimées est quant à lui favorable à la convergence des eaux de ruissellement et au dépôt par décantation de particules fines.

En définitive, ces observations montrent que l'installation des micro-organismes est favorisée par la modification des caractéristiques hydriques (l'augmentation de la capacité de rétention en eau) due à l'accumulation des particules fines.

L'analyse des caractéristiques morphologiques des micro-organismes observés au microscope photonique entre lame et lamelle révèle plusieurs groupes de micro-organismes en liaison avec les conditions du milieu et l'adaptation à ces milieux (fig. 2, encadré 2):

- des cyanobactéries à gaines, épaisses et à pigmentation foncée (noire, brune...) vivant à la surface du sol, comme *Scytonema javanicum* ou *Porphyrosiphon kaernbachii* (fig. 2, encadré 2). Les caractéristiques morphologiques de ces micro-organismes sont interprétées comme une forme d'adaptation aux conditions de vie en milieu Sahélien (Malam Issa, 1999). Cette adaptation vise principalement à protéger les micro-organismes contre les stress hydrique et thermique pendant de longues périodes sèches et les rayonnements intenses, en particulier le rayonnement UV. Les gaines sont constituées de polysaccharides et sont capables d'emmagasiner de l'eau. Ainsi permettent-elles aux micro-organismes de réaliser une activité physiologique optimale en présence d'une faible quantité d'eau (inférieure à la saturation en eau du sol) ;

- des cyanobactéries sans gaine, comme *Schizotrix penicillata*, *Phormidium mucosum*, *Lyngbya epiphytica*, ou à gaine peu épaisse incolore, par exemple *Schizotrix friesii*, *Microcoleus sociatus*, *Microcoleus lacustris*, *Lyngbya aestuarii* (fig. 2, encadré 2).

Encadré 2

Influence des facteurs abiotiques sur la répartition des croûtes microbiotiques

Projet Jachère, financement UE.

Thèse O. Malam Issa (1999)

L'objectif de ce travail a été de rechercher les déterminants abiotiques de la répartition des croûtes microbiotiques. Les résultats se basent sur l'analyse des caractéristiques morphologiques des micro-organismes combinée à l'observation *in situ*.

Les croûtes microbiotiques bien développées ont été observées sur des unités morphologiques, comme les buttes sableuses (fig. 1). Ces buttes présentent un régime hydrique favorable à la rétention de l'eau, une texture fine liée aux apports éoliens et à l'action d'un couvert herbacé. Celui-ci oppose un frein efficace à l'érosion et favorise le piégeage de particules fines.



Figure 1 : Vue de la surface d'une butte sableuse. Au premier plan zone d'association de croûtes microbiotiques (sombres) et de plants de *Zornia*, organisés en un réseau formé de zones où la densité des *Zornia* est élevée (flèches) alternant avec des zones à faible densité de *Zornia*. Au milieu de la photo une loupe d'érosion (zone nue) couverte de croûtes structurales (ST3, zone claire), d'érosion (E, zone beige) et microbiotiques (grises). Au fond végétation de *Guiera senegalensis*, couvert herbacé (zones d'association des *Zornia* et des croûtes) et loupe d'érosion (zone nue, claire). Les arbres sur la photo sont hauts de 2 à 3 m.

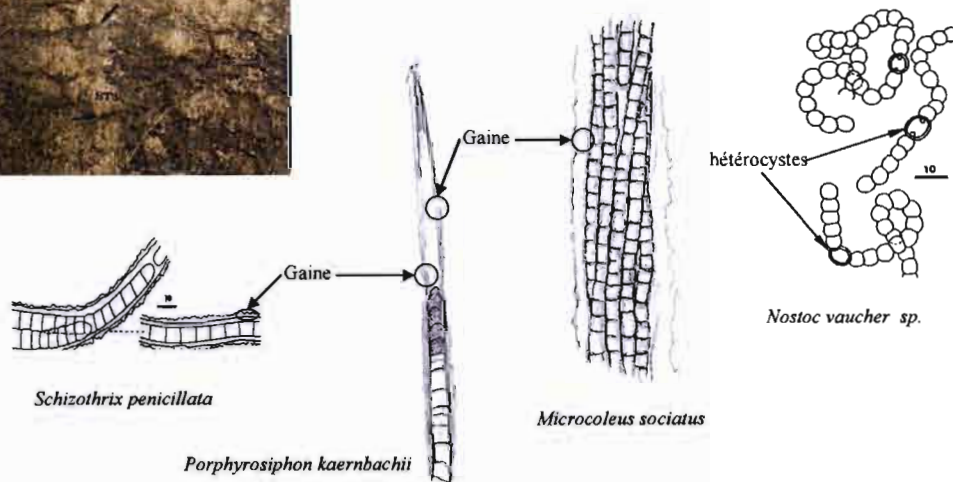


Figure 2 : Principales caractéristiques morphologiques liées à l'adaptation des micro-organismes aux conditions physico-chimiques du milieu.

L'observation des cyanobactéries au microscope photonique entre lame et lamelle a révélé des caractéristiques morphologiques en relation avec une adaptation aux conditions du milieu. La majorité des espèces sont munies d'une gaine épaisse et sombre (*Schizothrix penicillata*, *Porphyrosiphon kaernbachii*; fig. 2). Les espèces à gaine peu épaisse ou incolore vivent en colonies dans un mucilage commun et à quelque millimètres au-dessous de la surface du sol (*Microcoleus sociatus*). Ces caractéristiques sont des formes d'adaptation aux conditions du milieu qui visent à protéger les micro-organismes contre le stress hydrique pendant de longues périodes sèches. Certains traits du fonctionnement physiologique sont liés aux conditions du milieu, comme la présence des hétérocystes, cellules spécialisées dans la fixation de l'azote. Ces cellules sont présentes chez les espèces inféodées aux substrats sableux et pauvres en azote (*Nostoc vaucher sp.*).

Dépourvus d'équipement spécifique, ces organismes ont adaptés leur fonctionnement physiologique selon la disponibilité de l'eau. Ils vivent en profondeur, généralement sur quelques millimètres dans les sols saturés en eau. Ils migrent vers la profondeur lorsque la teneur en eau du sol diminue, comme en période de sécheresse ou durant la saison sèche;

- les cyanobactéries hétérocystées (*Nostoc sp.*, *Scytonema javanicum*) sont inféodées aux substrats sableux, pauvres en azote et rarement inondés (Malam Issa *et al.*, 2001b). Ces espèces de cyanobactéries sont dotées de cellules spéciales, les hétérocystes (fig. 2, encadré 2), dédiées à la fixation de l'azote atmosphérique ;

- les algues et les cyanobactéries sans hétérocystes occupent les substrats fins, où l'eau s'accumule au cours de la saison des pluies. La présence des espèces de cyanobactéries sans hétérocyste, néanmoins capables de fixer de l'azote atmosphérique, dans ces sols à particules fines est un fait remarquable qui résulte des conditions anoxiques qui accompagnent l'accumulation de l'eau (Malam Issa *et al.*, 2001b). Ce phénomène a été observé par Stal (1995) dans les mattes algaires des zones côtières où les cyanobactéries non hétérocystées qui fixent l'azote occupent des substrats fréquemment inondés, alors que les espèces à hétérocystes occupent les substrats exondés de façon permanente.

Au total, la répartition spatiale des croûtes microbiotiques dans les écosystèmes sahéliens apparaît très liée (i) à l'état hydrique du sol, lui-même conditionné par sa texture, son modelé, ainsi que par son couvert herbacé, et (ii) aux formes d'adaptations que développent les micro-organismes. Celles-ci reposent sur la présence de structures morphologiques et micromorphologiques spécifiques, ainsi que sur des comportements physiologiques réversibles entre les conditions de sécheresse et de réhumectation.

Nous avons mis en relief quelques déterminants de la répartition de croûtes microbiotiques dans le paysage sahélien. Cependant, force est de reconnaître que la compréhension de la dynamique des croûtes microbiotiques à l'échelle du paysage est

difficile compte tenu de la diversité des facteurs et le jeu d'interactions entre ces facteurs. Comme cela a été mentionné par des travaux récents (par exemple Garcia-Pichel et Belnap, 2003), les caractéristiques physico-chimiques des microenvironnements associés aux croûtes microbiotiques méritent d'être étudiées afin d'établir un canevas général de formation et d'évolution des croûtes en fonction des conditions du milieu, de distinguer la dynamique naturelle des croûtes et leur évolution sous l'impact des perturbations anthropiques et le changement global. Ces questions seront abordées dans les perspectives de mes travaux de recherche.

2. Actions des micro-organismes sur les particules minérales dans les croûtes microbiotiques

L'influence des micro-organismes des croûtes microbiotiques sur les particules minérales du sol sera analysée au travers des grandes fonctions qu'ils assurent au sein des sols des régions arides : production de biomasse, incorporation de matière organique vivante ou héritée, structuration du sol (Malam Issa *et al.*, 2001a, 2007) et formation d'un réseau poreux original (Malam Issa *et al.*, 200X). Les résultats qui seront discutés ici, montrent que les micro-organismes des croûtes possèdent des caractéristiques déterminantes pour les sols des régions arides dont la pauvreté remarquable en matière organique est bien connue. Non seulement ces micro-organismes constituent des biomasses pionnières évoluant dans des conditions climatiques critiques, mais possèdent la capacité de fixer du carbone et de l'azote moléculaires (Malam Issa, 1999 ; Malam Issa *et al.*, 2001b). Les composés organiques issus de cette activité influencent à terme les caractéristiques physiques et le fonctionnement biogéochimique des sols.

2.1. Fonctions biogéochimiques : productivité primaire- fixation de carbone et d'azote

Les mesures de la biomasse microbienne, de la fixation du carbone et de l'azote au sein des croûtes microbiotiques ont constitué une partie des travaux de recherche que j'ai menés sur les sols de la zone sahélienne du Niger (Malam Issa, 1999 ; Malam Issa *et al.*, 2001b). L'objectif de ce travail a été d'estimer la quantité et la nature des composés organiques incorporés dans les sols portant des croûtes microbiotiques. Les mesures sont basées sur des approches expérimentales réalisées sur des échantillons de croûtes microbiotiques secs ou réhumectés et soumis à des conditions de température et d'éclairement contrôlées.

Les flux de carbone et d'azote mesurés au droit des croûtes montrent des bilans positifs en faveur de l'incorporation du carbone et de l'azote au sol (Malam Issa, 1999 ; Malam Issa *et al.*, 2001a). Au total, l'activité de fixation des micro-organismes se traduit par un apport en azote supérieur à la fixation d'azote par les graminées des savanes et un apport en carbone représentant 1/10 à 1/3 de la quantité nette de carbone fixé dans les zones d'upwelling, célèbres pour leurs hautes valeurs de production organique. Au niveau du profil du sol, cela se traduit par des teneurs respectives en carbone et en azote organiques totaux dans les croûtes microbiotiques de 2 à 8 fois supérieures à celles mesurées dans un sol témoin dépourvu de croûtes à cyanobactéries. Les rapports C/N relativement bas, variant de 9 à 13 et une signature isotopique intermédiaire entre celles des plantes en C3 et celles en C4, sont en accord avec l'origine cyanobactérienne des éléments organiques des croûtes.

Nous reconnaissons la limite des résultats obtenus dans les conditions de cette étude ; ils ne sont pas directement transposables aux conditions naturelles ; néanmoins ils reflètent la capacité des micro-organismes des croûtes microbiotiques, hydratés et éclairés par des quantités de lumière appropriées, à assurer l'entrée du carbone et de l'azote dans le sol.

Ces résultats prouvent en outre que les conditions hydriques déficitaires des zones arides n'endommagent pas la capacité des micro-organismes à fixer le CO₂ et le N₂. Celle-ci se trouve prête à s'exprimer, rapidement (moins d'une heure pour le carbone, quelques heures seulement pour l'azote) à un haut niveau, dès que l'apport d'eau et d'énergie lumineuse le permet.

Une grande part du carbone des croûtes microbiotiques (plus de 20 %) est contenue dans la fraction glucidique (composés fibrillaires de nature polysaccharidique, linéaires ou ramifiés, de poids moléculaire élevé et portant des groupements fonctionnels variés comme des hydroxyles -OH et des carboxyles -COOH). Ces composés sont des constituants de la gaine des cyanobactéries et des produits de sécrétions extracellulaires (EPS). Nous avons parlé du rôle de la matière organique et des polysaccharides des cyanobactéries, notamment ceux qui constituent la gaine et les produits de sécrétions, dans la vie de l'organisme et dans sa capacité à coloniser divers environnements. Le matériau résultant de leur altération et de leur organisation a, quant à lui, un rôle essentiel dans l'acquisition de la structure et dans le fonctionnement de la communauté organo-minérale que sont les croûtes microbiotiques. L'implication des composés organiques issus de l'activité des micro-organismes dans la structuration des particules minérales fera l'objet du paragraphe qui suit.

Encadré 3

Structure horizontale de la surface des croûtes microbiotiques et relations organo-minérales observées au MEB.

Projet jachère financement C.E., Thèse O. Malam Issa, 1999 financement IRD; Malam Issa et al., 2001a

L'utilisation de la microscopie électronique à balayage (MEB) a permis d'approfondir les questions de la disposition des filaments et de leur relation avec la fraction minérale au sein des croûtes microbiotiques. Les observations ont été menées sur des fragments de croûtes microbiotiques des sols de brousse tigrée et de jachères au Niger.

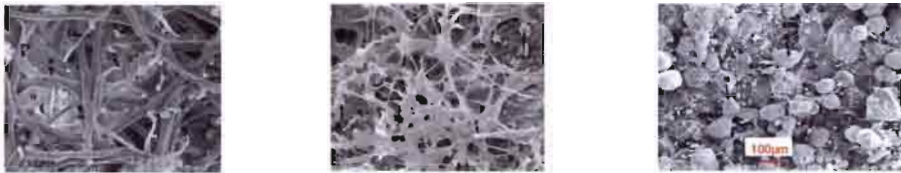


Figure 1 : A gauche : filaments de cyanobactéries (F) disposés en réseau. Les éléments minéraux grossiers (Q) sont piégés dans le réseau de filaments, tandis que les éléments fins (P) adhèrent à la surfaces des filaments. Les flèches montrent des pores liés à la disposition des filaments. Au milieu : sécrétions extracellulaires (EPS) associées à quelques filaments (F) et des particules minérales agrégées (flèches). A droite : colonie de *Nostocs* (B) associés par des produits de sécrétion extracellulaires (EPS).

La surface des croûtes microbiotiques est caractérisée par une disposition en réseau complexe avec des filaments (fig. 1, à gauche), des structures coccoïdes (fig. 1, à droite) et des biofilms polysaccharidiques (fig. 1, au milieu). Cette disposition en réseau est à l'évidence favorable à l'accumulation et à la fixation des particules minérales (fig. 1). Cette action de liaison et de stabilisation des particules du sol résulte d'une part, de l'adhésion des filaments aux particules plus ou moins grossières qu'ils ensèrent (fig. 2, à gauche et au milieu) et, d'autre part, de la capacité de collage des particules fines sur des filaments des cyanobactéries (fig. 2, à gauche et au milieu). Les produits de sécrétion extracellulaire (mucilages) présents dans les espaces inter-particulaires (fig. 2, à droite) ou dans les agrégats organo-minéraux (fig. 3, à droite) du sol possèdent eux aussi, cette capacité.



Figure 2 : A gauche : détail du réseau de filaments montrant une particule de sable grossier (Q) enserrée par des filaments et des particules fines. Au milieu : filaments au contact d'un grain de sable grossier. Contact de nature physique par l'intermédiaire de sécrétion de nature polysaccharidique avec des fentes de retrait liées à la dessiccation (flèche). A droite : vue de l'espace entre deux particules de sable grossier (Q). On observe des biofilms polysaccharidiques assurant la cohésion entre les deux grains de sable.

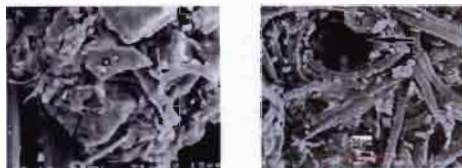


Figure 3 : A gauche : vue d'un agrégat formé de particules minérales (Q), de filaments (F) et de sécrétions extracellulaires (EPS). A droite vue des pores résultant de la disposition des filaments et de leur liaison avec les particules minérales (flèche).

L'action des filaments et des produits de sécrétion extracellulaires sur les particules minérales aboutit à la formation d'associations organo-minérales et d'agrégats stables (fig. 3, à gauche) et au développement d'une porosité organique (fig. 3, à droite).

2.2. Processus d'agrégation et de cimentation des particules minérales par les cyanobactéries

Un grand nombre de micro-organismes du sol sont reconnus pour leurs actions sur la structure du sol, au même titre que les agents de nature physique et chimique (macromolécules organiques, oxy-hydroxydes métalliques et autres ciments siliceux ou carbonatés). Le rôle des champignons se traduit par l'action des hyphes sur les particules minérales (Lynch et Bragg, 1985). Les bactéries agissent à travers la dégradation de la matière organique et la production de polysaccharides (Blanchart *et al.*, 2000). Le rôle des cyanobactéries dans l'agrégation des particules du sol se situe à plusieurs niveaux. Nous allons illustrer ce rôle au travers des observations réalisées sur des croûtes microbiotiques (encadré 3) et sur des agrégats organo-minéraux obtenus grâce à l'inoculation des cyanobactéries (encadré 4).

Les observations que nous avons réalisées sur les sols sahéliens portant des croûtes microbiotiques ont permis de mettre en évidence quatre mécanismes qui concourent à l'agrégation des particules minérales par les cyanobactéries (encadré 3): (i) l'effet « filet » ou le piégeage de particules minérales lié à l'action d'un réseau constitué de filaments et de sécrétions extracellulaires (fig. 1, encadré 3), (ii) l'enserrement des particules minérales lié à l'action mécanique des filaments (fig. 2, encadré 3), (iii) l'effet « glue » lié à la nature chimique de la surface des filaments (fig. 2, encadré 3) et (iv) la cimentation des particules minérales entre elles par des produits de sécrétion extracellulaires (fig. 2, encadré 3). Les mécanismes d'agrégation des particules minérales par les micro-organismes sont connus sur divers systèmes. Nos observations rejoignent celles d'autres auteurs sur les croûtes microbiotiques (par exemple Belnap et Gardner, 1993 ; Danin, 1996) sur des dunes de sables des côtes hollandaises (De Winder, 1990) et les sédiments des mattes microbiennes (Neumann *et al.*, 1970).

Encadré 4

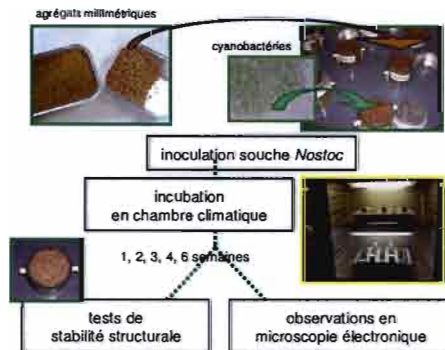
Effet de l'inoculation des cyanobactéries sur les caractéristiques structurales d'un sol peu stable

Projet CyanoSoils CE.

Malam Issa et al. (2004; 2007); Duval et al. (2004)

Mémoires d'Ecole d'Ingénieurs S. Nordenberg et M. Annerman

Ce travail rentre dans le cadre du projet « CyanoSoils » dont l'objectif est d'améliorer la fertilité des sols dégradés en Afrique Australe (Afrique du Sud, Tanzanie et Zimbabwe). L'objectif est d'estimer quantitativement et d'optimiser l'impact sur la stabilité structurale des sols d'une croissance "induite" des micro-organismes.



Le sol étudié est un luvisol ferrugineux sensible à la battance provenant du village de Guquka (Afrique du Sud). Le protocole expérimental (fig. 1) comprend : (i) l'inoculation d'agrégats de 3 à 5 mm de diamètre avec une cyanobactérie du genre *Nostoc*, (ii) l'incubation dans une enceinte climatique des couples d'échantillons témoin-inoculé pour des durées allant de 1 à 6 semaines, (iii) l'étude micromorphologique au cryo-MEB des agrégats de sol inoculés et non inoculés et (iv) la mesure de la stabilité structurale des différents échantillons selon la méthode préconisée par Le Bissonnais (1996).

Figure 1 : Protocole expérimental mis en œuvre.

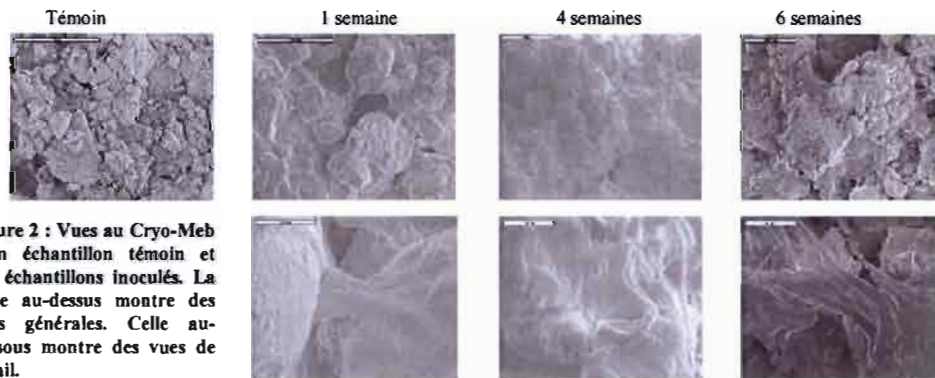


Figure 2 : Vues au Cryo-Meb d'un échantillon témoin et des échantillons inoculés. La ligne au-dessus montre des vues générales. Celle au-dessous montre des vues de détail.

Les observations au cryo-Meb montrent que la surface des échantillons témoins demeure nue, tandis que celle des échantillons inoculés est tapissée de cyanobactéries et de substances extracellulaires riches en polysaccharides (fig. 2). L'agrégation des particules minérales par les cyanobactéries inoculées se fait en trois étapes successives (i) la formation d'un « pont organique » entre les particules minérales au bout d'une semaine d'incubation, (ii) le développement d'un réseau organique continu au bout de 4 semaines d'incubation et (iii) la formation d'agrégats organo-minéraux après 6 semaines d'incubation. Ces modifications morphologiques se traduisent par des valeurs de stabilité structurale élevées (fig. 3), comparables à celles obtenues sur des croûtes microbiotiques naturelles (Malam Issa *et al.*, 2001a).

Ces résultats montrent que la mise en œuvre de pratiques d'inoculation des cyanobactéries pourrait améliorer les propriétés physiques des sols dégradés en un temps relativement court (la saison culturale).

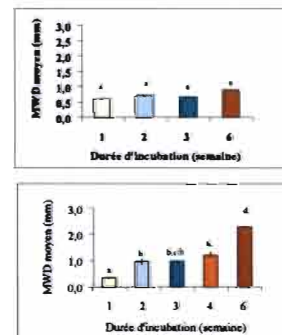


Figure 3 : Valeurs de MWD des sols témoins (en haut) et inoculés (en bas) après 1 à 6 semaines d'incubation.

Cependant, quel que soit le système considéré (croûtes microbiotiques, dunes de sables ou mattes microbiennes) les résultats traduisent plutôt une évolution à long terme de l'action des cyanobactéries sur les particules minérales. Il existe très peu de travaux portant sur la compréhension de la dynamique à court terme de l'agrégation des particules minérales par les cyanobactéries (Rogers et Burns, 1994 ; Falchini *et al.*, 1995 ; Malam Issa *et al.*, 2007). La connaissance des différentes étapes du processus d'agrégation de particules par les cyanobactéries est nécessaire dans la perspective de l'utilisation de cette propriété pour améliorer la structure du sol.

C'est dans cette perspective que nous avons réalisé des travaux sur des agrégats organo-minéraux obtenus par inoculation de cyanobactéries dans le sol pour des périodes d'incubation variables (1 à 6 semaines ; fig. 1, encadré 4). Les résultats obtenus ont permis de comprendre l'ordre dans lequel les différents mécanismes se déroulent depuis la phase d'inoculation des cyanobactéries jusqu'à celle de la formation d'agrégats organo-minéraux (fig. 2-3, encadré 4). Le déroulement de ces mécanismes est extrêmement rapide (quelques semaines). Il débute par l'adhésion des filaments aux particules minérales isolées et l'enrobage de leurs surfaces par les sécrétions extracellulaires (fig. 2, encadré 4). Cette étape est suivie par la formation de ponts organo-minéraux entre les particules minérales contiguës (fig. 2, encadré 4). La formation d'un réseau constitué de filaments et de sécrétions extracellulaires et le piégeage de particules minérales interviennent au bout de la 4^{ème} semaine d'inoculation et l'apparition des agrégats organo-minéraux au bout de 6 semaines (fig. 2, encadré 4).

2.3. Accrétion de particules minérales et genèse de mini-profil

Les mécanismes d'agrégation décrits ci-dessus interviennent à l'intérieur du profil de sol sur des épaisseurs pouvant atteindre 1 cm. La description des profils de sols favorables à un fort développement des micro-organismes, c'est-à-dire les sols dont la topographie ou le

couvert herbacé permet l'accumulation de particules fines, a permis de prospecter en profondeur l'action des filaments et des produits de sécrétion (Malam Issa, 1999 ; Malam Issa *et al.*, 1999). Ces profils se caractérisent par la succession de couches riches en particules minérales souvent grossières, et de couches riches en éléments plus fins, organiques et minéraux. La genèse de ces mini-profils est interprétée comme étant le résultat d'apports successifs de particules minérales (transportées par le vent ou les eaux de ruissellement) et de rétention et stabilisation de ces particules par les filaments et les produits de sécrétion d'abord en surface et ensuite en profondeur. Les cyanobactéries vivant sur quelques millimètres d'épaisseur dans les sols (*Microcoleus* et *Schizothrix*) jouent un rôle particulièrement important dans la stabilisation et la rétention des particules en profondeur. Ces micro-organismes sont, en effet, capables de se déplacer entre quelques micromètres à quelques millimètres de profondeur, à la faveur de la sécrétion de mucilage accompagnée d'un abandon de gaines. Ainsi contribuent-ils, au sein du profil, à l'apport de matière organique active dans les liaisons entre les particules.

3. Conséquences des interactions entre les particules du sol et les micro-organismes sur le fonctionnement du sol

Je viens d'exposer les relations mutuelles qui existent entre les micro-organismes et les particules minérales au sein des croûtes microbiotiques. Dans cette partie, seront abordées les propriétés physiques et le fonctionnement du sol qui découlent de ces relations. À quel point la stabilité structurale, la porosité, le comportement vis-à-vis de l'eau (dessiccation/réhydratation) et les propriétés hydrodynamiques des sols portant des croûtes microbiotiques sont-ils dépendants des propriétés des constituants organiques ? Quelle est l'incidence de ces actions sur la stabilisation de la surface du sol à l'échelle de la placette, de la parcelle et du paysage ? Dans quel intervalle de temps l'action des cyanobactéries et de leurs produits de sécrétions se révèle t-elle efficace pour la stabilisation des particules?

Ce sont là les multiples questions auxquelles nous allons tenter d'apporter des éléments de réponse sur la base de l'analyse des interactions entre les micro-organismes et les particules du sol présentées ci-dessus.

3.1. Stabilisation de la surface

La formation des agrégats organo-minéraux est une des conséquences les plus remarquables des interactions entre les micro-organismes et les particules minérales du sol. Ce paragraphe sera consacré à l'exposé des résultats relatifs à la stabilité de ces agrégats et l'incidence de celle-ci sur la stabilisation de la surface du sol.

La stabilité des agrégats résultant de l'action des cyanobactéries a été évaluée par les tests de stabilité structurale préconisés par Le Bissonnais (1996). Ces tests de stabilité structurale sont destinés à rendre compte du comportement des agrégats dans les conditions hydriques, climatiques et structurales rencontrées à la surface du sol. Nous les avons appliqués sur trois types d'agrégats : (i) des agrégats naturels prélevés à la surface des sols encroûtés, (ii) des agrégats artificiels obtenus par inoculation de cyanobactéries dans le sol et (iii) des agrégats dépourvus de cyanobactéries issus des horizons de sols sans croûtes (Malam Issa, 1999 ; Malam Issa *et al.*, 2001a ; Malam Issa *et al.*, 2007 ; Maqubela *et al.*, 200X).

Les résultats montrent que les agrégats des surfaces encroûtées ont une stabilité plus élevée que celle des agrégats dépourvus de cyanobactéries (Malam Issa, 1999 ; 2001a). Les valeurs de l'indice de stabilité (MWD, Mean Weight Diameter) obtenues sur les agrégats des sols encroûtés permettent de les classer parmi les surfaces très stables avec un risque d'encroûtement physique nul (cf. valeurs théoriques données par Le Bissonnais, 1996). Les corrélations positives obtenues entre les valeurs de l'indice de stabilité (MWD, Mean Weight Diameter) et la teneur en carbone organique total des échantillons montrent que les cyanobactéries et leurs produits de sécrétion sont les principaux acteurs de cette forte stabilité des agrégats vis-à-vis des tests.

Les résultats obtenus sur des agrégats artificiels, issus de l'inoculation de cyanobactéries pour des périodes d'incubation variables (1 à 6 semaines), montrent que l'action des cyanobactéries et de leurs produits de sécrétion apparaît de façon graduelle (fig. 3, encadré 4). La résistance des agrégats vis-à-vis des tests de stabilité apparaît dès la 4^{ème} semaine d'inoculation pour atteindre des valeurs comparables à celles des croûtes microbiotiques naturelles au bout de la 6^{ème} semaine d'inoculation (Malam Issa *et al.*, 2007). L'action d'agrégation de particules minérales par les cyanobactéries semble cependant moins efficace lorsque le sol inoculé porte des semis. Cela a été vérifié par des expériences d'inoculation de cyanobactéries réalisées en présence de maïs semés en pots sous une serre (Maqubela *et al.*, 200X). Les valeurs de stabilité obtenues dans ces conditions sont en effet inférieures à celles obtenues en laboratoire. Cette différence est probablement liée aux conditions expérimentales qui intègrent les interactions entre, d'une part les cyanobactéries et les plantes supérieures et, d'autre part, les cyanobactéries et les autres micro-organismes du sol. La durée nécessaire au recouvrement de la stabilité structurale des systèmes naturels est d'environ 2 à 100 ans (Cole, 1990 ; Johansen *et al.*, 1993; Belnap, 2003). Des données intégrant les interactions avec les plantes supérieures, les autres micro-organismes et les conditions physico-chimiques naturelles sont néanmoins nécessaires avant toute généralisation des résultats obtenus en laboratoire.

De façon générale, les résultats de test de stabilité démontrent l'efficacité de l'action des cyanobactéries et de leurs produits de sécrétion dans la stabilisation des particules du sol à l'échelle de l'agrégat pour un état structural donné (encadré 4). Ils constituent un indicateur du rôle que peuvent avoir ces micro-organismes sur la limitation des quantités des matériaux détachables par les agents érosifs. L'utilisation de ces résultats pour expliquer l'érosion du sol à l'échelle d'une parcelle voire du bassin versant ou du paysage doit être appuyée par des mesures sous pluies simulées ou naturelles.

Encadré 5

Les associations organo-minérales dans les croûtes microbiotiques. Comportement vis-à-vis de l'eau

Projet Jachère, financement CE, Thèse O. Malam Issa (1999); (Malam Issa et al., 1998; 2001c; 200X)

Le comportement des associations organo-minérales vis-à-vis de l'eau a été étudié au travers de mesures de caractéristiques physiques (rétention d'eau et porosité totale) et de suivi des modifications micromorphologiques sur des échantillons de croûtes microbiotiques dans des conditions d'humidité différentes. Ces modifications ont été visualisées grâce au Meb et au cryo-Mebec (Meb équipé d'un système de préparation des échantillons par congélation-lyophilisation et d'un canon à émission de champ).

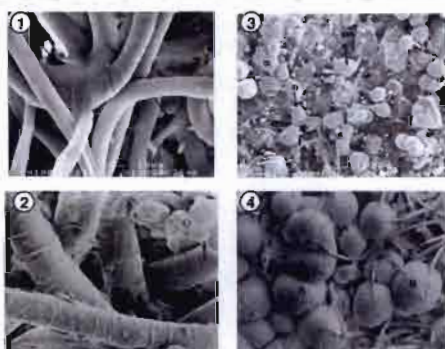


Figure 1 : Vues au Meb et au cryoMebec des cyanobactéries filamenteuses et des cyanobactéries du genre *Nostoc* à l'état sec (photos 1 et 3) et réhumecté (photos 2 et 4).

Tableau 1 : Comparaison entre les capacités de rétention d'eau par les croûtes, les horizons sous-jacents et les horizons sans croûtes (valeurs moyennes exprimées en % pondéral).

	pF 2,5	pF 4,2
Croûtes microbiotiques	7 à 36	2 à 21
Horizons sous-jacents aux croûtes	3	2 à 3
Horizons dépourvus de croûtes	4	2

Les mesures de rétention d'eau réalisées à pF 2,5 ont montré que les sols portant des croûtes microbiotiques possèdent une capacité de rétention d'eau atteignant 36 % en masse, contre 4 % au maximum pour des sols qui en sont dépourvus (tableau 1). Cette capacité de rétention d'eau est rapportée aux constituants polysaccharidiques des croûtes, dotés d'une grande capacité d'absorption d'eau par gonflement. Les échantillons réhumectés observés au cryo-Mebec (photos 2 et 4, fig. 1) montrent, par comparaison avec les échantillons secs (photos 1 et 3, fig. 1), un accroissement de la taille des micro-organismes.

Les résultats de porosimétrie au mercure montre une différence de volume poral entre les horizons portant une croûte microbiotique suffisamment développée et les horizons portant une croûte microbiotique récente ou n'en portant pas du tout (fig. 2). Cette différence est liée à la présence des pores résultant du développement des filaments, des produits de sécrétion et de leurs associations avec les particules minérales (fig. 3 et 4).

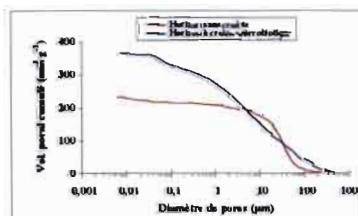


Figure 2 : Courbes d'entrée du mercure : comparaison entre un horizon à croûte microbiotique et un horizon sans croûte.



Figure 3 : Vues d'ensemble (à gauche) et de détail (à droite) au Meb de la surface d'une croûte microbiotique. Noter la présence des pores liés à la disposition des filaments (flèches).

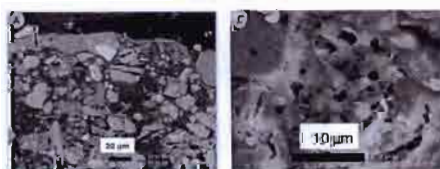


Figure 4 : Vues d'ensemble (A) et de détail (C) du profil d'une croûte microbiotique au Meb. Noter la présence des corps organiques poreux.

Au total, le comportement des associations organo-minérales des croûtes microbiotiques vis-à-vis de l'eau se traduit par une rétention de l'eau liée au gonflement des matériaux organiques. Ce gonflement conduit, à partir d'un certain seuil de rétention d'eau, à la fermeture d'une partie des pores et engendre le ruissellement.

L'efficacité de la formation des agrégats organo-minéraux par les cyanobactéries sur la résistance à l'érosion des sols et la stabilité des surfaces colonisées a été mesurée *in situ* sous pluies naturelles (Malam Issa *et al.*, 1998 ; Malam Issa, 1999). Les résultats obtenus montrent des taux d'érosion sur les surfaces portant des croûtes microbiotiques sensiblement inférieurs à ceux obtenus sur les surfaces nues. Les interactions entre les micro-organismes et les particules du sol se traduisent par la formation de structures stables qui limitent les quantités de matériaux détachables par la pluie.

3.2. Évolution de la porosité

L'action de cyanobactéries sur la structure superficielle de sols portant des croûtes microbiotiques se traduit également par un réseau poral spécifique. Nous présentons ici des résultats relatifs à la géométrie et la nature des pores de ce réseau obtenus grâce au porosimètre à mercure et à l'analyse micromorphologique (encadré 5).

Le réseau poral des sols portant des croûtes microbiotiques se caractérise par un volume plus important et une gamme de porosité beaucoup plus étalée comparé à celui des horizons de sols sans croûtes (fig. 2, encadré 5). Ceci est interprété comme étant la conséquence de la présence au sein de sols encroûtés d'une gamme de pores absente dans les horizons sans croûte (fig. 2-3, encadré 5). Cette gamme de pores a été identifiée grâce à l'analyse micromorphologique. Elle regroupe les pores développés entre les agrégats organo-minéraux et entre les constituants organiques des croûtes, dont la taille est comprise entre 1 et 50 μm . La formation de ces pores est liée aux interactions hydrophobes s'exerçant entre les surfaces organiques elles-mêmes et entre les surfaces organiques et minérales, qui sont responsables du mode d'adhésion des éléments figurés (filaments et surfaces minérales) et donc de leur organisation spatiale. Leur présence ne peut qu'affecter la circulation de l'eau au sein du sol.

3.3. Influence sur la capacité de rétention d'eau

La modification des propriétés de rétention en eau est aussi une des conséquences de l'association des micro-organismes et des particules minérales dans l'horizon superficiel des sols encroûtés. Les mesures réalisées à l'aide de la presse à membrane de Richards ont montré l'efficacité de cette rétention. La capacité de stockage d'eau des échantillons des croûtes microbiotiques soumis à des valeurs de pF correspondant à la capacité au champ est, en effet, 4 à 5 fois plus élevée que celle des échantillons de sol témoin (tableau 1, encadré 5). Cette propriété est illustrée par l'observation du comportement d'échantillons de croûtes microbiotiques dans différentes conditions d'humidité. Les échantillons réhumectés montrent, par comparaison avec les échantillons secs, une augmentation du diamètre des micro-organismes présents (fig. 1, encadré 5). Ceci est la conséquence de la capacité des constituants organiques et des associations organo-minérales à absorber de l'eau, par suite d'une simple humectation, et à retenir énergiquement celle-ci grâce à des forces intenses de capillarité.

3.4. Influence des micro-organismes sur le ruissellement à la surface de sols

L'impact des associations organo-minérales décrites au sein des croûtes microbiotiques sur la circulation de l'eau reste un phénomène mal connu. Les résultats obtenus par différents auteurs sont parfois contradictoires : pour certains, les croûtes microbiotiques ont un impact favorable sur l'infiltration (Loope et Gifford, 1972 ; Belnap et Gardner, 1993 ; Pérez, 1997 ; Gaskin et Gardner, 2001) ; pour d'autres, la présence de croûtes microbiotiques est défavorable (Kidron *et al.*, 1999 ; Eldridge *et al.*, 2000 ; Li *et al.*, 2002 ; Maestre *et al.*, 2002 ; Yair, 2003) ou sans aucune influence (Eldridge et Kinnell, 1997 ; Williams *et al.*, 1999) vis-à-vis de l'infiltration de l'eau.

Les résultats que nous avons obtenus montrent une augmentation du ruissellement, et donc une diminution de l'infiltration, sur les parcelles couvertes de croûtes microbiotiques (Malam Issa *et al.*, 1998 ; 200X ; Malam Issa 1999). Le fort ruissellement à la surface des croûtes microbiotiques serait une conséquence de la présence des pores spécifiques décrits ci-dessus (cf. paragraphe II.3.2) . La géométrie et le fonctionnement de ces pores dépendent, en effet, du comportement des agrégats organo-minéraux vis-à-vis de l'eau. L'augmentation du ruissellement observée ici est interprétée comme une conséquence d'un certain refus de l'infiltration résultant d'une fermeture relative des pores du sol par gonflement des matériaux organiques (fig. 1, encadré 5).

4. Conclusion sur les interactions entre les micro-organismes et les particules minérales

Les interactions entre les micro-organismes et la phase solide de la surface du sol aboutissent à la formation d'agrégats organo-minéraux incluant des particules minérales et des filaments de cyanobactéries et de polymères extracellulaires. Cette action des organismes vivants et de leurs produits de sécrétion au sein des croûtes est liée à la réactivité connue de la fraction organique vis-à-vis de la fraction minérale, mais aussi à certaines propriétés physico-chimiques aux interfaces entre les particules minérales et organiques. Elle confère à la partie superficielle du sol, colonisée par les micro-organismes, les propriétés d'une surface favorable au ruissellement et celles d'un tissu continu présentant une cohésion et une capacité d'absorption d'eau significativement différente de celle du niveau sous-jacent ou du sol non colonisé.

III. Interactions entre l'eau et les particules minérales à la surface du sol

Nous rappelons que dans cette partie du mémoire l'eau est prise dans un sens qui regroupe l'eau de pluies qui ruisselle à la surface et/ou s'infiltré dans le sol, et l'eau qui est absorbée retenue dans les capillaires ou au sein de certains constituants organiques du sol. Quant au terme de particules minérales, il désigne ici le squelette et le plasma ou fractions minérales fines et grossières qui constituent la surface du sol.

La libération de l'énergie cinétique d'une goutte de pluie à son point d'impact, situé à la surface du sol, est à l'origine de nombreux processus affectant les particules de cette surface, à savoir le détachement et la désagrégation suivis du transport des particules sur une certaine distance (Farres, 1987 ; Moore et Singer, 1990 ; Proffitt et Rose, 1991 ; Kinnell, 2005). Ces processus représentent le premier stade de l'érosion diffuse et sont impliqués dans la formation des croûtes physiques à la surface du sol. A l'inverse, l'infiltration de l'eau ou sa rétention dans le sol, ainsi que son écoulement à la surface du sol dépendent de la nature des particules du sol et de leur organisation ou réorganisation. Par exemple la formation de croûtes physiques à la surface des sols entraîne la diminution de l'infiltration (Boiffin et Monnier, 1986 ; Malam Issa *et al.*, 2004).

Cette partie du mémoire tâchera d'illustrer les processus mis en jeu dans les interactions entre les particules du sol et l'eau, notamment ceux à l'origine ou résultant de la formation des croûtes (détachement, désagrégation et déplacement de particules et variation des caractéristiques structurales et hydrodynamiques). Les résultats qui seront discutés se basent sur des travaux réalisés sous pluies simulées en laboratoire et sur le terrain. Les premiers travaux portent sur les processus érosifs à la surface d'un sol sableux très sensible à la battance (Malam Issa *et al.*, 2002, 2006). Les seconds sont relatifs à la formation des

croûtes structurales sur deux sols de texture et de susceptibilité à la battance contrastées (Malam Issa *et al.*, 2004).

1. Érosion diffuse, désagrégation, détachement et déplacement de particules à la surface du sol

L'érosion diffuse est la somme des processus élémentaires qui regroupent le détachement, la mise en mouvement, le transfert et le dépôt de particules à la surface du sol (Meyer, 1981 ; Rose *et al.*, 1983 ; Sharma, 1996). Elle est causée par l'action combinée de la pluie et du ruissellement qui sont à la fois les agents de la mise en mouvement et du transfert de particules (Leguedois, 2003). La mise en mouvement et le transfert de particules par les gouttes de pluies ou splash est le seul agent de déplacement de particules et de la réorganisation de la surface du sol en l'absence du ruissellement, comme au début d'un événement pluvieux (De Ploey et Savat, 1968 ; Wainwright *et al.*, 1995 ; Planchon *et al.*, 2000). L'importance relative des différents processus de l'érosion diffuse dépend des caractéristiques de la pluie (taille des gouttes, intensité et hauteur d'eau ; Meyer, 1981 ; Römkens *et al.*, 2001), des propriétés intrinsèques du sol (texture, stabilité structurale, densité, état hydrique... ; Le Bissonnais *et al.*, 1993 ; Le Bissonnais, 1996) et de son état de surface (pente, couvert végétal, type et importance de l'encroûtement de surface, hauteur de la lame d'eau détenue à la surface du sol... ; Proffitt *et al.*, 1991). Les caractéristiques de la pluie déterminent l'action érosive de la goutte d'eau et celle de la lame d'eau ruisselante ; les propriétés du sol et son état de surface quant à eux contrôlent la résistance au détachement ou la transportabilité des particules du sol.

Mes travaux de recherche dans le domaine de l'érosion diffuse ont porté sur la prise en compte de l'influence des états de surface du sol sur la variabilité des processus érosifs, notamment la présence d'une croûte superficielle ou d'une lame d'eau (Malam Issa *et al.*, 2002, 2006). Je me suis également intéressé à la sélectivité de ces processus vis-à-vis de

particules détachées à la surface du sol lors d'un évènement pluvieux (Malam Issa *et al.*, 2002, 2006). Ces travaux constituent une contribution à l'amélioration des modèles d'érosion hydrique, en particulier les modèles à base physique. Les capacités de ces modèles à reproduire l'hétérogénéité spatiale et la dynamique temporelle des propriétés d'érodibilité sont, en effet, limitées par la compréhension des processus érosifs élémentaires (Jetten *et al.*, 1999 ; Favis-Mortlock *et al.*, 2000 ; 2001). Les résultats qui seront discutés ici apportent une réponse à la connaissance des processus érosifs à l'interface sol/lame d'eau ruisselée et démontrent l'intérêt du choix de l'échelle des mesures des processus érosifs dans une perspective de modélisation du ruissellement et de l'érosion (Malam Issa *et al.*, 2006).

1.1. Les états de surface du sol et la variabilité des processus érosifs

Les processus érosifs à la surface du sol varient selon les états de surface : pente couvert végétal, rugosité, type et importance de l'encroûtement de surface, hauteur de la lame d'eau détenue à la surface du sol,... Nous abordons ici l'influence de la présence d'une lame d'eau et le développement de croûtes physiques au travers des résultats de deux expériences réalisées à l'échelle d'une placette de 0,25 m² sous des pluies simulées d'une intensité de 70 mm/h et d'une durée d'environ 1h (Malam Issa *et al.*, 2002 ; 2006). Le matériel étudié est un sol sableux dont la stabilité structurale est faible. Une croûte physique structurale puis une croûte d'érosion se développent à sa surface au bout de quelques minutes de pluie (fig. 1, encadré 6).

La première expérience a été réalisée avec une pente de 0 %. Le développement d'une croûte de battance et la saturation de la porosité du sol conduisent à la détention de l'eau à la surface du sol. La masse de particules mobilisées par le splash diminue au fur et à mesure que l'épaisseur de la lame d'eau augmente (fig. 2, encadré 6). Cette phase est interprétée comme étant celle de la formation de la croûte sous l'impact des gouttes de pluie.

La phase finale de la formation de la croûte se traduit par une lame d'eau d'épaisseur constante et est accompagnée par un taux de mobilisation de particules constant (fig. 2, encadré 6). La taille moyenne des particules mobilisées par les gouttes de pluie, en présence d'une lame d'eau, est supérieure à la taille moyenne des particules du sol et augmente avec l'épaisseur de la lame d'eau. Ce sont donc les particules grossières qui sont préférentiellement mobilisées (fig. 3, encadré 6).

Dans la deuxième expérience, la surface expérimentale a été inclinée de 5 %. Cela a permis d'observer l'influence de la formation de croûtes sur la variabilité des processus érosifs en présence d'une lame d'eau de faible épaisseur. La mobilisation de particules par les gouttes de pluie augmente avant l'apparition du ruissellement, puis diminue (Malam Issa *et al.*, 2002 ; 2004). La charge solide du ruissellement montre une évolution similaire à celle de la masse de particules mobilisées par les gouttes de pluie (Malam Issa *et al.*, 2002 ; 2004).

Au total, la formation d'une lame d'eau et d'une croûte à la surface du sol se traduisent par une diminution de la masse de particules transférées par le splash. Ces résultats rendent compte de l'effet protecteur de la lame d'eau et de l'augmentation de la résistance au détachement liée à la formation de croûte à la surface du sol. L'influence de la répartition de ces états de surface à l'échelle de la parcelle sera abordée dans le paragraphe suivant, au travers d'une comparaison entre des mesures réalisées sur des surfaces expérimentales de 0,25m² et 40 m².

Encadré 6

Variabilité spatiale et temporelle de la taille et de la quantité de particules du sol détachées par le splash et l'érosion diffuse : influence des états de surface du sol

Programme RIDES financement PNRH
Post-doc O. Malam Issa; Malam Issa et al. 2002; 2006

L'objectif de ce travail est d'étudier l'influence des états de surface du sol, i.e. la présence d'une croûte superficielle ou d'une lame d'eau, sur la distribution granulométrique et la quantité de particules détachées par les gouttes de pluie et l'érosion diffuse lors d'un événement pluvieux.

Le sol étudié est un sol sableux du Sénégal très sensible à la battance. Les expérimentations ont été réalisées sous des pluies simulées d'une intensité de 70 mm/h, sur le terrain sur une parcelle de 40 m² et au laboratoire, sur un bac de 0,25 m². Après la simulation de la pluie la surface du sol est partagée entre des croûtes d'érosion (zones sombres, fig. 1, à droite) et des croûtes structurales (zones claires, fig. 1, à gauche). Ces croûtes se développent à la surface du sol au bout de quelques minutes de pluie (fig. 1).



Figure 1 : Vues de la surface du sol. Avant la simulation de pluie (à gauche). Après la simulation de pluie (à droite).

La mise en mouvement des particules par le splash est expliquée par l'évolution de l'état de surface. Ici, nous montrons l'influence de l'absence ou de la présence d'une lame d'eau.

La quantité de particules détachées par le splash augmente entre le début de la pluie et l'apparition du ruissellement diffus. Cette augmentation est liée à la disponibilité de particules facilement mobilisables, c'est-à-dire déjà détachées. Ensuite, elle diminue progressivement au cours de l'événement pluvieux en relation avec le réarrangement des particules (formation d'une croûte; fig. 2, à gauche) ou l'accroissement de l'épaisseur de la lame d'eau (fig. 2, à droite).

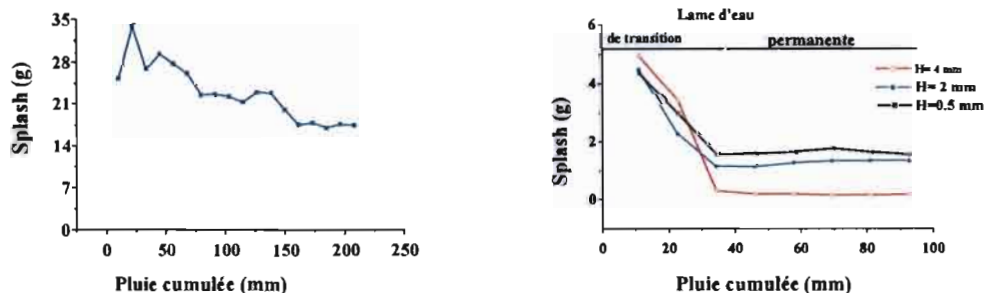
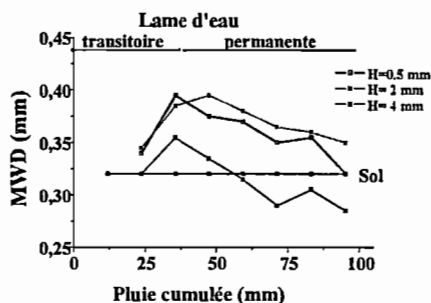


Figure 2 : Courbe d'évolution de la masse de splash sur le bac de 0,25 m². A gauche en l'absence d'une lame d'eau. A droite en présence d'une lame d'eau de 0,5, 2 et 4 mm d'épaisseur.



La présence d'une lame d'eau à la surface du sol se traduit par une sélectivité du splash en faveur des particules grossières (fig. 3). La taille des particules mobilisées diminue avec l'augmentation de l'épaisseur de la lame d'eau (fig. 3).

Figure 3 : Courbe d'évolution de la taille de particules transportées par le splash sur le bac de 0,25 m² en présence d'une lame d'eau de 0,5, 2 ou 4 mm d'épaisseur.

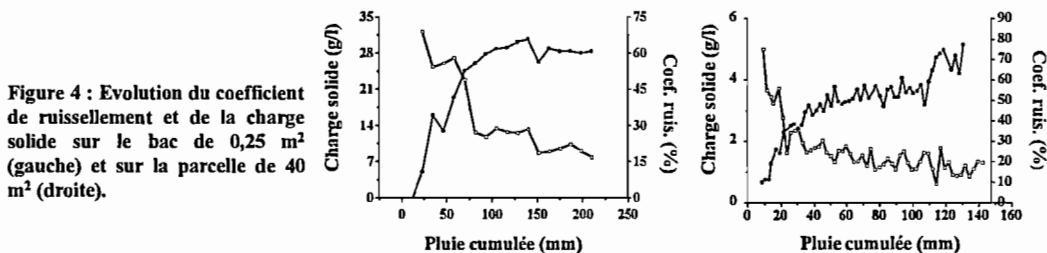


Figure 4 : Evolution du coefficient de ruissellement et de la charge solide sur le bac de 0,25 m² (gauche) et sur la parcelle de 40 m² (droite).

Le coefficient de ruissellement montre une évolution similaire entre les mesures au champ et celles au laboratoire (fig. 4). Au contraire, l'évolution de la charge solide du ruissellement montre des valeurs relativement élevées (5 à 30 g/l; fig. 4, à gauche) au laboratoire comparée à celles obtenues au champ (0,5 à 5 g/l; fig. 4, à droite).

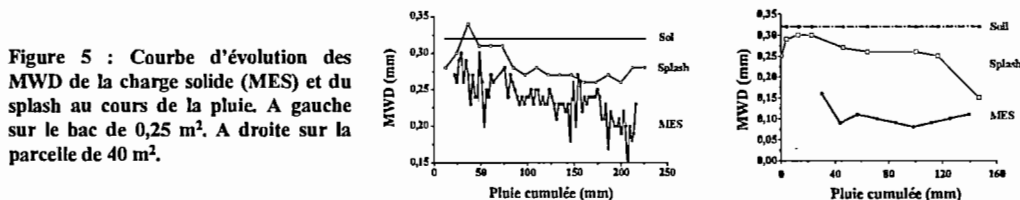
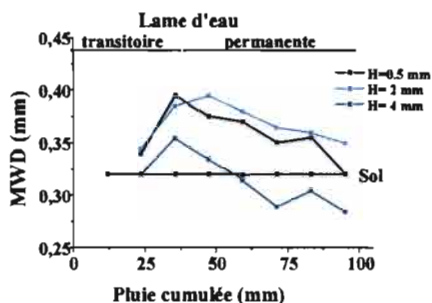


Figure 5 : Courbe d'évolution des MWD de la charge solide (MES) et du splash au cours de la pluie. A gauche sur le bac de 0,25 m². A droite sur la parcelle de 40 m².

La taille de particules mobilisées par le splash et celle de particules constituant la charge solide sur les placettes de 0,25 m² ne montrent pas de différence significative (fig. 5, à gauche). Au contraire, la charge solide du ruissellement recueillie au champ semble être constituée de particules plus fines que les particules mobilisées par le splash (fig. 5, à droite).

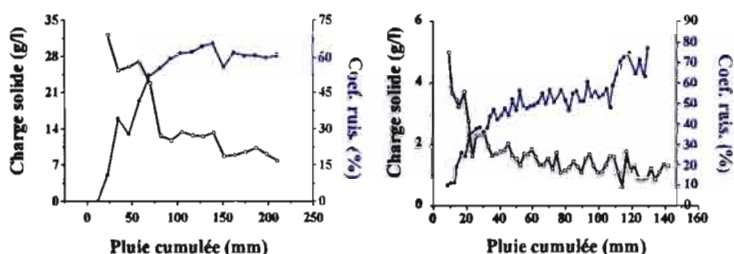
Les résultats présentés ici montrent la sélectivité granulométrique des processus érosifs et leur variabilité selon l'échelle de mesures. Comparé au bac expérimental de 0,25m², la surface ayant fait l'objet des expérimentations au champ (40 m²) se caractérise par une grande hétérogénéité de l'état de surface. Celle-ci influence le régime hydrodynamique et conduit à une sélectivité des particules constituant la charge solide du ruissellement. Les données sur l'hétérogénéité et la sélectivité des processus érosifs sont nécessaires dans une perspective de modélisation du ruissellement et de l'érosion.



La présence d'une lame d'eau à la surface du sol se traduit par une sélectivité du splash en faveur des particules grossières (fig. 3). La taille des particules mobilisées diminue avec l'augmentation de l'épaisseur de la lame d'eau (fig. 3).

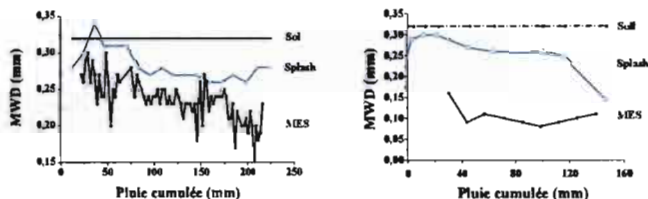
Figure 3 : Courbe d'évolution de la taille de particules transportées par le splash sur le bac de 0,25 m² en présence d'une lame d'eau de 0,5, 2 ou 4 mm d'épaisseur.

Figure 4 : Evolution du coefficient de ruissellement et de la charge solide sur le bac de 0,25 m² (gauche) et sur la parcelle de 40 m² (droite).



Le coefficient de ruissellement montre une évolution similaire entre les mesures au champ et celles au laboratoire (fig. 4). Au contraire, l'évolution de la charge solide du ruissellement montre des valeurs relativement élevées (5 à 30 g/l; fig. 4, à gauche) au laboratoire comparée à celles obtenues au champ (0,5 à 5 g/l; fig. 4, à droite).

Figure 5 : Courbe d'évolution des MWD de la charge solide (MES) et du splash au cours de la pluie. A gauche sur le bac de 0,25 m². A droite sur la parcelle de 40 m².



La taille de particules mobilisées par le splash et celle de particules constituant la charge solide sur les placettes de 0,25 m² ne montrent pas de différence significative (fig. 5, à gauche). Au contraire, la charge solide du ruissellement recueillie au champ semble être constituée de particules plus fines que les particules mobilisées par le splash (fig. 5, à droite).

Les résultats présentés ici montrent la sélectivité granulométrique des processus érosifs et leur variabilité selon l'échelle de mesures. Comparé au bac expérimental de 0,25m², la surface ayant fait l'objet des expérimentations au champ (40 m²) se caractérise par une grande hétérogénéité de l'état de surface. Celle-ci influence le régime hydrodynamique et conduit à une sélectivité des particules constituant la charge solide du ruissellement. Les données sur l'hétérogénéité et la sélectivité des processus érosifs sont nécessaires dans une perspective de modélisation du ruissellement et de l'érosion.

1.2. Influence de l'échelle des mesures

Nous abordons l'influence de l'échelle des mesures sur la variabilité des processus érosifs en comparant des mesures à l'échelle d'une parcelle expérimentale de 40 m² et des mesures en laboratoire sur une surface expérimentale de 0,25 m² (Malam Issa *et al.*, 2002 ; 2006). Les expérimentations ont été réalisées sous des pluies simulées d'une intensité de 70 mm/h et d'une durée variant de 1 à 2h. Elles ont consisté en la mesure de la lame d'eau et de la charge solide du ruissellement ainsi que celle de la masse et de la granulométrie de particules de sol détachées par le splash (encadré 6).

La lame d'eau ruisselée montre une évolution temporelle et des ordres de grandeur similaires entre les mesures au champ et celles en laboratoire (fig. 4, encadré 6). Les charges solides du ruissellement montrent également une évolution temporelle similaire entre les deux échelles de mesures (fig. 4, encadré 6). Cependant les valeurs de charges solides obtenues au laboratoire sont 5 à 10 fois plus élevées que celles obtenues à l'échelle de la parcelle (fig. 4, encadré 6).

Les résultats relatifs à la distribution granulométrique sont exprimés par les valeurs du diamètre moyen pondéral (MWD, Mean weight diameter) des particules de sol érodées. Les valeurs de MWD obtenues sur les placettes de 0,25 m² ne montrent pas de différence significative entre la taille de particules mobilisées par le splash d'une part et celle des particules constituant la charge solide d'autre part (fig. 5, encadré 6). Au contraire, la charge solide du ruissellement recueillie au champ semble être constituée de particules plus fines que les particules mobilisées par le splash (fig. 5, encadré 6).

Ces résultats montrent que l'action de l'énergie cinétique des gouttes de pluie semble être l'agent principal de la mise en mouvement de particules aux deux échelles de mesure. Les différences observées entre les expérimentations sur la parcelle de 40 m² et la surface

expérimentale de 0,25 m² indiquent une action du ruissellement faible, insuffisante pour assurer le transport, jusqu'à l'exutoire, des particules mobilisées localement par le splash.

1.3. Conclusion

Les travaux présentés ici ont montré la variabilité des processus érosifs en relation avec les états de surface (croûte superficielle, épaisseur de la lame d'eau détenue à la surface du sol) et l'échelle de mesures considérée. La différence observée entre le bac de 0,25 m² et la parcelle de 40 m² traduit probablement une dynamique d'évolution de la structure de la surface du sol différente entre les deux échelles de mesures. La surface ayant fait l'objet des expérimentations au champ se caractérise par une grande hétérogénéité de l'état de surface. Celle-ci influence le régime hydrodynamique et conduit à une sélectivité des particules constituant la charge solide du ruissellement. Ces résultats montrent l'intérêt du choix de l'échelle de mesure des processus érosifs dans une perspective de modélisation du ruissellement et de l'érosion.

2. Formation de croûtes structurales, hétérogénéité spatio-temporelle et évolution des propriétés hydrodynamiques du sol

La formation de croûtes sous l'action de l'eau est, comme nous l'avons évoqué au début de cette synthèse, un phénomène bien connu (Duley, 1939 ; McIntyre, 1958 ; Chen *et al.*, 1980 ; Boiffin, 1984). La désagrégation et le détachement de particules, ainsi que leur transport sur une distance variable sous l'impact des gouttes de pluie, ont été clairement identifiés comme étant des processus majeurs de la formation des croûtes (Loch, 1994 ; Le Bissonnais, 1996). De nombreux travaux de recherche ont permis (i) de hiérarchiser les processus mis en jeu dans la formation de croûtes (Boiffin et Bresson, 1987 ; Bresson et Boiffin, 1990 ; Bradford et Huang, 1992) (ii) d'élaborer une typologie des croûtes (Chen *et al.*, 1980 ; Valentin et Bresson, 1992 ; Bresson et Valentin, 1994) et (iii) d'établir un canevas

général de la genèse de croûtes (Valentin et Bresson, 1992 ; Bresson et Valentin, 1994). Celui-ci a servi d'outil de prédiction de l'infiltrabilité des sols et du risque de déclenchement de l'érosion à leurs surfaces (Boiffin, 1984 ; Casenave et Valentin, 1992). Malgré ces multiples travaux sur les croûtes, beaucoup reste à faire, en particulier dans le sens de la compréhension et de la modélisation de l'infiltration de l'eau et le risque du déclenchement de l'érosion à la surface des sols encroûtés (Slattery et Bryan, 1992 ; Assouline, 2004). La prise en compte de l'hétérogénéité spatiale et de la dynamique temporelle ainsi que la mesure des caractéristiques hydrodynamiques des croûtes constituent des verrous majeurs à cette entreprise de modélisation (Bristow *et al.*, 1995 ; Fohrer *et al.*, 1999 ; Assouline, 2004). L'hétérogénéité spatiale et la dynamique temporelle des croûtes, on le sait, découlent des boucles de rétroactions mettant en jeu les facteurs de formation, les propriétés des croûtes et les processus hydrologiques à la surface des sols (Bristow *et al.*, 1995 ; Assouline, 2004). Cette hétérogénéité se traduit par l'apparition au niveau de la surface du sol de faciès de croûtes d'origines et de caractéristiques morphologiques, structurales et hydrodynamiques différentes (croûtes structurales, croûtes de dépôt, croûtes d'érosion,... ; Fox *et al.*, 1998 ; Assouline et Mualem, 2002). La plupart des modèles utilisés pour déterminer le flux d'eau au travers des croûtes sont des modèles numériques (Moore, 1981 ; Morin et Benyamini, 1977) qui ne prennent pas en compte l'évolution des croûtes pendant et après leur formation (Diekkrüger et Bork, 1994). Un grand nombre de modèles d'infiltration (par exemple Hillel et Gardner, 1970 ; Ahuja et Swartzendruber, 1973 ; Smith *et al.*, 1999) considèrent l'épaisseur des croûtes et la conductivité hydraulique comme des caractéristiques physiques constantes, ignorant l'hétérogénéité et le caractère dynamique des propriétés de croûtes. L'utilisation de cette approche simplifiée est parfois liée à l'absence de méthodes de mesure adéquates compte tenu de la faible épaisseur des croûtes (Bridge et Silburn, 1995 ; Assouline, 2004). La baisse de la conductivité hydraulique consécutive à la formation de croûtes est liée à

la fermeture de pores qui, est elle-même, due au détachement et à la migration des particules ou à l'effondrement de la structure (McIntyre, 1958 ; Epstein et Grant, 1973 ; Fiès et Castelaogegunde, 1996 ; Panini *et al.*, 1997 ; Fox *et al.*, 2004). La prise en compte de l'hétérogénéité des croûtes dans la prédiction des flux d'eau à travers les croûtes de la surface du sol nécessite des travaux sur l'évolution conjointe des caractéristiques structurales et des propriétés hydrodynamiques (Mualem et Assouline, 1989 ; Bristow *et al.*, 1995 ; Assouline et Mualem, 2000). Les travaux sur l'infiltrabilité des croûtes sont rarement accompagnés d'une quantification des caractéristiques porales et de leur évolution temporelle (Fiès et Castelaogegunde, 1996). Les caractéristiques porales ont pu être reliées à l'infiltration d'eau à travers des sols portant des croûtes dans quelques rares cas (Pagliai *et al.*, 2004). La plupart des travaux s'appuie sur la quantification de la porosité totale ou la distribution de la taille de pores, obtenues par la mesure de la densité ou les courbes d'intrusion de mercure (Fiès et Panini, 1995). Il s'agit là de données qui ne permettent pas la connaissance de la topologie des pores, c'est-à-dire la connectivité et la continuité du réseau poral, pourtant nécessaires à l'estimation de la conductivité hydraulique des sols encroûtés.

Les travaux que je présente ici ont été effectués dans le but d'abord de permettre une meilleure connaissance de l'évolution structurale et des modifications des propriétés hydrauliques qui accompagnent la formation des croûtes à la surface du sol, ensuite de déterminer des critères de prédiction du comportement structural et hydraulique des croûtes de battance dans une optique de modélisation du ruissellement (encadré 7). Ils se basent sur l'étude de l'évolution conjointe des propriétés hydrodynamiques (conductivité hydraulique, potentiel matriciel ; Malam Issa *et al.*, 2001c ; 2004) et des caractéristiques structurales (porosité, index d'érosion ; Cousin *et al.*, 2001 ; 2005) à différents stades de la formation d'une croûte de battance.

2.1. Formation de croûtes et évolution des propriétés hydrodynamiques du sol

L'étude de l'évolution des propriétés hydrodynamiques qui accompagnent la formation de croûtes structurales à la surface du sol se base sur l'analyse de deux types de sols du bassin parisien. Le premier sol est un sol limoneux battant de Normandie ("Blosseville") et le second est un sol argilo-limoneux de Beauce (« Villamblain »). Le dispositif expérimental utilisé est composé d'un infiltromètre, le « Drip », adapté pour la circonstance à l'étude des propriétés hydriques de systèmes en évolution (fig. 1, encadré 7); il permet conjointement de "fabriquer" les croûtes et de déterminer leurs propriétés hydriques. En complément du dispositif « Drip », un simulateur de pluies a été utilisé pour obtenir une gamme complète d'évolution des états structuraux par l'application d'une énergie cinétique des pluies plus forte.

La conductivité hydraulique mesurée dans la partie du sol située au-dessous de la croûte décroît entre le stade initial et le stade final de la formation de la croûte (fig. 2, encadré 7). La tendance globale à la décroissance de la conductivité hydraulique est une caractéristique commune observée sur le sol limoneux de Blosseville et le sol argilo-limoneux de Villamblain. Cependant les deux sols se distinguent par la vitesse de décroissance de la conductivité hydraulique au cours de la formation de la croûte.

Les valeurs de la conductivité hydraulique mesurées dans la partie du sol située au-dessous de la croûte en fonction du potentiel matriciel sont ajustées à une fonction exponentielle (fig. 3, encadré 7). Les valeurs du potentiel matriciel en fonction du flux d'eau qui traverse la croûte sont ajustées à une droite (Malam Issa *et al.*, 2004). Les paramètres de ces deux fonctions sont caractéristiques des différents stades d'évolution de la croûte. L'analyse de ces paramètres est une solution alternative à la mesure directe de la conductivité hydraulique, toujours délicate sur des couches de faible épaisseur comme les croûtes.

Encadré 7

Formation de croûtes et évolution des caractéristiques structurales et des propriétés hydrodynamiques

(Post-doc O. Malam Issa; Malam Issa et al., 2004; Cousin et al., 2005)

L'objectif de ce travail est de permettre une meilleure connaissance des mécanismes de la dégradation structurale des sols et des propriétés de transfert. Il s'agit de déterminer des critères de prédiction du comportement structural et hydraulique des croûtes de battance dans une optique de modélisation du ruissellement.

L'expérimentation a été réalisée grâce au dispositif d'infiltrométrie drip (fig. 1). Ce dispositif est adapté à l'étude des propriétés hydriques de systèmes en évolution comme les croûtes de battance. Ce montage nous a permis donc conjointement de "fabriquer" les croûtes et de déterminer leurs propriétés hydrauliques. En complément, un simulateur de pluies a permis d'obtenir une gamme complète d'évolution des états de la surface du sol (tableau 1).

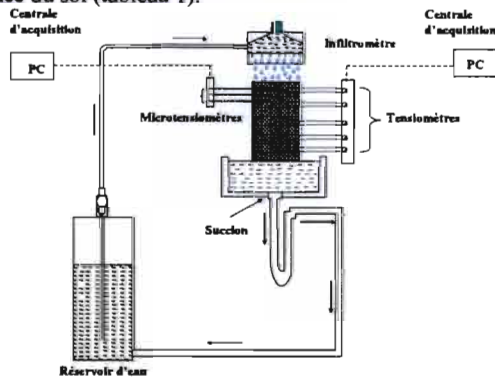


Tableau 1 : Stades de formation de croûte

Stades de formation de croûte	Infiltromètre Drip (20 mm h ⁻¹)	Simulateur de pluies (70 mm h ⁻¹)
Initial	0	0
2	2h30	0
3	20h	0
4	20h	2h
5	20h	3h

Figure 1 : Schéma simplifié du dispositif DRIP.

Sur le sol argilo-limoneux de Beauce on observe une augmentation de la conductivité hydraulique dans la première phase de formation de croûtes (stade 1 et 2; fig. 2). La conductivité hydraulique ensuite diminue à partir d'un temps d'exposition sous pluie relativement long, supérieur à 20 h, et une énergie cinétique de pluie élevée (stades 3-5; fig. 2).

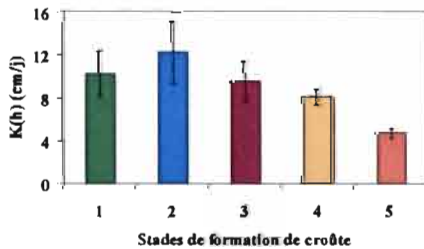


Figure 2 : Evolution de la conductivité hydraulique (K(h)) entre les différents stades de formation de croûte sur le sol argilo-limoneux de Beauce. (Les valeurs ont été calculées à partir d'une courbe d'ajustement exponentielle pour un potentiel matriciel de - 5 cm mesuré dans la croûte).

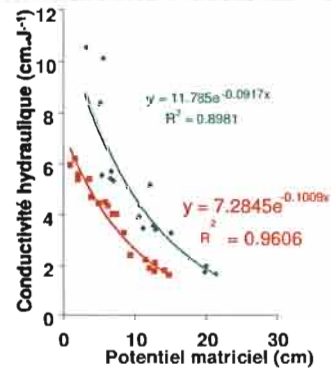


Figure 3 : Exemple de courbe d'ajustement de l'évolution de la conductivité hydraulique en fonction du potentiel matriciel.

Les profils des croûtes formés observés au microscope photonique (fig. 4, à gauche) et au MEB (fig. 4, à droite) révèlent deux caractéristiques importantes liées à l'évolution de la structure du sol : l'apparition des fissures et la dislocation des agrégats durant les premiers stades de la formation de la croûte; l'homogénéisation de la structure du sol dans le stade avancé de la formation de croûte, en relation avec la disparition des fissures, le remplissage des vides par des particules fines et la compaction.

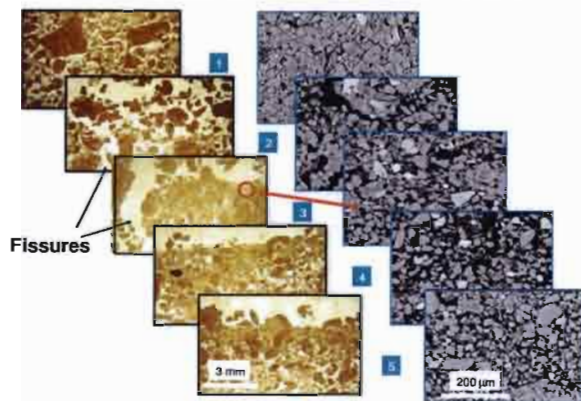


Figure 4 : Evolution de la structure de surface entre les différents stades de formation de croûte.

Ci-dessous nous présenterons des paramètres quantitatifs de la structure, à savoir : la porosité totale mesurée par l'analyse d'images (fig. 5, à droite); la porosité totale mesurée au porosimètre au mercure par la méthode classique (fig. 5, à gauche), c'est-à-dire que l'échantillon de croûte est intégralement soumis à une entrée de mercure; le seuil de percolation est mesuré aussi au porosimètre au mercure (fig. 6, à droite), mais à la différence de la méthode classique, seule la partie supérieure de la croûte est exposée à l'entrée de mercure grâce à un montage adéquat (fig. 6, à droite). Le seuil de percolation correspond au diamètre maximal qui permet la circulation de mercure au travers de la croûte.

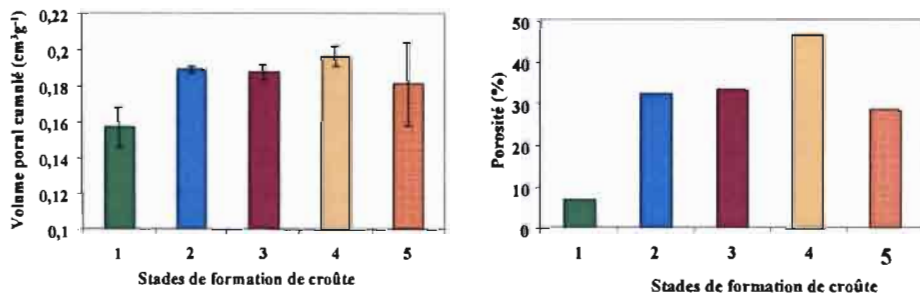


Figure 5 : Evolution de la porosité totale entre les différents stades de formation de croûte sur le sol argilo-limoneux de Beauce. Résultats de mesures obtenus : au porosimètre au mercure (à gauche) et par analyse d'images (à droite).

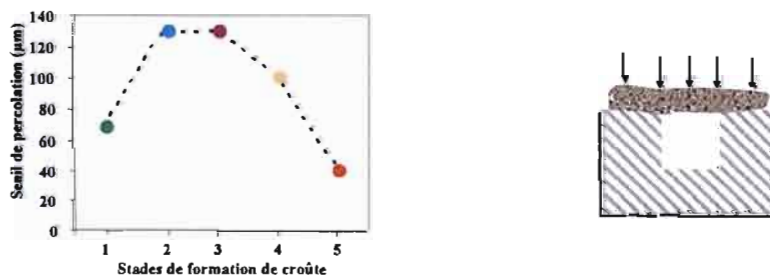


Figure 6 : Evolution du seuil de percolation entre les différents stades de formation de croûte sur le sol argilo-limoneux de Beauce. L'échantillon de croûte est posé au dessus d'un socle rigide pourvu d'une chambre (à droite). Le seuil de percolation correspond au diamètre de pores permettant le remplissage de la chambre.

Parmi les paramètres structuraux mesurés, le seuil de percolation est celui qui reflète au mieux l'évolution de la conductivité hydraulique entre les différents stades de formation de croûte.

2.2. Formation de croûtes et évolution de l'espace poral

Les travaux de recherche que je présente ici se basent sur l'utilisation de la porosimétrie au mercure, l'analyse micromorphologique et l'analyse d'images (fig. 4-6, encadré 7). Les observations micromorphologiques montrent l'apparition des fissures et la dislocation des agrégats durant les premiers stades de la formation de la croûte (fig. 4, encadré 7). Au cours des stades avancés de la formation de la croûte, les fissures disparaissent et la surface tend à s'homogénéiser par remplissage des vides par des particules fines et par la compaction (fig. 4, encadré 7).

L'évolution structurale révélée par les observations micromorphologiques a pu être quantifiée grâce à l'analyse d'images, la distribution de la taille des cordes sur les phases solide et poreuse (la distance entre deux points quelconques situés à l'interface d'une même particule solide ou d'un même pore ; Cousin *et al.*, 2005) et la porosimétrie au mercure. La décroissance de la taille des cordes sur les phases solides entre le stade initial et le stade 4 de la formation de la croûte montre de façon évidente une érosion progressive de la phase solide (Cousin *et al.*, 2005). L'augmentation inattendue de la taille de corde entre le stade 4 et 5 est probablement liée à la compaction qui tend à agglomérer les particules entre elles (Cousin *et al.*, 2005). L'évolution du volume poral total de la croûte traduit également la réorganisation des particules : une augmentation du volume poral total entre le stade initial et le stade 4 et une diminution entre le stade 4 et le stade 5 (fig. 5, encadré 7). Le seuil de percolation de la croûte, c'est-à-dire le diamètre maximal qui permet la circulation de fluide au travers de la croûte, traduit également l'évolution et la réorganisation de la surface du sol (fig. 6, encadré 7).

2.3. Relation entre les paramètres structuraux et hydrauliques caractéristiques de l'évolution des croûtes

L'évolution de la conductivité hydraulique de la croûte et de l'horizon sous-jacent à la croûte est liée à l'action mécanique des gouttes de pluie et à la dispersion de particules. Celles-ci entraînent la désagrégation des agrégats du sol et le déplacement des particules élémentaires, ainsi que la compaction de la structure. Ces effets liés à l'action des gouttes de pluie sur la structure du sol peuvent être caractérisés à différents stades de la formation des croûtes par des paramètres calculés à partir des propriétés hydrauliques (paramètres des courbes d'ajustement) ou des caractéristiques morphologiques (seuil de percolation et indice d'érosion). L'obtention de paramètres quantifiés de l'évolution structurale a permis de mettre celle-ci en relation avec l'évolution de la conductivité hydraulique. Le seuil de percolation semble être le paramètre qui explique correctement l'évolution de la conductivité hydraulique observée entre les différents stades de formation de la croûte (comparer fig. 2 et 6, encadré 7).

3. Conclusion

Les travaux de recherche présentés dans cette troisième partie ont porté sur la dynamique d'évolution de la structure et le fonctionnement hydrique de la surface du sol sous l'effet de l'impact des gouttes de pluie. Les protocoles mis au point prennent en compte la dimension temporelle dans la caractérisation de la structure d'un sol en évolution, qui constitue un des problèmes majeurs à résoudre pour la modélisation du ruissellement. L'originalité de notre approche réside dans le couplage des approches qualitative et quantitative de la morphologie du réseau poreux avec la mesure de la conductivité hydraulique. Elle a permis d'obtenir des caractéristiques porales et structurales reliées à la conductivité hydraulique de l'horizon situé sous les croûtes.

Nous nous sommes basés sur des capacités d'infiltration des croûtes formées sur des sols à un état hydrique donné et dans un système fermé. Pour disposer d'un modèle de fonctionnement hydrique du sol qui intègre la variabilité spatiale et temporelle de la dynamique d'évolution de la structure, il reste à mener des travaux complémentaires par l'étude d'un système ouvert prenant en compte le ruissellement et le transport de particules solides. En outre, il est également nécessaire d'élargir la gamme des sols étudiés et de tenir compte de l'état hydrique par l'étude de l'influence du cycle humectation/dessiccation.

IV. Variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol et transfert des polluants agricoles par le ruissellement et l'érosion diffuse

L'étude du transfert de polluants du sol vers la nappe et les eaux souterraines nécessite la prise en compte de différentes composantes du cycle de l'eau, comme le ruissellement, l'infiltration et les modalités de la vidange et de la recharge de la nappe (Baran, 1996 ; Garmouma, 1996 ; Lecomte *et al.*, 2001 ; Morvan *et al.*, 2006). Il est nécessaire d'étudier en même temps que le lessivage des polluants, les mécanismes du ruissellement et de l'érosion diffuse (Andrieux *et al.*, 1998 ; Lecomte, 1999 ; Lecomte *et al.*, 2001) ainsi que l'infiltration de l'eau dans le sol (Dousset *et al.*, 1995 ; Morvan, 2004).

Dans les précédentes parties de ce mémoire, nous avons montré, à travers des expérimentations allant de l'échelle de la particule à celle de la parcelle en passant par l'échelle des agrégats, les relations entre la formation des croûtes et les mécanismes du ruissellement, de l'érosion diffuse et de l'infiltration de l'eau dans le sol. Ici, nous abordons l'influence d'autres paramètres à l'origine de la variabilité des propriétés hydrodynamiques du sol sur une échelle d'étude plus vaste, le bassin versant. Les résultats qui sont présentés sont issus de l'étude des sols du bassin versant de la Vesle (Marne). Les différents substrats pédologiques de ce bassin versant sont bien connus (Dutil et Ballif, 1968 ; Durand, 1979 ; Ballif *et al.*, 1995) et, dans le secteur du vignoble de Champagne cartographiés. Cependant la caractérisation des propriétés hydrodynamiques et les mécanismes du transfert des polluants dans ces sols ont fait l'objet de très peu d'études (Ballif, 1999 ; Besnard, 1999 ; Besnard *et al.*, 2001). La connaissance des propriétés hydrodynamiques (Dessogne *et al.*; 2007) et le transfert des éléments traces métalliques (Marin *et al.*, 2007) dans le bassin versant de la Vesle seront donc les deux thèmes de cette partie de la synthèse de mes travaux.

Ces deux thèmes s'inscrivent dans une démarche de modélisation spatialisée du ruissellement et du transfert des éléments traces métalliques à l'échelle du bassin versant.

1. Infiltrabilité des sols viticoles dans le bassin versant de la Vesle

Les modèles spatialisés représentent des outils privilégiés pour la compréhension des pollutions diffuses liées au ruissellement (Lecomte, 1999 ; León *et al.*, 2001). Cependant leur utilisation nécessite la connaissance des propriétés hydriques et hydrodynamiques des sols qui, le plus souvent, sont obtenues à partir de mesures ponctuelles (Léonard et Andrieux, 1998 ; King *et al.*, 2003). Il se pose alors le problème de la spatialisation des données ponctuelles qui doit tenir compte de leur variabilité.

La démarche adoptée dans le cadre de nos travaux dans le bassin versant de la Vesle comprend la mesure *in situ* des capacités d'infiltration sur différentes unités de sols et la recherche des déterminants de la variabilité de cette caractéristique des sols (Dessogne *et al.*, 2007). Cette démarche se rapproche de la méthode de spatialisation des données hydriques dite « méthode hybride » qui combine l'utilisation de la carte pédologique et les mesures sur des sites ponctuels (Lagacherie et Voltz, 2000).

Nous nous sommes basés sur la carte de répartition des unités de sol dans le secteur viticole de la vallée de la Vesle (carte issue du travail de synthèse réalisé par la Chambre d'Agriculture de la Marne et le Comité Interprofessionnel des Vins de Champagne ; fig. 1, encadré 8). Cette carte montre une grande diversité de sols (16 unités de sols) dont une grande majorité (plus de 75 % des sols) appartient à un type génétique identique, la craie. Les mesures de la capacité d'infiltration sur les différentes unités de sols ont été réalisées à l'aide d'un infiltromètre de Guelph. Ces mesures ont été complétées par la collecte de données sur plusieurs paramètres liés aux propriétés hydrodynamiques des sols (texture, densité apparente, résistance à la pénétration, pratiques culturales, état de la surface du sol).

Encadré 8

Variabilité de la capacité d'infiltration des sols viticoles dans le bassin versant de la Vesle

*Projet Transpoll, financement Aqual (Région Champagne Ardenne
(Stage M2 de T. El Haddadi, 2006; Dessogne et al., 2007)*

L'objectif de ce travail est (i) de comprendre la variabilité des propriétés hydrodynamiques et (ii) de définir des unités hydrologiques homogènes qui serviront de base à la modélisation de la migration des éléments métalliques contenus dans les sols viticoles.

Les sols du bassin versant se répartissent sur 16 unités regroupant majoritairement des sols sur craie (fig. 1, à gauche). D'autres types de sols reposent sur des formations tertiaires (sables, marnes, calcaires, ...). Les capacités d'infiltration des différentes unités de sols ont été mesurées *in situ* à l'aide d'un infiltromètre de Guelph. Chaque parcelle a fait l'objet de 3 à 5 mesures. L'ensemble des données obtenues ont été analysées au moyen d'une analyse de variance (tests de Tukey et LSD de Fisher, 95 %).

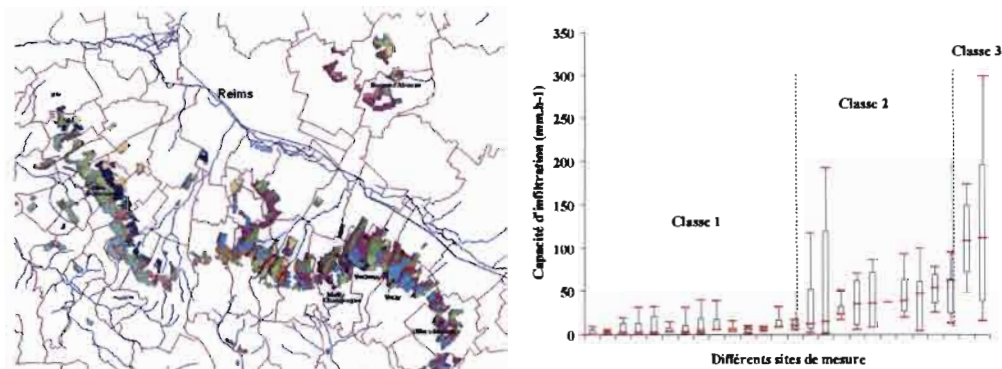


Figure 1 : A gauche un extrait de la carte de répartition des unités de sol ; à droite les valeurs de capacité d'infiltration obtenues sur les différentes unités de sol.

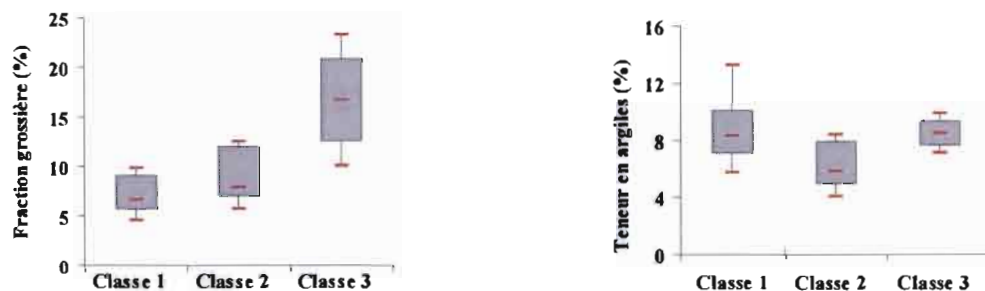


Figure 2 : Comparaison des teneurs en éléments grossiers (à gauche) et des teneurs en argiles (à droite) entre les 3 classes d'infiltrabilité.

Les valeurs de conductivité hydraulique à saturation obtenues varient de 0,1 à 300 mm.h⁻¹ et traduisent une variabilité importante indépendante des unités de sol (fig. 1). Trois classes de conductivité hydraulique significativement différentes sont mises en évidence sur la base des analyses statistiques : 0 à 10 mm.h⁻¹ (classe 1), de 10 à 60 mm.h⁻¹ (classe 2) et >100 mm.h⁻¹ (classe 3). Cette variabilité semble être relative à la teneur en argiles et en éléments grossiers des sols (fig. 2). En effet, les sols de la classe 3 se caractérisent par des proportions en éléments grossiers significativement supérieures à celles des classes 1 et 2 (12 à 25 % contre 5 à 12 %), tandis que les sols de la classe 2 montrent des teneurs en argiles significativement inférieures comparées aux autres classes (4 à 8 % pour la classe 2, 6 à 14 % pour les classes 1 et 3).

Au stade actuel de l'avancement de nos travaux, nous disposons de données complètes sur les capacités d'infiltration, la granulométrie, la densité apparente et la résistance à la pénétration. Les valeurs des capacités d'infiltration traduisent une grande variabilité qui semble indépendante des unités de sol (fig. 1, encadré 8). L'analyse de variance (ANOVA, tests de Tukey et Fisher, 95 % de confiance) des capacités d'infiltration obtenues sur l'ensemble des sols a permis de proposer un découpage en trois classes d'infiltrabilité (fig. 1, encadré 8). Ces trois classes d'infiltrabilité se distinguent aussi par leurs teneurs en argiles et en éléments grossiers (fig. 2, encadré 8). Les sols de la classe 3 se caractérisent en effet par des proportions en éléments grossiers significativement supérieures à celles des sols des classes 1 et 2, tandis que les sols de la classe 2 montrent des teneurs en argiles significativement inférieures comparées aux autres groupes. Les valeurs des mesures de la résistance à la pénétration et de la densité apparente des sols traduisent le tassement des horizons superficiels des différents sols à la suite du passage des engins agricoles (Dessogne *et al.*, 2007). Ce tassement semble être sans conséquence évidente sur les capacités d'infiltration des différents sols (Dessogne *et al.*, 2007).

Au total, les unités de sols définies dans le bassin versant de la Vesle ne constituent pas des volumes pertinents pour le découpage en unités hydrologiques homogènes. Ce découpage doit reposer sur le croisement de plusieurs paramètres caractéristiques du sol ou de son état de surface. Au stade de l'avancement de ce travail, seules les teneurs en éléments grossiers et en argiles permettent une définition de classes d'infiltrabilité. Les travaux se poursuivent dans le sens de la recherche d'autres paramètres pertinents pour la définition des unités hydrologiques homogènes, nécessaires à la modélisation des flux d'eau et de polluants dans le bassin versant de la Vesle.

2. Migration des éléments traces métalliques par l'érosion et le ruissellement

Mise à part leur origine naturelle (fond pédogéochimique), les éléments traces métalliques (ETM) dans les sols proviennent d'apports directs ou indirects liés aux activités humaines (contaminations agricoles, industrielles, atmosphériques). Dans les sols viticoles de Champagne (Besnard, 1999 ; Besnard *et al.*, 2001), comme dans les sols de plusieurs vignobles français (Ribolzi *et al.*, 2002) ou européens (Ramos et López-Acevedo, 2004; Martínez-Casasnovas *et al.*, 2005 ; Rusjan *et al.*, 2006), l'apport de matières fertilisantes et de produits anthropiques a conduit à la contamination de ces sols en éléments traces métalliques (ETM ; dont Cu, Pb, Zn). La migration superficielle c'est-à-dire par le ruissellement et l'érosion est la voie majeure de la redistribution spatiale de ces éléments dans l'environnement.

Cette partie de la synthèse de mes travaux présente une démarche de compréhension et de quantification de la migration des éléments traces métalliques par ruissellement et érosion sur les sols du bassin versant de la Vesle (encadré 9). L'objectif de cette démarche est d'établir le risque de contamination des eaux superficielles par les ETM lié aux différents sols du bassin versant. La connaissance de ce risque repose sur l'évaluation du degré de contamination des sols et leurs sensibilités au ruissellement et à l'érosion diffuse, ainsi que la mobilité des ETM. Le degré de contamination des différents sols est apprécié sur la base des teneurs totales en ETM du sol initial (fig. 1, encadré 9) et le degré de mobilité des ETM selon leur répartition géochimique dans ce sol (fig. 2, encadré 9). La susceptibilité des sols au ruissellement et à l'érosion est appréciée en fonction de leur granulométrie (fig. 1, encadré 9), leur stabilité structurale et le suivi des états de surface sous pluies simulées.

Encadré 9

Transfert des éléments traces métalliques par ruissellement et érosion diffuse dans le vignoble champenois (Marne, France).

Projet Transpoll, financement Aqual (Région Champagne Ardenne (DEA de N. Rakotobe, 2005; Marin et al., 2007)

Cette étude rentre dans le cadre du Contrat d'Objectifs AQUAL qui vise à lutter contre les pollutions diffuses dans le bassin versant de la Vesle. Elle est basée sur la détermination des propriétés hydrodynamiques et du contenu en ETM des sols et des particules érodées. L'objectif est de comprendre le comportement des ETM et leur redistribution spatiale par ruissellement et d'évaluer les risques de contamination des eaux superficielles dans le bassin versant de la Vesle.

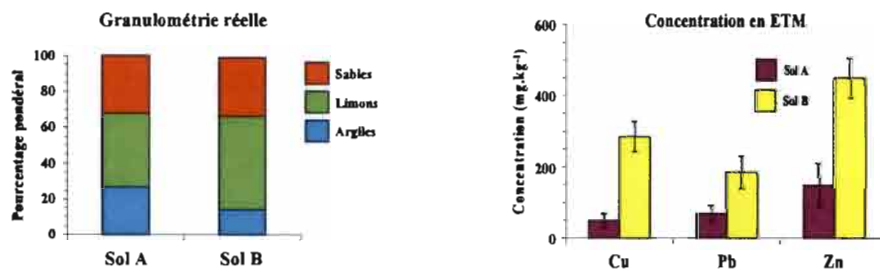


Figure 1: Distribution granulométrique (à droite) et concentration en ETM (à gauche) dans les sol A et B.

Deux sols viticoles représentatifs du bassin versant de la Vesle ont été étudiés:

- un sol limono-argilo-sableux et peu contaminé prélevé à Nogent l'Abbesse (sol A, fig. 1)
- sol limono-argileux et relativement contaminé issu de Mailly-Champagne (sol B, fig. 1).

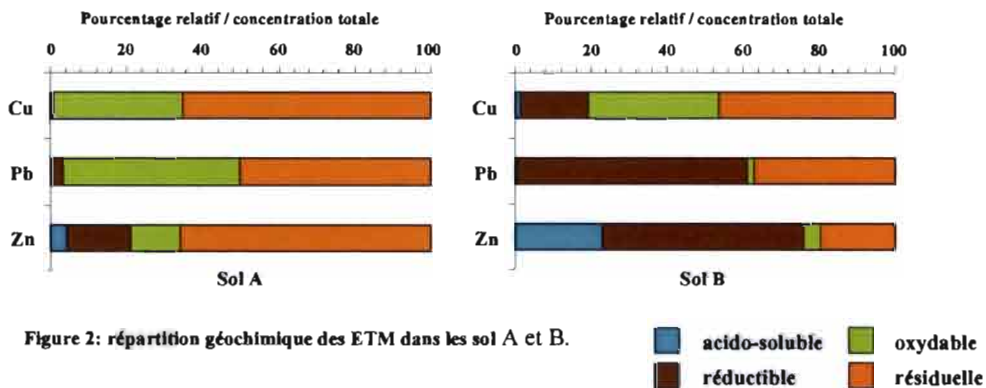


Figure 2: répartition géochimique des ETM dans les sol A et B.

■ acido-soluble ■ oxydable
■ réductible ■ résiduelle

La mobilité potentielle des éléments métalliques dans les sols peut être déterminée grâce aux procédures d'extractions séquentielles (fig. 2). Ces extractions permettent de séparer quatre fractions : acido-soluble (fraction échangeable et carbonatée), réductible (fraction liée aux oxydes de fer et manganèse), oxydable (fraction liée à la matière organique et aux sulfures) et résiduelle (fraction contenue dans les minéraux primaires). Les trois premières fractions sont susceptibles d'être mobilisées lors d'un changement des conditions environnantes tandis que la fraction résiduelle peut être considérée comme immobile.



Figure 3 : caractéristiques hydrodynamiques des deux sols.

La réponse au ruissellement des deux sols a été évaluée sous des pluies simulées. La richesse en argiles du sol A lui confère une stabilité structurale relativement élevée, et donc une faible sensibilité aux phénomènes de battance et à l'érosion (fig. 3). Le sol B est particulièrement sensible aux phénomènes de battance en relation avec sa richesse en limons (fig. 3).

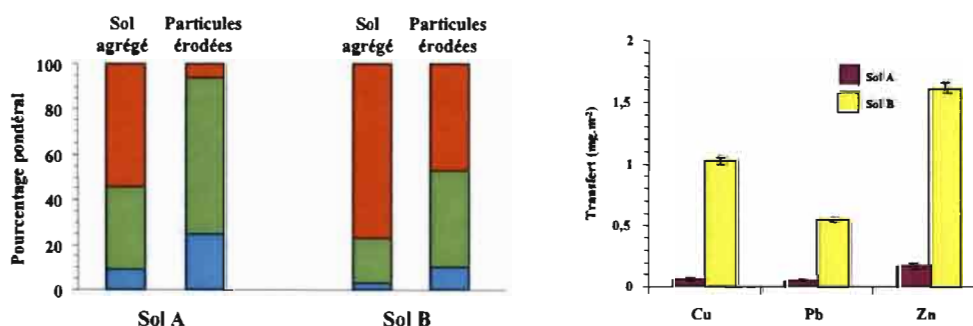


Figure 4 : granulométrie (à gauche) et teneurs en ETM (à droite) des particules érodées.

La répartition granulométrique et les concentrations totales en éléments métalliques des particules collectées ont été respectivement déterminées par diffraction laser et ICP-AES. Le matériel érodé se caractérise par une prédominance des particules et agrégats de petites tailles (50 et 95 % de particules érodées, fig. 4). La migration des ETM par l'érosion et le ruissellement est de 10 à 20 fois plus importante sur le sol B que sur le sol A (fig. 4).

En définitive le sol B présente un risque de contamination des eaux superficielles important comparé au sol A. Ceci est la conséquence du degré de contamination en ETM élevé, de la forte perte en terres et de la mobilité potentielle des ETM dans ce sol.

La quantité des ETM susceptibles d'être mobilisés lors des événements pluvieux est mesurée grâce à la quantité de matériel érodé et leurs teneurs en ETM (fig. 3-4). Les expérimentations ont été menées en laboratoire sous pluies simulées sur plusieurs sols du bassin versant. En outre, un dispositif de mesures d'érosion et de ruissellement sous pluies naturelles a également été installé sur une parcelle viticole. Ce dispositif a permis de tester l'efficacité des mesures antiérosives, comme l'enherbement des routes, sur la migration des ETM.

Les résultats obtenus sur les différents sols montrent que les ETM stockés dans les sols viticoles du bassin versant de la Vesle, héritage des différents apports et amendements, migrent en association avec le matériel particulaire (encadré 9). Cette migration dépend des propriétés hydrodynamiques des sols et de leur sensibilité à la battance. Le degré de contamination du sol initial semble jouer un rôle plus important que la nature des phases porteuses.

Les résultats de mesures de ruissellement sous pluies naturelles sur une parcelle viticole (Nogent-l'Abbesse) a mis en évidence l'influence du couvert végétal sur le ruissellement et l'érosion et donc sur la dispersion des ETM. Les volumes d'eau ruisselée et la masse de particules érodées sont en effet minimisés lorsque les routes de la parcelle sont enherbées. En revanche, le couvert végétal n'a aucune influence sur la taille des particules érodées, qui sont globalement plus fines que le matériel pédologique initial. Les éléments traces métalliques associés à ce matériel particulaire fin sont dispersés de façon différentielle en relation avec les phases chimiques porteuses.

3. Conclusion

Ces travaux ont permis de déterminer les réponses aux ruissellement et les capacités d'infiltration de certains sols du bassin versant de la Vesle, d'évaluer les degrés de contamination de ces sols par les ions métalliques et enfin de comprendre un aspect des modalités de migration des ions métalliques associés au matériel érodé. Une connaissance

plus précise des mécanismes de migration des ETM nécessitera l'étude de la répartition de ces éléments parmi les différentes phases constitutives des particules érodées. L'étude de la migration des ETM par le ruissellement et l'érosion va se poursuivre afin de compléter la gamme de données sur les différents sols du bassin versant et dans le sens de la constitution d'une base de données.

PERSPECTIVES

Perspectives

Au terme de cette synthèse, j'aimerais proposer un certain nombre de perspectives basées sur mes thématiques de recherche et en relation avec les travaux menés au sein de notre équipe de recherche (le GEGENA).

Je propose 3 programmes de recherche. Les deux premiers portent sur l'évolution de la structure du sol et ses conséquences sur son fonctionnement. Le premier projet porte sur la problématique du transfert des flux d'eau et de particules érodées et la migration de substances polluantes à la surface du sol. Ce projet s'inscrit dans la continuité des travaux sur le bassin versant de la Vesle. Il consistera en la poursuite de l'étude des mécanismes de la migration de substances polluantes en lien avec le ruissellement et l'érosion. Celle-ci sera accompagnée par la mise en place d'une approche par modélisation à l'échelle du bassin versant. Le deuxième projet de recherche consiste en une valorisation et une diversification de mes activités de recherche sur les croûtes microbiotiques dans le domaine sahélien. Il portera sur la vulnérabilité des croûtes microbiotiques et le suivi de la dégradation des sols des milieux arides sahéliens. Le troisième projet constitue une diversification de mes activités de recherche qui me rapproche des autres membres du GEGENA travaillant sur les géomatériaux. Il portera sur l'étude des encroûtements calcaires dont certains faciès sont semblables aux croûtes microbiotiques des objets modèles pour l'étude des interactions entre les particules minérales et les micro-organismes.

Migration de substances polluantes par le ruissellement et l'érosion diffuse : vers une approche par modélisation

La mise en œuvre d'une approche par modélisation pour étudier la migration des éléments traces métalliques par l'érosion et le ruissellement est envisagée en collaboration avec le BRGM et l'équipe Science du sol de l'INRA (centre de recherche d'Orléans). Nous

proposons de réaliser une validation dans le contexte champenois du modèle de transfert par le ruissellement et l'érosion hydrique, dénommé STREAM (Sealing and Transfert by Runoff and Erosion in relation with Agricultural Managment). STREAM est un modèle spatialisé de type système expert, développé à l'INRA d'Orléans (Lecomte, 1999 ; Cerdan *et al.*, 2001). Les principales caractéristiques de ce modèle, qui fonctionne à l'échelle du bassin versant et de l'évènement pluvieux, sont la prise en compte des états de surface (typologie des croûtes, couvert végétal et rugosité) dans les processus d'infiltration/ruissellement et celle des motifs agraires dans les processus de circulation de l'eau de ruissellement.

Les principales difficultés et questions scientifiques de l'adaptation de STREAM au bassin versant de la Vesle sont relatives à la disponibilité des données et l'établissement de règles de décisions adéquates pour estimer le partage entre le ruissellement et l'infiltration lors des évènements pluvieux. Les phénomènes de battance n'étant pas le facteur dominant de la réponse érosive des sols du bassin de la Vesle, nous devons établir des règles de décision spécifiques à notre contexte d'étude. Celles-ci se baseront sur les mesures de capacité d'infiltration et la recherche de déterminants pertinents de la variabilité spatiale de l'infiltrabilité des sols. Des mesures d'infiltration en laboratoire sous simulations de pluies seront nécessaires au calage des données obtenues sur le terrain. Il sera certainement utile (i) de développer des fonctions de pédo-transfert sur la base des mesures de paramètres physiques (ii) d'intégrer la variation des états de surface et (iii) de prendre en compte les pratiques culturales. Des simulations de pluies seront utilisées pour estimer la quantité de terre érodée dans les différentes classes hydrologiques et pour déterminer les pluies d'imbibition.

L'ensemble de ces résultats permettra une définition et une hiérarchisation du terrain en unités hydrologiques homogènes sur lesquelles se basera la modélisation du flux d'eau et de particules érodées.

Vulnérabilité fonctionnelle des sols et dynamique spatio-temporelle des croûtes microbiotiques face aux perturbations naturelles et anthropiques en zone sahélienne

La dégradation des sols est un problème environnemental majeur affectant la productivité des zones arides et semi-arides. Nous avons démontré que les croûtes microbiotiques des surfaces « nues » sont au contraire des facteurs favorables au maintien de la productivité dans ces zones (Malam Issa, 1999). Les micro-organismes constitutifs de ces croûtes, en majorité des cyanobactéries, possèdent des propriétés qui permettent la formation de substrats stables vis-à-vis de l'érosion (Malam Issa *et al.*, 2001a) et l'apport de nutriments (Malam Issa *et al.*, 2001b). L'apparition de ces croûtes marque le début de la dégradation des sols, leur développement en l'absence de toute forme de perturbations permet l'amélioration de la qualité des sols dégradés et leur destruction correspond à un franchissement de seuil dans le processus de dégradation des sols. Le développement et le fonctionnement de ces croûtes seront profondément affectés par le changement global et un changement d'usages des sols. Le projet de recherche que nous proposons a pour objet l'étude de la dynamique spatio-temporelle des croûtes microbiotiques dans différents contextes climatiques et différentes perturbations anthropiques en zone sahélienne. L'objectif est d'élaborer un outil pour le suivi de l'évolution des états de surface des sols face aux variations sensibles des conditions climatiques et la pression humaine croissante que connaît la zone sahélo-soudanienne. Les activités de recherche seront orientées vers une connaissance des interactions entre les composants biotiques et abiotiques qui sont des facteurs clés pour appréhender la résilience des écosystèmes face à une perturbation. Sur le plan de la recherche fondamentale, il s'agit de comprendre la boucle de rétroaction qui découle de la dégradation de la surface du sol. Quel est l'impact de ces dégradations sur les croûtes microbiotiques ? Comment et à quelle échelle spatiale et temporelle ce phénomène se répercute sur le fonctionnement de l'écosystème sahélien ?

Les activités de recherche envisagées regroupent :

- une phase d'inventaire et de cartographie des croûtes microbiotiques de la zone sahélienne. Nous procéderons à l'identification des différents types de croûtes microbiotiques (composition biologique, caractéristiques morphologiques et structurales), le suivi de la dynamique d'évolution des différentes croûtes en conditions naturelles perturbées ou non, la détermination des caractéristiques spectrales des différentes formes de croûtes microbiotiques, (celles-ci varient en effet en fonction de types de micro-organismes et leurs états physiologiques, actifs ou en dormance) ; l'utilisation de la télédétection et l'élaboration de cartes de répartition des croûtes microbiotiques à l'échelle régionale ;
- une phase d'évaluation du rôle des différents types de croûtes microbiotiques dans le fonctionnement de l'écosystème sahélien. Nous procéderons à l'évaluation de ces rôles d'abord à l'échelle locale, puis à l'échelle régionale sur la base de la cartographie établie par télédétection. Ces fonctions seront également analysées en conditions de perturbations naturelles (perturbations du cycle annuel de précipitations, augmentation du taux de CO₂) ou liées aux activités anthropiques (piétinement par le bétail, mise en jachère ou mise en culture) ;
- une phase de modélisation permettra l'intégration et la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle des croûtes microbiotiques dans les processus d'érosions hydrique et éolienne en zone sahélienne.

Ce projet sera réalisé en collaboration avec les équipes de recherche suivantes : BRGM - ARN Aménagement et Risques Naturels, IRD SOLUTIONS - Sols, Usages des Terres, Dégradation, Réhabilitation, CNRS-ISTO Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, Système d'Information à Référence Spatiale (SIRS), Netherlands Institute of Ecology NIOO-KNAW. Ce projet a fait l'objet d'une évaluation dans le cadre de l'appel d'offre ANR 2007 : Vulnérabilité- Milieux et Climats. Il sera à nouveau soumis au prochain appel d'offre.

Les encroûtements calcaires en Champagne

Les sols de Champagne reposent, le plus souvent, sur des encroûtements calcaires, c'est-à-dire des substrats indurés issus d'accumulations carbonatées (Durand, 1979 ; Ballif *et al.*, 1995 ; Loisy, 1997). La partie sommitale de ces encroûtements calcaires résulte des biominéralisations fongiques et bactériennes, en outre elle semble constituer un obstacle à la circulation de l'eau (Loisy, 1997).

Notre projet de recherche sur les encroûtements calcaires en Champagne fera suite aux travaux réalisés par C. Loisy (1997). Les activités que nous proposons auront pour objectifs une meilleure connaissance de l'implication des micro-organismes dans la genèse des encroûtements calcaires, ainsi que celle du rôle de ces encroûtements dans la circulation de l'eau.

L'étude de l'implication des micro-organismes dans la genèse des encroûtements sera réalisée par la mise en œuvre des approches micromorphologique et biologique. L'approche micromorphologique consistera en la recherche des structures organisées qui, dans bien des cas sont caractéristiques des rôles joués par les micro-organismes et leurs produits de sécrétions. On fera appel aux techniques d'observation en microscopie électronique à effet de champ couplée à une technique de cryo-préparation des échantillons. Celles-ci sont en effet adaptées pour étudier les associations organo-minérales, lorsque des structures organiques vivantes ou fragiles sont impliquées (Défarge *et al.*, 1999). L'utilisation de ces techniques ouvre des perspectives de collaboration avec l'Institut de Sciences de la Terre (ISTO) CNRS-Université d'Orléans où cet équipement est disponible. L'approche biologique reposera sur une reconnaissance systématique des espèces présentes, indispensable à d'éventuelles mises en culture d'espèces sélectionnées par exemple pour estimer leur influence sur les processus de dissolution-précipitation des carbonates. Cette partie du travail sera réalisée en

collaboration avec Maxime Gommeaux, spécialiste de la caractérisation des communautés bactériennes par extraction et séquençage de l'ADN, nouvellement recruté au GEGENA.

La compréhension du rôle des encroûtements calcaires sur la circulation de l'eau reposera sur un inventaire des différents types d'encroûtements, une cartographie de leur répartition à l'échelle régionale, ainsi que la connaissance de leurs caractéristiques hydriques. Ces activités seront menées par l'utilisation des méthodes de physiques du sol (caractérisation de la porosité) et la mise en œuvre des méthodes géophysiques. La répartition des différents types d'encroûtements et leurs caractéristiques hydriques ainsi définies seront intégrées dans un SIG. La réalisation de ces activités de recherche nécessite de développer des collaborations avec des laboratoires compétents dans le domaine de la géophysique.

Les activités de recherche que nous proposons ici sont en étroite liaison avec celles des autres membres du GEGENA sur l'altération des pierres des patrimoines bâtis, notamment à travers le rôle des micro-organismes dans le phénomène de dissolution/précipitation des carbonates. Ces activités sont également complémentaires de celles que nous menons dans le cadre du contrat d'objectif AQUAL, à travers la compréhension du rôle des encroûtements dans la circulation de l'eau.

ENSEIGNEMENT ET RESPONSABILITÉS

1. Activités d'enseignement

Mes activités concernent la licence ST mention SVT, le Diplôme National d'Œnologie, la préparation CAPES et Agrégation SVT et le master 2 R Production Végétale et Environnement. J'assume également des vacances en Master PRO GHE à la Faculté des Sciences de l'Université François Rabelais de Tours.

1.1. Charges d'enseignement (Année universitaire 2007-2008)

Licence

1^{ère} année

- Genèse et classification des sols- Sols des grands écosystèmes (79 h) :
8 h de cours (3 amphi de 120 étudiants), sorties de terrain 5 h (x 11 groupes en TD (24 étudiants) ;
- Géologie et Pédologie régionale (21 h)
3 h de cours, sorties de 2 jours dans l'Argonne (Ardennes)

2^{ème} année

- Géologie de terrain : cartographie (30 h)
5 sorties de 6 h

Master 1

Constituants et organisation du sol
6 h de cours, 2 h TD et 3 h TP x 2 séances x 2 groupes

Master 2

Évolution de la structure du sol (6 h de cours)
Dynamique de l'eau dans le sol (3 h de cours)

Diplôme National d'Œnologie

Géologie et Pédologie des grands terroirs viticoles français (50 h)
2 h de cours (x 10), 3 h de TP (x 7), 3 sorties dont une sortie en dehors du vignoble de Champagne.

Préparation CAPES AGREG

Leçon C, A : Altération des roches, Climat et Pédogenèse (2,5 h)

1.2. Charges d'enseignements antérieures

Années	Volume	niveau	Nature et contenu	Lieux
2006-2007	208 h TD	M2 R (13 h TD)	Cours : Genèse et évolution des sols- Dynamique de l'eau dans les sols- Stabilité structurale des sols	URCA- Univ. Tours
2005-2006	227 h TD	Prépa CAPES- AGREG (2,5 h TD)	Leçon C, A : Altération des roches, Climat et Pédogenèse	URCA
		DNO I (70 h TD)	Cours et TP de Viticulture : Géologie et Pédologie des vignobles français.	URCA
		Licence (L1 et L2) (120 h TD)	Cours et TP de Pédologie : les sols des grands biomes- Pédologie et Géologie régionales. TD : méthodes et outils informatiques en géologie.	URCA
2004-2005	199 h TD	2 ^{ème} cycle (Licence et DNO) (36 h TD)	TP de Viticulture : Géologie et Pédologie des vignobles français. TP – TD : Pétrographie	URCA
2003-2004	239 h TD	1 ^{er} cycle (DEUG 1 et 2) (141-183 h TD)	TP–TD : Pétrographie- Cartographie TP de Télédétection- Préparation à l'Oral	
2002-2003	98 h TD*	Licence (18 h TD) 1 ^{er} cycle (DEUG 1 et 2) (80 h TD)	TP–TD : Pétrographie- Excursions TP–TD : Pétrographie- Cartographie- Excursion- Préparation à l'Oral	

* 2003 correspond à l'année de mon recrutement au 2^{ème} mouvement (Février). J'ai donc intégré l'URCA en février 2003 et j'ai assuré la moitié d'un service statutaire.

2. Responsabilités collectives et pédagogiques

Membre élu du conseil de gestion de l'UFR Sciences Exactes et Naturelles ;
Membre élu de la commission de spécialistes 35 et 36^{ème} de l'URCA ;
Vice Président du département Sciences de la Terre ;
Co-responsable du parcours Master 2 R PVE ;

Responsable des modules « Genèse et évolution des sols » et « dynamique de l'eau dans les sols » du Master 2R PVE (22 h étudiant) ;
Responsable du module Viticulture 2 du Diplôme National d'Œnologues (50 h étudiant) ;
Responsable du module Méthodes et Outil Informatique (MOI 35, 15 h étudiant) ;
Responsable du module Géologie et Biologie de l'Environnement (GBE 50 h étudiant) ;
Tuteur d'étudiants de Licence (10 à 15 étudiants/an) ;
Tuteur de stages d'accompagnement scientifique en école pour les étudiants de la Licence Sciences Exactes et Naturelles (3 à 6 étudiants/ an) ;
Tuteur d'étudiants pour le module de formation à l'insertion professionnelle , FIP enquête (1 étudiant/an).

PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES

Publications scientifiques

Articles publiés dans des périodiques à comité de lecture

1. Malam Issa O., Trichet J., Défarge C., Couté A. & Valentin C. (1999). - Morphology and microstructure of microbiotic soil crusts on a tiger bush sequence (Niger, Sahel). *Catena* 37, pp. 175-187.
2. Défarge C., Malam Issa O. & Trichet J. (1999). - Apports du Cryo-microscope électronique à balayage à émission de champ à l'étude des matières organiques et des relations organo-minérales naturelles. II. Application aux croûtes microbiotiques des sols. *Comptes Rendus Acad. Sciences* 328, pp. 591-597.
3. Malam Issa O., Le Bissonnais Y., Défarge C. & Trichet J. (2001a). - Role of a cyanobacterial cover on structural stability of sandy soils in the Sahelian part of Western Niger. *Geoderma* 101, pp. 15-30.
4. Malam Issa O., Stal L. J., Défarge C., Trichet J. & Couté A. (2001b). - Nitrogen fixation by microbial crusts from desiccated Sahelian soils (Niger). *Soil Biology and Biogeochemistry* 33, pp. 1425-1428.
5. Malam Issa O., Cousin I., Le Bissonnais Y. & Quéting P. (2004). - Dynamic evolution of the unsaturated hydraulic conductivity of a developing crust. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, pp. 1131-1142.
6. Legout C., Leguédois S., Le Bissonnais Y. & Malam Issa O. (2005). Splash distance and size distributions for various soils. *Geoderma* 124, pp. 279-292.
7. Cousin I., Malam Issa O. & Le Bissonnais Y (2005). - Microgeometrical characterisation and percolation threshold evolution of a crust under rainfall. *Catena* 62, , pp. 173-188.
8. Lahlou S., Ouadia M., Malam Issa O., Le Bissonnais Y. & Mrabet R. (2005). - Modification de la porosité du sol sous les techniques culturales de conservation en zone semi-aride marocaine. *Etude et Gestion de Sols* vol. 12-1, pp. 69-76.
9. Malam Issa O., Le Bissonnais Y., Planchon O., Favis-Mortlock D., Silvera N. & Wainwright J. (2006). - Soil detachment and transport on field- and laboratory-scale interrill areas: erosion processes and the size-selectivity of eroded sediment. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, pp. 929-939.
10. Malam Issa O., Défarge C., Le Bissonnais Y., Marin B., Duval O., Bruand A., D'Acqui L.P., Nordenberg S. & Annerman M. (2007). - Effects of the inoculation of cyanobacteria on the microstructure and the structural stability of a tropical soil. *Plant and Soil* 290, pp. 209-219.

Articles dans des revues avec un comité de lecture (en cours d'évaluation et soumis)

1. Malam Issa O., Défarge C., Trichet J. & Valentin C. (200X). - Microbiotic soil crusts in the Sahelian part of Western Niger and their influence on soil porosity and water dynamics. Soumis à *Catena*.

2. Maqubela M.P., Malam Issa O. & Mkeni P.N.S. (200X). - The effects of inoculation with Nostoc Cyanobacteria on the structural stability of two selected soils in the Eastern Cape, South Africa. Soumis à Plant and Soil.

Communications dans des congrès internationaux

1. Valentin C., Bellier G., Malam Issa O., Rajot J.-L. & Trichet J. (1996). - Surface crusts of the tiger bush. In: Banded vegetation patterning in arid and semi-arid environment: Ecological processes and consequences for management. International Symposium, April 2-5, Bondy.
2. Malam Issa O., Trichet J., Défarge C., Valentin C., Rajot J.-L. & Couté A. (1998). - Microbiotic crusts from Niger soils. Influence on soil water dynamics. In : proc. 16 th World Congress of Soil Science, 20-26/08/1998, Montpellier, Symp. 30, n° 961, pp. 7.
3. Valentin C., Rajot J.-L., Malam Issa O. & Ambouta Karimou J.-M (1999). - Non-linear responses of soil erosion to land use change in Niger. COST623 "Soil Erosion and Global Change" Workshop. 23-24 September 1999, Reading.
4. Malam Issa O., Défarge C. & Trichet J. (2001). - New microscopic approaches (High resolution Cryo-SEM) applied to the study of structural stability and water related properties of microbiotic crusts of Western Niger (Sahel). International Working Meeting on Micropedology, July 9-13/2001, Ghent.
5. Malam Issa O., Défarge C., Trichet J. & Valentin C. (2001). - Microbiotic soil crusts in the Sahelian part of Western Niger and their influence on soil-water dynamics. Cost 623 " Soil erosion and global change " Workshop: The significance of soil surface characteristics in soil erosion- 20-22 September 2001, Strasbourg.
6. Malam Issa O., Cousin I., Le Bissonnais Y. & Quéting P. (2001). - Dynamic evolution of soil surface structure and unsaturated hydraulic conductivity of a developing crust. COST 623 "Soil erosion and global change" workshop. Intern. Symposium on The significance of soil surface characteristics in soil erosion, 20-22/09/2001, Strasbourg.
7. Cousin I., Malam Issa O. & Le Bissonnais Y. (2001). - Microstructural evolution of a soil crust during its formation. International Working Meeting on Micropedology, July 9-13, Ghent.
8. Cousin I., Malam Issa O. & Le Bissonnais Y. (2001). - Microgeometrical characterisation and percolation threshold evolution of a crust under rainfall. COST 623 "Soil erosion and global change" workshop. Intern. Symposium on The significance of soil surface characteristics in soil erosion, 20-22/09/2001, Strasbourg.
9. Malam Issa O., Le Bissonnais Y., Planchon O., Favis-Mortlock D., Silvera N. & Wainwright J. (2002). - Spatial and temporal variability of interrill erosion processes with soil surface conditions: comparison of field and laboratory data. Intern. Symposium on Soil Erosion Patterns: Evolution, Spatio-Temporal Dynamics and Connectivity, 10-12/10/2002, Müncheberg (Allemagne).
10. Cousin I., Malam Issa O. & Le Bissonnais Y. (2002). - Conjugate microstructural and hydrodynamic evolution of a soil crust during its formation. Proc. 17 th World Congress of Soil Science, 14-21 August 2002, Bangkok, Symp. 35, n° 491, pp. 10.

11. Malam Issa O., Le Bissonnais Y., Défarge C., Marin B., Duval O., Bruand A., D'acqui L.P., Nordenberg S. & Annerman M. (2004). - Monitoring the change in aggregate stability and water infiltration in tropical soil following inoculation with indigenous cyanobacteria strains. Fourth International Symposium of the Working group MO "interactions of Soil Minerals with Organic Components and Microorganisms (ISMOM)" of the international Union of Soil Sciences, 20-23 sept. 2004, Wuhan, Chine.
12. Marin B. & Malam-Issa O. (2004). - Geochemical partitioning, behavior and potential availability of trace metals in calcareous soils and sediments of a stormwater pond from Champagne vineyard (France). Fourth International Symposium of the Working group MO "interactions of Soil Minerals with Organic Components and Microorganisms (ISMOM)" of the international Union of Soil Sciences, 20-23 sept. 2004, Wuhan, Chine.
13. Maqubela M.P., Malam Issa O. & Mkeni P.N.S. (2006). - The effect of Cyanobacterial inoculation on the structural stability of two soils in the Eastern Cape Province, South Africa. Combined soils and crops Congress of South Africa, 23-26 Jan. 2006, Durban.
14. Maqubela M.P., Mkeni P.N.S. & Malam Issa O. (2007). - The effects of inoculation with Nostoc Cyanobacteria strain 9v on the structural stability of two degraded soils in the Eastern Cape, South Africa. 4th International Conference of the African Society of Soil Science, 7-13 Jan 2007, Accra, Ghana.

Communications dans des congrès nationaux

1. Malam Issa O., Trichet J., Défarge C., Bresson L.M. & Guillet B. (1996). - Étude micromorphologique des croûtes microbiotiques à la surface de sols du Niger sur une séquence de brousse tigrée. Actes 16ème Réunion des Sciences de la Terre, Symp. 11, 10-12 Avril, Orléans.
2. Malam Issa O., Défarge C., Le Bissonnais Y., Disnar J.R., Cousin I. & Trichet J. (2001). - Rôle des croûtes à cyanobactéries sur les propriétés physiques et biogéochimiques des sols sahéliens au Niger. 8ème Congrès français de Sédimentologie, 12-14/11/2001, Orléans.
3. Malam Issa O., Le Bissonnais Y. & Planchon O. (2002). - Variabilité spatiale et temporelle de la taille et de la quantité de particules du sol détachées par le splash et l'érosion diffuse : influence des états de surface du sol. Journées Nationales d'Etude des Sols, 22-24 Octobre 2002, Orléans.
4. Duval O, Le Bissonnais Y., Annerman M., Gaillard H., Renaux B., Nordenberg S, Bruand A., Défarge C. & Malam Issa O. (2004). - Effet des cyanobactéries sur les propriétés physiques d'un sol subtropical. 8èmes Journées Nationales de l'Etude des Sols, 26-28 octobre 2004, Bordeaux.
5. Dessogne J-B., Malam Issa O., Marin B., Pascal A. & Barbin V. (2006). - Variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols dans le bassin versant de la Vesle (Marne) : influence sur la pollution diffuse. Actes 21^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Symp. , 10-12 Décembre, Dijon.

6. Dessogne J.-B., Malam Issa O., Marin B., Pascal A. & Barbin V. (2007). - Variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols dans le bassin versant de la Vesle (Marne) : influence sur la pollution diffuse. 9èmes Journées Nationales de l'Étude des Sols, de l'Association Française pour l'Étude du Sol, 3-5 Avril 2007, Angers.
7. Marin B., Malam Issa O. & Dessogne J.-B. (2007). - Transfert des éléments traces métalliques par le ruissellement et l'érosion diffuse dans le vignoble champenois. 9èmes Journées Nationales de l'Étude des Sols, de l'Association Française pour l'Étude du Sol, 3-5 Avril 2007, Angers.

Thèse et mémoire

- Malam Issa O. (1995). - Premières données sur les biofilms microbiens à la surface de sols du Niger. Résultats micropétrographiques et géochimiques. Rapport de DEA. Université d'Orléans, France, pp. 66.
- Malam Issa O. (1999). - Etude du rôle des croûtes microbiotiques dans les sols de deux écosystèmes sahéliens (jachères et brousse tigrée) au Niger : micromorphologie, propriétés physiques et biogéochimiques. Thèse de Doctorat de l'Université d'Orléans, pp.276.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

- Ahuja L.R. & Swartzendruber D. (1973). - Horizontal soil-water intake through a thin zone of reduced permeability. *J. Hydrol.* 19, pp. 71–89.
- Andrieux P., Louchart X. & Voltz M. (1998). - Effect of agricultural practices on run-off and erosion in vineyard fields in a mediterranean climate. *Annales Geophysicae, Suppl. II, XXII^e EGS General assembly, Nice, France.*
- Assouline S. & Mualem Y. (2000). - Modeling the dynamics of soil seal formation: analysis of the effect of soil and rainfall properties. *Water Resources Research* 36 (8), pp. 2341-2349.
- Assouline S. & Mualem Y. (2002). - Infiltration during soil sealing: the effect of areal heterogeneity of soil hydraulic properties. *Water Resources Research* 38 (12), 1286, doi:10.1029/2001WR001168.
- Assouline S. (2004). - Rainfall-induced soil surface sealing : a critical review of observations, conceptual models, and solutions. *Vadose Zone Journal* 3, pp. 570-591.
- Ballif J.L., Guérin H. & Muller J.C. (1995). - Éléments d'agronomie champenoise : connaissance des sols et de leur fonctionnement. *Rendzine sur craie et sols associés.* INRA Éditions, Versailles, pp. 104.
- Ballif J.L. (1999). - Ruissellement et érosion en Champagne sur sols de vignes et de cultures. *Observations, mesures, prévisions et remèdes.* Éditions Johanet, Paris, pp. 158.
- Baran N. (1996). - Transit de l'isoproturon et de l'atrazine dans un système hydrologique karstique de la craie (Gâtinais-France) : de la station hydrologique expérimentale à l'échelle du système. Thèse de Doctorat de l'Université d'Orléans, pp. 350.
- Barbey C. & Couté A. (1976). - Croûtes à cyanophycées sur les dunes du Sahel mauritanien. *Bulletin de l'I.F.A.N.* 4, pp. 732-736.
- Belnap J. & Gardner J.S. (1993). - Soil microstructure in soils of the Colorado Plateau: the role of the cyanobacterium *Microcoleus vaginatus*. *Great Basin Naturalist* 53, pp.40-47.
- Belnap J. (2003). - Comparative structure of physical and biological soil crusts. In Belnap J. and Lange O. (Eds.): *biological soil crusts: structure, function and management.* Ecological studies 150, Springer-Verlag, New York, pp. 177-191.
- Besnard E. (1999). - Influence d'amendements organiques sur la rétention du cuivre dans les sols du vignoble de Champagne : conséquences environnementales. Thèse de Doctorat de l'Université de Reims Champagne Ardenne, pp. 128.
- Besnard E., Chenu C. & Robert M. (2001). - Influence of organic amendments on copper distribution among particle-size and density fractions in Champagne vineyard soils. *Environmental Pollution* 112 (3), pp. 329-337.
- Blanchart E., Achouak W., Albrecht A., Barakat M., Bellier G., Cabidoche Y.M., Hartmann C., Heulin T., Larré-Larrouy M.C., Laurent J.Y., Mahieu M., Thomas F., Villemain G. & Watteau F. (2000). - Déterminants biologiques de l'agrégation dans les vertisols des Petites Antilles. *Etude et Gestion des Sols* 7, pp. 329-352.
- Boiffin J. (1984). - La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse de Docteur ingénieur INA-PG, Paris Grignon, pp. 320.
- Boiffin J. & Monnier G. (1986). - Infiltration rate as affected by soil surface crusting caused by rainfall. In: Callebaut F., Gabriels and De Boodt M. (Eds.): *Assessment of soil surface sealing and crusting.* Flanders research center for soil erosion and soil conservation, Ghent, pp. 210-217.
- Boiffin J. & Bresson L.M. (1987). - Dynamique de formation des croûtes superficielles : apport de l'analyse microscopique. In: *Micromorphologie des sols/ Soil micromorphology,* Fedoroff N. F., Bresson L. M. & Courty M. A. (Eds.), AFES., Plaisir, France, pp. 393-399.

- Bradford J.M. & Huang C. (1992). - Mechanisms of crust formation : physical components. In: advances in Soil Sciences. Soil crusting: physical and chemical processes. Sumner M.E. & Stewart B.A. (Eds.), pp. 55-72.
- Bresson L.M. & Boiffin J. (1990). - Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma* 47, pp. 301-325.
- Bresson L.M. & Valentin C. (1994). - Soil surface crust formation : contribution of micromorphology. In : Soil micromorphology : studies in management and genesis, Ringrose-Voase A. J. & Humphreys G.S. (Eds.), Elsevier, Amsterdam, pp. 737-762.
- Bresson L.M., Moran C. J. & Assouline S. (2004). - Use of bulk density profiles from X-radiography to examine structural crust models. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68, pp. 1169-1176.
- Bridge B.J. & Silburn D.M. (1995). - Methods for obtaining surface seal hydraulic properties and how they are incorporated into infiltration models. In So H.B., Smith G.D., Raine S.R., Schafer B.M. & Loch R.J. (Eds), *Proceedings of the Second International Symposium on Sealing, Crusting and Hardsetting Soils: Productivity and Conservation*, Brisbane, pp. 205-221.
- Bristow K.L., Cass A., Smettem K.R.J. & Ross P.J. (1995). - Water entry into sealing, crusting and hardsetting soils : a review and illustrative simulation study. In: *Sealing, Crusting and Hardsetting Soils : Productivity and Conservation*, So H.B., Smith G.D., Raine S.R., Schafer B.M. & Loch R.J. (Eds). *Proc. Symp.*, Brisbane, Australia, pp. 183-203.
- Büdel B., Lüttge U., Stelzer R., Huber O. & Medina E. (1994). - Cyanobacteria of rocks and soils of the Orinoco lowlands and the Guayana uplands, Venezuela. *Bot. Acta* 107, pp. 422-431.
- Cameron R.E. & Devaney J.R. (1970). - Antarctic soil algal crusts; scanning electron and optical microscope study. *Trans. Am. Microsc. Soc.* 89, pp. 264-273.
- Campbell S.E. (1979). - Soil stabilization by a prokaryotic desert crust: implications for precambrian land biota. *Origin of Life* 9, pp. 335-348.
- Casenave A. & Valentin C. (1992). - A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *J. Hydrol.* 130, pp. 231-249.
- 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, pp. 189-205.
- Chartres C.J., Bresson L.M., Valentin C. & Norton L.D. (1994). - Micromorphological indicators of anthropogenically induced soil structural degradation. In : Wilding L. and Oleshko K. (Eds.): *Micromorphological indicators of anthropogenic effects on soils*. 15th International Conference of Soil Science, Acapulco, Mexico, pp. 206-228.
- Chen Y., Tarchitzky J., Brouwer J., Morin J. & Banin A. (1980). - Scanning electron microscope observations on soil crusts and their formation. *Soil Sci.* 130, pp. 49-55.
- Cole D.N. (1990). - Trampling disturbance and recovery of cryptogamic soil crusts in Grand Canyon National Park. *Great Basin Naturalist* 50, pp. 321-325.
- Cousin I., Malam Issa O. & Le Bissonnais Y. (2001). - Microgeometrical characterisation and percolation threshold evolution of a crust under rainfall. COST 623 "Soil erosion and global change" workshop. Intern. Symposium on the significance of soil surface characteristics in soil erosion, 20-22/09/2001, Strasbourg.
- Cousin I., Malam Issa O., Le Bissonnais Y. (2005). - Microgeometrical characterisation and percolation threshold evolution of a crust under rainfall. *Catena* 62, pp. 173-188.
- Danin A., Bar-Or Y., Dor I. & Yisraeli T. (1989). - The role of cyanobacteria in stabilization of sand dunes in southern Israel. *Ecologia Mediterranea* XV, pp. 55-64.
- Danin A. (1996). - *Plants of deserts dunes*. Springer-Verlag, New York, pp. 177.

- Défarage C., Trichet J., Maurin A. & Hucher M. (1994). - Kopara in Polynesian atolls : early stages of formation of calcareous stromatolites. *Sedimentary Geology* 89, pp. 9-23.
- Défarage C., Malam Issa O. & Trichet J. (1999). Apports du Cryo-microscope électronique à balayage à émission de champ à l'étude des matières organiques et des relations organo-minérales naturelles. II. Application aux croûtes microbiotiques des sols. *Comptes Rendus Acad. Sciences* 328, pp. 591-597.
- De Ploey J. & Savat J. (1968). - Contribution à l'étude de l'érosion par le splash. *Zeitschrift für Geomorphologie* 12, pp. 174-193.
- Dessogne J-B., Malam Issa O., Marin B., Pascal A. & Barbin V. (2007). - Variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols dans le bassin versant de la Vesle (Marne) : influence sur la pollution diffuse. 9èmes Journées Nationales de l'Etude des Sols, de l'Association Française pour l'Etude du Sol, 3-5 Avril 2007, Angers.
- De Winder B. (1990). - Ecophysiological strategies of drought-tolerant phototrophic microorganisms in dune soils. Thesis, University of Amsterdam, The Netherlands, pp. 94.
- Diekkrüger B. & Bork H.R. (1994). - Temporal variability of soil surface crust conductivity. *Soil Technology* 7, pp. 1-18.
- Dommergues Y. & Mangenot F. (1970). - Ecologie microbienne. Masson, Paris, pp. 769.
- Dousset S., Mouvet C. & Schiavon M. (1995). Leaching of atrazine and some of its metabolites in undisturbed field lysimeters of three soil types. *Chemosphere* 30, pp. 511-524.
- Duley F. (1939). - Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 4, pp. 60-64.
- Dulieu D., Gaston A. & Darley J. (1977). - La dégradation des pâturages de la région de N'Djamena (République du Tchad) en relation avec la présence de cyanophycées psammophile : Etude préliminaire. *Rev. Elev. Méd. Vét. Pays Trop.* 30, pp. 181-190.
- Durand R. (1979). - La pédogenèse en Pays calcaire dans le nord-est de la France. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Louis Pasteur de Strasbourg, pp.198.
- Dutil P. & Ballif J.L. (1968). - Sur la présence fréquente en Champagne crayeuse de rendzines développées sur paléosols cryoturbés. *Science du Sol* 2, pp. 79-91.
- Duval O., Le Bissonnais Y., Annerman M., Gaillard H., Renaux B., Nordenberg S., Bruand A., Défarage C. & Malam Issa O. (2004). - Effet des cyanobactéries sur les propriétés physiques d'un sol subtropical. 8^{ème} Journées Nationales de l'Etude des Sols, 26-28 octobre 2004, Bordeaux.
- Ehrlich H.L. (1998). - Geomicrobiology: its significance for geology. *Earth-Sciences Reviews* 45, pp. 45-60.
- Eldridge D.J. (1993). - Cryptogams, vascular plants, and soil hydrological relations: some preliminary results from the semiarid woodlands of eastern Australia. *Great basin naturalist* 53, pp. 48-58.
- Eldridge D.J. & Greene R.S.B. (1994). - Microbiotic soil crusts : a review of their role in soil and ecological processes in the rangelands of Australia. *Aust. J. Soil Res.* 32, pp. 389-415.
- Eldridge D.J. & Kinnell P.I.A. (1997). - Assessment of erosion rates from microphytic-dominated calcareous soils under rain-impacted flow. *Australian Journal of Soil Research* 35, pp. 475-489.
- Eldridge D.J., Zaady E. & Shachak M. (2000). - Infiltration through three contrasting biological soil crusts in patterned landscape in the Negev, Israel. *Catena* 40, pp. 323-336.
- Epstein E. & Grant W.J. (1973). - Soil crust formation as affected by raindrop impact. *Physical aspects of soil water and salts ecosystems, Ecological Studies* 4. Springer Verlag, Berlin, pp. 194-201.

- Falchini L., Sparvoli E. & Tomaselli L. (1995). - Effect of Nostoc (Cyanobacteria) inoculation on the structure and stability of clay soils. *Biol Fertil Soils* 23, pp. 346-352.
- Farres P.J. (1987). - The dynamics of rainsplash erosion and the role of soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal* 14, pp. 119-130.
- Favis-Mortlock D.T., Boardman J., Parsons A.J. & Lascelles B. (2000). - Emergence and erosion: a model for rill initiation and development. *Hydrological Processes* 14(11-12), pp. 2173-2205.
- Favis-Mortlock D.T., Boardman J. & MacMillan V.J. (2001). - The limits of erosion modeling: why we should proceed with care. In: Harmon R.S. and Doe III W.W. (Eds), *Landscape Erosion and Evolution Modeling*, Kluwer Academic/Plenum Publishing, New York. pp. 477-516.
- Fiès J.C. & Panini T. (1995). - Infiltrabilité et caractéristiques physiques des croûtes formées sur massifs d'agrégats initialement secs ou humides soumis à des pluies simulées. *Agronomie* 15, pp. 205-220.
- Fiès J.C. & Castelao-Gegunde A.M. (1996). - Modification de l'espace poral des croûtes de surface sous l'action des pluies et conséquences sur l'infiltrabilité. *Agronomie* 16, pp. 367-379.
- Fohrer N., Berkenhagen J., Hecker J.M. & Rudolph A. (1999). - Changing soil and surface conditions during rainfall - single rainstorm/subsequent rainstorms. *Catena* 37, pp. 355-375.
- Fox D.M., Le Bissonnais Y. & Quélin P. (1998). - The implications of spatial variability in surface seal hydraulic resistance for infiltration in a mound and depression microtopography. *Catena* 32, pp.101-114.
- Fox D.M., Bryan R.B. & Fox C.A. (2004). - Changes in pore characteristics with depth for structural crusts. *Geoderma* 120, pp. 109-120.
- Garcia-Pichel F. & Belnap J. (2003). - Small-scale environments and distribution of biological soil crusts. In Belnap J. and Lange O. (Eds.): *biological soil crusts: structure, function and management*. Ecological studies 150, Springer-Verlag, New York, pp. 193-201.
- Garmouma M. (1996). - Transferts d'herbicides (triazines et phénylurées) et de produits de dégradation dans le bassin versant de la Marne. Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI, pp. 217.
- Gaskin S. & Gardner R. (2001). - The role of cryptogams in runoff and erosion control on bariland in the Nepal middle hills of the southern Himalaya. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, pp. 1303-1315.
- Hahn A. & Kusserow H. (1998) - Spatial and temporal distribution of algae in soil crusts in the Sahel of West Africa: preliminary results. *Wildenowia* 28, pp. 227-238.
- Hillel D. & Gardner W.R. (1970). - Transient infiltration into crust-topped profile. *Soil Sci.* 109, pp. 69-76.
- Isichei A.O. (1980). - Nitrogen fixation by blue-green algal soil crusts in Nigeria savanna. In : *Nitrogen cycling in west african ecosystems*, Rosswall T. (Ed.), SCOPE-UNEP International Nitrogen Unit, Royal Swedish Academy of Sciences, Stockholm, pp. 191-198.
- Jetten V., de Roo A.P.J. & Favis-Mortlock D.T. (1999). - Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models. *Catena* 37, pp. 521-541.
- Johansen J.R., Ashley J. & Rayburn R. (1993). - Effects of rangefire on soil algal crusts in semiarid shrub-steppe of the lower Columbia Basin and their subsequent recovery. *Great Basin Naturalist* 53, pp. 73-88.
- Kidron G.J., Yaalon D.H. & Vonshak A. (1999). - Two cause for runoff initiation on microbiotic crusts: hydrophobicity and pore clogging. *Soil Science* 164, pp.18-27.

- King D., Bruand A., Cousin I. & Hollis J. (2003). - Rôle des propriétés physiques des sols et de leur variabilité spatiale sur les flux d'eau. *Etude et Gestion des Sols* 10 (4), pp. 287-297.
- Kinnel P.I.A. (2005). - Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: a review. *Hydrol. Process.* 19, pp. 2815-2844.
- Krumbein W.E. (1979). - Calcification by bacteria and algae. In : Trudinger P.A. et Swained D.J. (Eds.), *Biochemical Cycling of mineral-forming Elements*, Elsevier, Amsterdam, 3, pp. 47-68.
- Lagacherie P. & Voltz M. (2000). - Predicting soil properties over a region using sample information from a mapped reference area and digital elevation data: a conditional approach. *Geoderma* 97, pp. 187-208.
- Lange O.L., Kidron G.J., Büdel B., Meyer A., Kilian E. & Abeliiovitch A. (1992). - Taxonomic composition and photosynthetic characteristics of the biological soil crusts covering sand dunes in the western Negev desert. *Functional Ecology* 6, pp. 519-527.
- Lange O.L., Meyer A., Zellner H. & Heber U. (1994). - Photosynthesis and water relations of lichen soil crusts: field measurements in the coastal fog zone of the Namib Desert. *Functional Ecology* 8, pp. 253-264.
- Le Bissonnais Y., Singer M.J. & Bradford J. (1993). - Assessment of soil erodibility : the relationship between soil properties, erosion processes and susceptibility to erosion. In: Wicherek (Ed.), *Farm land erosion in temperate plains environment and hills*, Elsevier, Amsterdam, pp. 87-96.
- Le Bissonnais Y. (1996). - Aggregate stability and assessment of crustability and erodibility : I. Theory and methodology. *European Journal of Soil Science* 47, pp. 425-437.
- Lecomte V. (1999). - Transfert de produits phytosanitaires par le ruissellement et l'érosion de la parcelle au bassin versant : processus, déterminisme et modélisation spatiale. Thèse de Doctorat de l'ENGREF, pp. 242.
- Lecomte V., Barriuso E., Bresson L.M., Koch C. & Le Bissonnais Y. (2001). - Soil surface structure effect on isoproturon and diflufenican loss in runoff. *J. Environ. Qual.* 30, pp. 2113-2119.
- Leguedois S. (2003). - Mécanismes de l'érosion diffuse des sols. Modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés. Thèse de Doctorat de l'Université d'Orléans, pp. 156.
- Leon L.F., Soulis E.D., Kouwen N. & Farquhar G.J. (2001). - Nonpoint source pollution: a distributed water quality modeling approach. *Water Research* 35(4), pp. 997-1007.
- Léonard J. & Andrieux P. (1998). - Infiltration characteristics of soils in mediterranean vineyards in southern France. *Catena* 32, pp. 209-223.
- Li X.-R., Wang X.-P., Li T., Zhang J.-G. (2002). - Microbiotic soil crust and its effect on vegetation and habitat on artificially stabilized desert dunes in Tengger Desert, North China. *Biology and Fertility of Soils* 35 (5), pp. 147-154.
- Loch R.J. (1994). - A method for measuring aggregate water stability with relevance to surface seal development. *Australian Journal of Soil Science* 32, pp. 687-700.
- Loisy C. (1997). - Les encroûtements carbonatés quaternaires en substrat crayeux (Est du bassin de Paris): Rôles de la diagenèse et des actions biologiques. Thèse de doctorat, Université de Reims Champagne-Ardenne, pp. 387.
- Loope W.L. & Gifford G.F. (1972) - Influence of a soil microfloral crust on select properties of soils under pinyon-juniper in southeastern Utah. *J. Soil and Water Conserv.* 27, pp. 164-167.
- Lynch J.M. & Bragg E. (1985). - Microorganisms and soil aggregate stability. In: *Advances in soil science*, vol. 2, Springer-Verlag, New York, pp. 134-171.

- Maestre FT., Huesca M., Zaady E., Bautista S. & Cortina J. (2002). - Infiltration, penetration resistance and microphytic crust composition in contrasted microsites within a Mediterranean semi-arid steppe. *Soil Biol. Biochem.* 34, pp. 895-898.
- Malam Issa O., Trichet J., Défarge C., Valentin C., Rajot J.L. & Couté A. (1998). - Microbiotic crusts from Niger soils. Influence on soil water dynamics. In : Proc.16th World Congress of Soil Science, 20-26/08/1998, Montpellier, Symp. 30, n° 961, pp.7.
- Malam Issa O. (1999). - Etude du rôle des croûtes microbiotiques dans les sols de deux écosystèmes sahéliens (jachères et brousse tigrée) au Niger : micromorphologie, propriétés physiques et biogéochimiques. Thèse de Doctorat de l'Université d'Orléans, pp.276.
- Malam Issa O., Trichet J., Défarge C., Couté A. & Valentin C. (1999). - Morphology and microstructure of microbiotic soil crusts on a tiger bush sequence (Niger, Sahel). *Catena* 37, pp. 175-196.
- Malam Issa O., Le Bissonnais Y., Défarge C. & Trichet J. (2001a). - Role of a cyanobacterial cover on structural stability of sandy soils in the Sahelian part of Western Niger. *Geoderma* 101, pp. 15-30.
- Malam Issa O., Stal L.J., Défarge C., Trichet J. & Couté A. (2001b). - Nitrogen fixation by microbial crusts from desiccated Sahelian soils (Niger). *Soil Biology and Biogeochemistry* 33, pp. 1425-1428.
- Malam Issa O., Cousin I., Le Bissonnais Y. & Quéting P. (2001c). - Dynamic evolution of soil surface structure and unsaturated hydraulic conductivity of a developing crust. COST 623 "Soil erosion and global change" workshop. Intern. Symposium on The significance of soil surface characteristics in soil erosion, 20-22/09/2001, Strasbourg.
- Malam Issa O., Le Bissonnais Y., Planchon O., Favis-Mortlock D., Silvera N., Wainwright J. (2002). - Spatial and temporal variability of interrill erosion processes with soil surface conditions: comparison of field and laboratory data. Intern. Symposium on Soil Erosion Patterns: Evolution, Spatio-Temporal Dynamics and Connectivity, 10-12/10/2002, Müncheberg (Allemagne).
- Malam Issa O., Cousin I., Le Bissonnais Y. & Quéting P. (2004). - Dynamic evolution of the unsaturated hydraulic conductivity of a developing crust. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, pp. 1131-1142.
- Malam Issa O., Le Bissonnais Y., Planchon O., Favis-Mortlock D.T., Silvera N. & Wainwright J. (2006). - Soil detachment and transport on field - and laboratory - scale interrill areas : erosion processes and the size-selectivity of eroded sediment. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, pp. 929-939.
- Malam Issa O., Défarge C., Le Bissonnais Y., Marin B., Duval O., Bruand A., D'Acqui L.P., Nordenberg S. & Annerman M. (2007). - Effects of the inoculation of cyanobacteria on the microstructure and the structural stability of a tropical soil. *Plant and Soil* 290, pp. 209-219.
- Malam Issa O., Défarge C., Trichet J. & Valentin C. (200X). - Microbiotic soil crusts in the Sahelian part of Western Niger and their influence on soil-water dynamics.
- Maqubela M.P., Malam Issa O. & Mkeni P.N.S. (200X). - The effects of inoculation with *Nostoc* Cyanobacteria on the structural stability of two selected soils in the Eastern Cape, South Africa.
- Marin B., Malam Issa O. & Dessogne J.B. (2007). - Transfert des éléments traces métalliques par le ruissellement et l'érosion diffuse dans le vignoble champenois. 9èmes Journées Nationales de l'Etude des Sols, de l'Association Française pour l'Etude du Sol, 3-5 Avril 2007, Angers.

- Martínez-Casasnovas J.A., Ramos M.C. & Ribes-Dasi M. (2005). - On-site effects of concentrated fluvial erosion in vineyard fields: some economic implications. *Catena* 60, pp. 129-146.
- McIntyre D.S. (1958). - Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Sci.* 85, pp. 185-189.
- Meyer L.D. (1981). - How rain intensity affects interrill erosion? *Trans. ASAE*, pp. 1472-1475.
- Moore D.C. & Singer M.J. (1990). - Crust formation effects on soil erosion processes. *Soil Science Society of America Journal* 54, pp. 1117-1123.
- Moore I.D. (1981). - Effect of surface sealing on infiltration. *Transactions of the ASAE*, pp. 1546-1561.
- Morin J. & Benyamini Y. (1977). - Rainfall infiltration into bare soils. *Water Resources Research* 13 (5), pp. 813-817.
- Morvan X., Mouvet C., Baran N. & Gutierrez A. (2006). - Pesticide in the groundwater of a spring draining a sandy aquifer: temporal variability of concentration and fluxes. *Journal of Contaminant Hydrology* 87, pp. 176-190.
- Mualem Y. & Assouline S. (1989). - Modeling soil seal as a nonuniform layer. *Water Resources Research* 25 (10), pp. 2101-2108.
- Mücher H.J., Chartres C.J., Tongway D.J. & Greene R.S.B. (1988). - Micromorphology and significance of the surface crusts of soils in rangelands near Cobar, Australia. *Geoderma* 42, pp. 227-244.
- Neumann A.C., Gebelein C.D. & Scoffin T.P. (1970). - The composition, structure and erodability of subtidal mats, Abaco, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology* 40, pp. 274-297.
- O'Neill A.L. (1994). - Reflectance spectra of microphytic soil crusts in semi-arid Australia. *Int. J. Remote Sensing* 15, pp. 675-681.
- Pagliai M., Vignozzi N. & Pellegrini S. (2004). - Soil structure and the effect of management practices. *Soil and Tillage Research* 79, pp. 131-143.
- Panini T., Torri D., Pellegrini S., Pagliai M. & Salvador Sanchis M.P. (1997). - A theoretical approach to soil porosity and sealing development using simulated rainstorms. *Catena* 31, pp. 199-218.
- Pérez F.L. (1997). - Microbiotic crusts in the high equatorial Andes and their influence on paramo soils. *Catena* 31, pp. 581-594.
- Planchon O., Cadet P., Lapetite J.M., Silvera N. & Esteves M. (2000). - Relation between raindrop erosion and runoff erosion under simulated rainfall in the Sudano-Sahel: Consequences for the spread of nematodes by runoff. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, pp. 729-741.
- Pluis J.L.A. & de Winder B. (1989). - Spatial patterns in algae colonization of dune blowouts. *Catena* 16, pp. 499-506.
- Proffitt A.P.B. & Rose C.W. (1991). - Soil erosion processes. II. Settling velocity characteristics of eroded sediment. *Australian Journal of Soil Research* 29, pp. 685-695.
- Proffitt A.P.B., Rose C.W. & Hairsine P.B. (1991). - Rainfall detachment and deposition: experiments with low slopes and significant water depths. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55, pp. 325-332.
- Ramos M.C. and López-Acevedo M. (2004). - Zinc levels in vineyard soils from the Alt Penedès-Anoia region (NE Spain) after compost application. *Advances in Environmental Research* 8, pp. 687-696.
- Reynaud P.A. & Roger P.A. (1981). - Variations saisonnières de la flore algale et de l'activité fixatrice d'azote dans un sol engorgé de bas de dune. *Rev. Écol. Biol. Sol.* 18, pp. 9-27.

- Reynaud P.A. (1987). - Ecology of nitrogen-fixing cyanobacteria in dry tropical habitats of West Africa : A multivariate analysis. *Plant and Soil* 98, pp. 203-220.
- Ribolzi O., Valles V., Gomez L. & Voltz M. (2002). - Speciation and origin of particulate copper in runoff water from a Mediterranean vineyard catchment. *Environmental Pollution* 117 (2), pp. 261-271.
- Rogers R.W. & Lange R.T. (1966). - Nitrogen fixation by lichens of arid soil crusts. *Nature* 209, pp. 96-97.
- Rogers S.L. & Burns R.G. (1994). - Changes in aggregate stability, nutrient status, indigenous microbial populations, and seedling emergence, following inoculation of soil with *Nostoc Muscorum*. *Biol. Fert. Soils* 18, pp. 209-215.
- Römkens M.J.M., Helming K. & Prasad S.N. (2001). - Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness and soil water regimes. *Catena* 46, pp. 103-123.
- 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 Sci. Soc. Am. J.* 47, pp. 991-995.
- Rusjan D., Strlič M., Puckob D., Šelih V.S. & Korošec-Koruzaa Z. (2006). - Vineyard soil characteristics related to content of transition metals in a sub-Mediterranean winegrowing region of Slovenia. *Geoderma* 136, pp. 930-936.
- Schieber J. (1999). - Microbial mats in terrigenous clastics: the challenge of identification in the rock record. *Palaios* 14, pp. 3-12.
- Sharma P.P. (1996). - Interrill erosion. In: Agassi Menachem (Ed.), *Soil Erosion Conservation, and Rehabilitation*, Marcel Dekker, New York, pp. 125-152.
- Skarpe C. & Henriksson E. (1987). - Nitrogen fixation by cyanobacterial crusts and by associative-symbiotic bacteria in western Kalahari, Botswana. *Arid Soil Res. Rehab.* 1, pp. 55-59.
- Slattery M.C. & Bryan R.B. (1992). - Laboratory experiments on surface seal development and its effect on interrill erosion processes. *Journal of Soil Science* 43 (3), pp. 517-529.
- Smith R.E., Corradini C. & Melone F. (1999). - A conceptual model for infiltration and redistribution in crusted soils. *Water Resources Research* 35, pp. 1385-1393.
- SSSA (Soil Science Society of America) (1997). - *Glossary of Soil Science Terms*. ASA-SSSA Publ. Madison, pp. 100.
- Stal L.J. (1995). - Physiological ecology of cyanobacteria in microbial mats and other communities. *New Phytol.* 131, pp. 1-32.
- Starks T.L. & Shubert E.L. (1982). - Colonisation and succession of algae and soil-algal interactions associated with disturbed areas. *J. phycol.* 18, pp. 99-107.
- Valentin C. & Bresson L.M. (1992). - Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma* 55, pp. 225-245.
- Valentin C. (1994). - Sécheresse et érosion au Sahel. *Sécheresse* 5, pp. 191-198.
- Verrecchia E., Yair A., Kidron G.J. & Verrecchia K. (1995). - Physical properties of the psammophile cryptogamic crust and their consequences to the water regime of sandy soils, north-western Negev desert, Israël. *Journal of Arid Environments* 29, pp. 427-437.
- Wainwright J., Parsons A.J. & Abrahams A.D. (1995). - Simulation of raindrop erosion and the development of desert pavements. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, pp. 277-291.
- Whitton B.A. (1992). - Diversity, ecology, and taxonomy of the cyanobacteria. In: *Photosynthetic prokaryotes*, Nicholas H., Mann N., Carr G. (Eds.), Plenum Press., New York, pp. 1-51.
- Williams J.D., Dobrowolski J.P. & West N.E. (1999). - Microbiotic crust influence on unsaturated hydraulic conductivity. *Arid Soil Res. Rehab.* 13, pp. 145-154.

- Yair A. (1990). - Runoff generation in a sandy area-the Nizzana sands, western Negev, Israel. *Earth Surface Processes and Landforms* 15, pp. 597-609.
- Yair A. (2003). - Effects of biological soil crusts on water redistribution in the Negev Desert, Israel: a case study in longitudinal dunes. In: Belnap J. and Lange O. (Eds.): *Biological soil crusts: structure, function and management*. Ecological studies 150, Springer-Verlag, New York, pp. 303-314.
- Zaady E., Groffman P. & Shachak M. (1998). - Nitrogen fixation in macro- & microphytic patches in the Negev Desert. *Soil Biol. Biochem.* 30, pp. 449-454.

SÉLECTION DE PUBLICATIONS

Morphology and microstructure of microbiotic soil crusts on a tiger bush sequence (Niger, Sahel)

O. Malam Issa ^{a,*}, J. Trichet ^a, C. Défarge ^a, A. Couté ^b,
C. Valentin ^c

^a *Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, C.N.R.S.-Université d'Orléans, B.P. 6759, 45067 Orleans cedex 2, France*

^b *Muséum National d'Histoire Naturelle, Laboratoire de Cryptogamie, 12, rue Buffon, 75005 Paris, France*

^c *ORSTOM, RED, 209-213, rue La Fayette, 75480 Paris, France*

Received 30 September 1998; received in revised form 11 March 1999; accepted 11 March 1999

Abstract

Microbiotic crusts resulting from the colonization of soil surfaces by communities of microorganisms dominated by cyanobacteria, eucaryotic algae or lichens are widespread in arid and semi-arid regions. In the 'tiger bush' of Niger (Sahel) microbiotic crusts occur in bare bands between densely vegetated bands. The tiger bush soils are sandy loams with pH 4.7–6.5. Three different microbiotic crusts are recognised, forming strips parallel to the vegetation banding. They are all formed mainly by filamentous cyanobacteria dominated by *Schizothrix*. Other important genera are *Scytonema*, *Lyngbya*, *Microcoleus*, *Nostoc* and *Phormidium*. The filamentous microorganisms trap sand particles and finer particles stick on the filament surfaces. These effects enhance soil cohesion and resistance to erosion. Soil porosity is also increased by the microbial cover, with additional pores delineated by filaments on the surfaces of crusts and porous organic bodies derived from microbial remains at depth. The microbiotic crusts are essential components of the tiger bush ecosystem. Water leaving the lower sides of vegetated bands results in plant decay, and on the upslope sides vegetation grows because of increased water supply. Microbial covers help resist erosion, and increase water and nutrient retention, thus providing substrates for the expansion of plants from adjacent vegetated bands. © 1999 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Cyanobacteria; Microbiotic crusts; Sahel; Soil micromorphology; Soil stabilisation; Tiger bush

* Corresponding author. Fax: +33-238-41-73-08; E-mail: oumarou.malam_issa@mailhost.univ-orleans.fr

1. Introduction

Biological and physical crusts are the main types of soil crust in arid and semi-arid regions. Physical crusts are formed by the action of water and, to a lesser extent, wind on soil particles at the surface of bare areas. Biological crusts, also called microbiotic crusts, result from the development of communities of micro-organisms (comprising generally cyanobacteria, eucaryotic algae, and lichens, but also bacteria, mosses, liverworts or fungi) on the surface of physical crusts.

Microbiotic crusts occur in arid and semi-arid regions of USA (Rychert and Skujins, 1974; Klubek and Skujins, 1980; Cole, 1990; Beymer and Klopatek, 1991; Belnap and Gardner, 1993), in steppe environments of Australia (Eldridge, 1993a,b), China (Reynaud and Lumpkin, 1988), in Israel (Verrecchia et al., 1995), and Sahelian Africa (Barbey and Couté, 1976; Dulieu et al., 1977; Isichei, 1980). They play major roles in soil stabilisation against both water and wind erosion (Campbell et al., 1989; Belnap and Gardner, 1993), and in water infiltration and generation of runoff (Eldridge and Greene, 1994). Loope and Gifford (1972) report that microbiotic crusts enhance water infiltration and prevent runoff, whereas Brotherson and Rushforth (1983) and Verrecchia et al. (1995) suggest the opposite. Microbiotic crusts also enhance moisture content (Belnap and Gardner, 1993; Verrecchia et al., 1995) and increase available nutrients by concen-

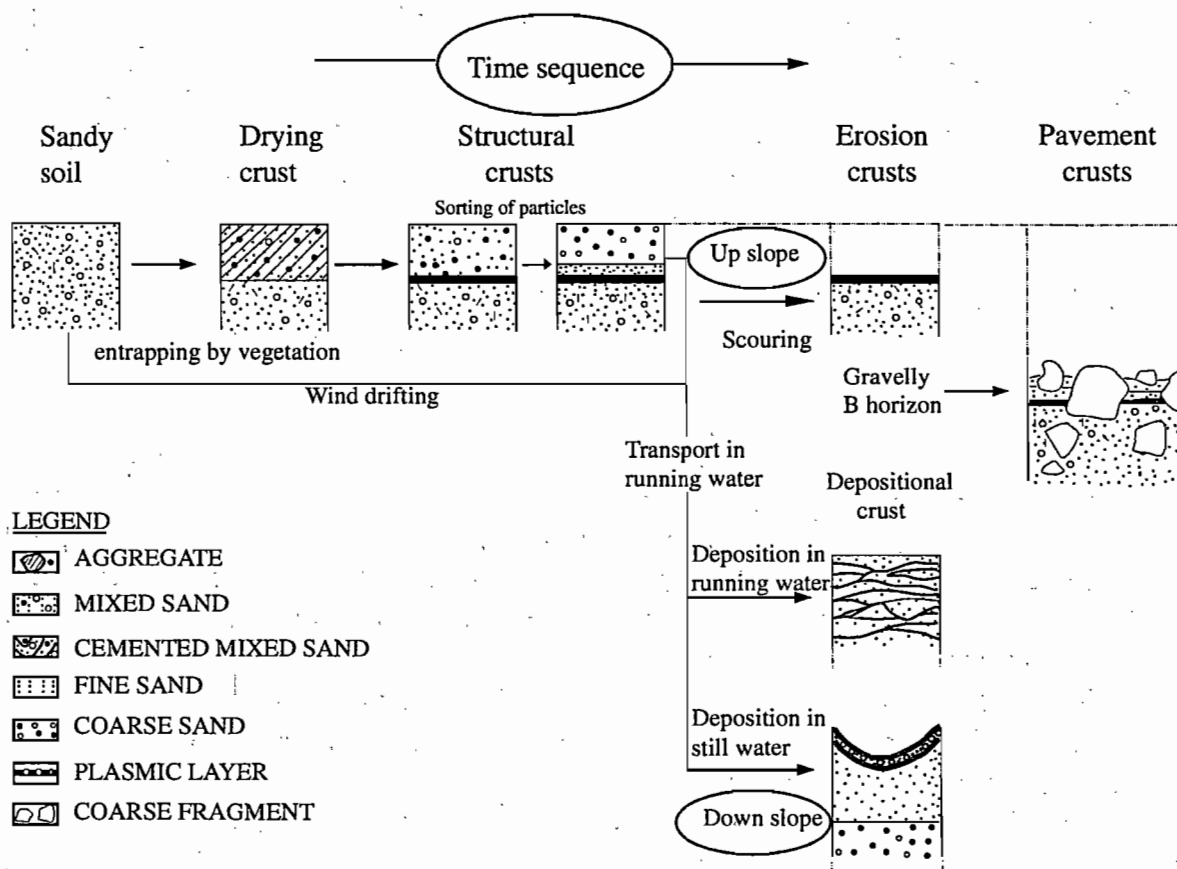


Fig. 1. Diagrammatic representation of the time sequence of soil crust formation (modified from Bresson and Valentin, 1990).

trating essential elements, such as nitrogen, which is fixed by cyanobacteria (Harper and Pendleton, 1993).

Microbiotic soil crusts commonly occur in association with physical soil crusts, which can be divided into three main groups on the basis of their mechanisms of formation: (i) structural crusts (Fig. 1), formed in situ by water drop impact; (ii) depositional crusts (Fig. 1), formed by deposition of particles transported by water from their original location; and (iii) erosion crusts (Fig. 1), formed by water or wind erosion of the two former crusts.

In the Sahelian zone of Niger, physical crusts comprise mainly sieving crusts, runoff crusts, still water depositional crusts and erosion crusts. Sieving crusts are structural crusts formed from two or three layers of sorted material (Fig. 1). The two-layered type is composed of a superficial layer of loose, coarse to medium sand overlying a plasmic (silt and clay) layer. The three-layered type comprises a top layer of loose coarse sand, a middle layer of fine sand, and a thin plasmic bottom layer. Pavement crusts (Fig. 1) are sieving crusts containing pebbles and gravels. Runoff crusts (Fig. 1) are very compact depositional crusts formed by deposition of particles transported by water. They exhibit submillimetric micro-layers, which are alternately coarse and fine. Still water depositional crusts (Fig. 1), also named sedimentation crusts, are formed by the deposition of particles in still water. They consist of densely packed and well-sorted particles, the size of which gradually increases with depth. The superficial layer is usually clay-rich and breaks into curled-up plates during periods of desiccation. Erosion crusts (Fig. 1) consist of a thin, smooth, clay-rich surface layer left after erosion of an overlying sand layer.

In this paper, we report detailed micromorphological observations on microbiotic crusts in the 'tiger bush' landscape near the village of Banizoumbou, in western Niger, in the Sahelian region of west Africa. The roles of these crusts in soil stabilisation and the water regime of the Sahelian environment are discussed.

2. Site descriptions, materials and methods

2.1. Site descriptions

Banizoumbou is about 70 km north-east of Niamey, the capital city of Niger. The study site lies between 13°32'N and 2°42'E, on a plateau formed by Tertiary fluvio-lacustrine deposits ('Continental terminal'; Greigert, 1966). The plateau, which is dissected in several parts by erosion, exhibits a slight slope of a maximum of 1% (Ambouta, 1997). A thick ferruginous duricrust caps the summit of the plateau (Fig. 2a), and underlies a 35–60 cm thick soil.

The climate is typical of the southern Sahel, with an annual rainfall of about 560 mm, occurring from mid-May to mid-September. Mean minimum and maximum temperatures are 22° and 34°C, respectively.

The vegetation of the plateau shows a characteristic pattern consisting of alternating densely vegetated bands comprising small trees and shrubs (Fig. 2a, arrows) and bare soil bands. From the air the resulting landscape resembles a tiger's fur (Fig. 2a), and is called 'tiger bush'. Examination of the vegetation banding reveals two distinct regions in

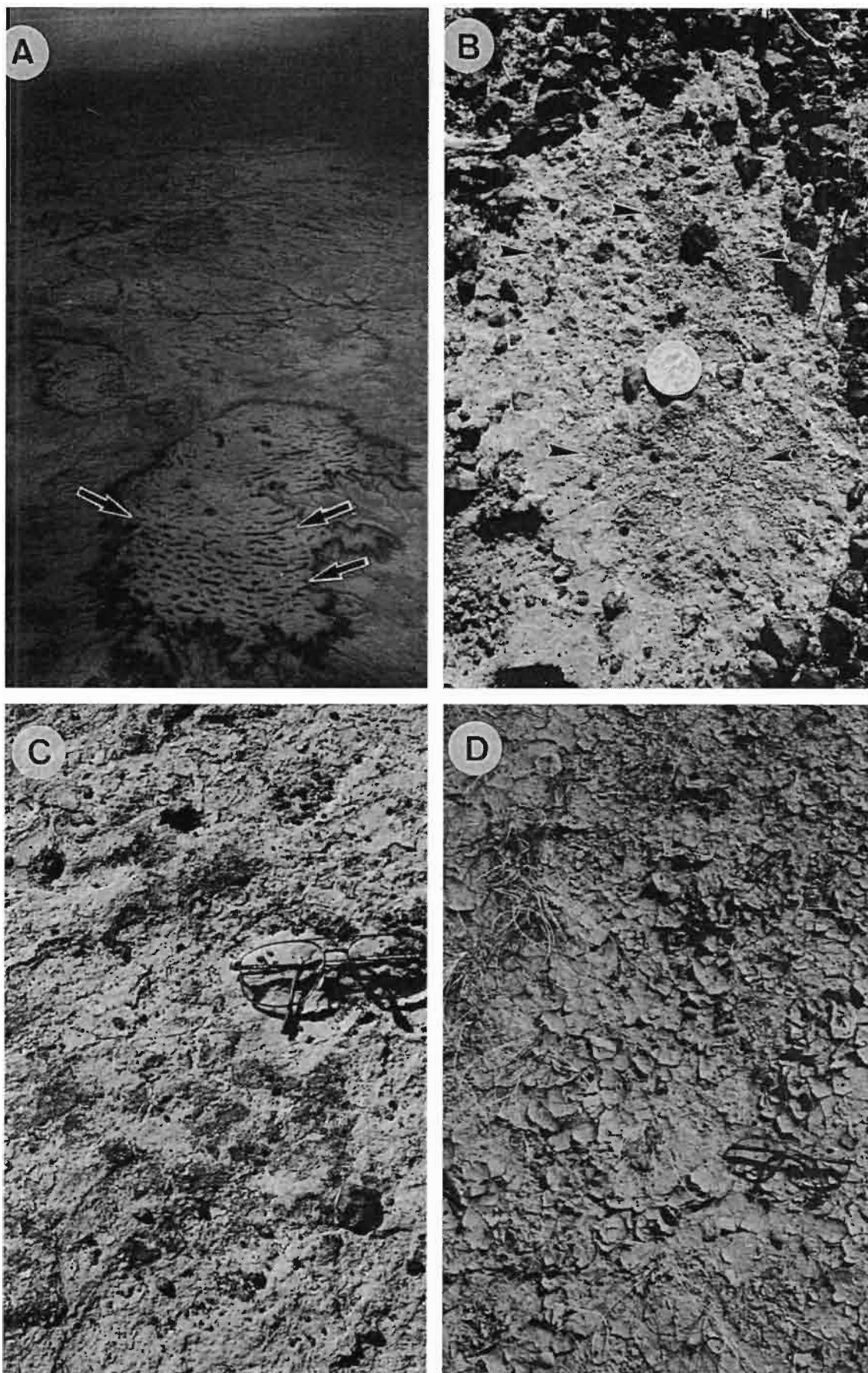




Fig. 2. Views of the sites studied. (a) Aerial view of the tiger bush landscape in western Niger on the top of a dissected plateau. Note the subparallel vegetation bands (arrowed), and the dark section of the ferruginous duricrust at the top of the cliff, approximately 15–20 m high, delimiting part of the plateau. (b–f) Views of the soil surface in the sites studied. (b) Site 1: The coarse superficial material was swept away to show the underlying fine sand layer, and vesicular pores (arrowed) at the surface of the third, plasmic layer. The superficial coarse material is visible at the top, the right, and the bottom right corner of the photograph. (c) Site 2: Darker areas correspond to patches of microbotic crust. Lighter parts are erosion crusts. (d) Site 3: Polygonal cracking of microbotic crust on sedimentation crust, and rare herbaceous plants. (e) Site 4: Polygonal cracking of microbotic crust on a sedimentation crust, showing the dense herbaceous cover, and soil reworked by termites (arrowed). Scale bar is 7.5 cm. (f) Site 5: The soil is covered by a continuous litter layer.

each band (Fig. 3): a decaying section on the lower side, and a flourishing part on its upper side. This pattern is thought to be controlled by the downward movement of water (Ambouta, 1984; Cornet et al., 1992). The lower side of a band loses water, which is trapped by the upper section of the adjacent downslope band. This results in a gradual movement of the vegetated bands in an upslope direction at a rate of about 25 cm yr^{-1} (Thiéry et al., 1995; d'Herbès et al., 1997).

2.2. Crust sampling

Samples of soil crust approximately 7 cm thick were collected from each site (Fig. 3) in November 1994, at the beginning of the dry season. Five types of soil surface were

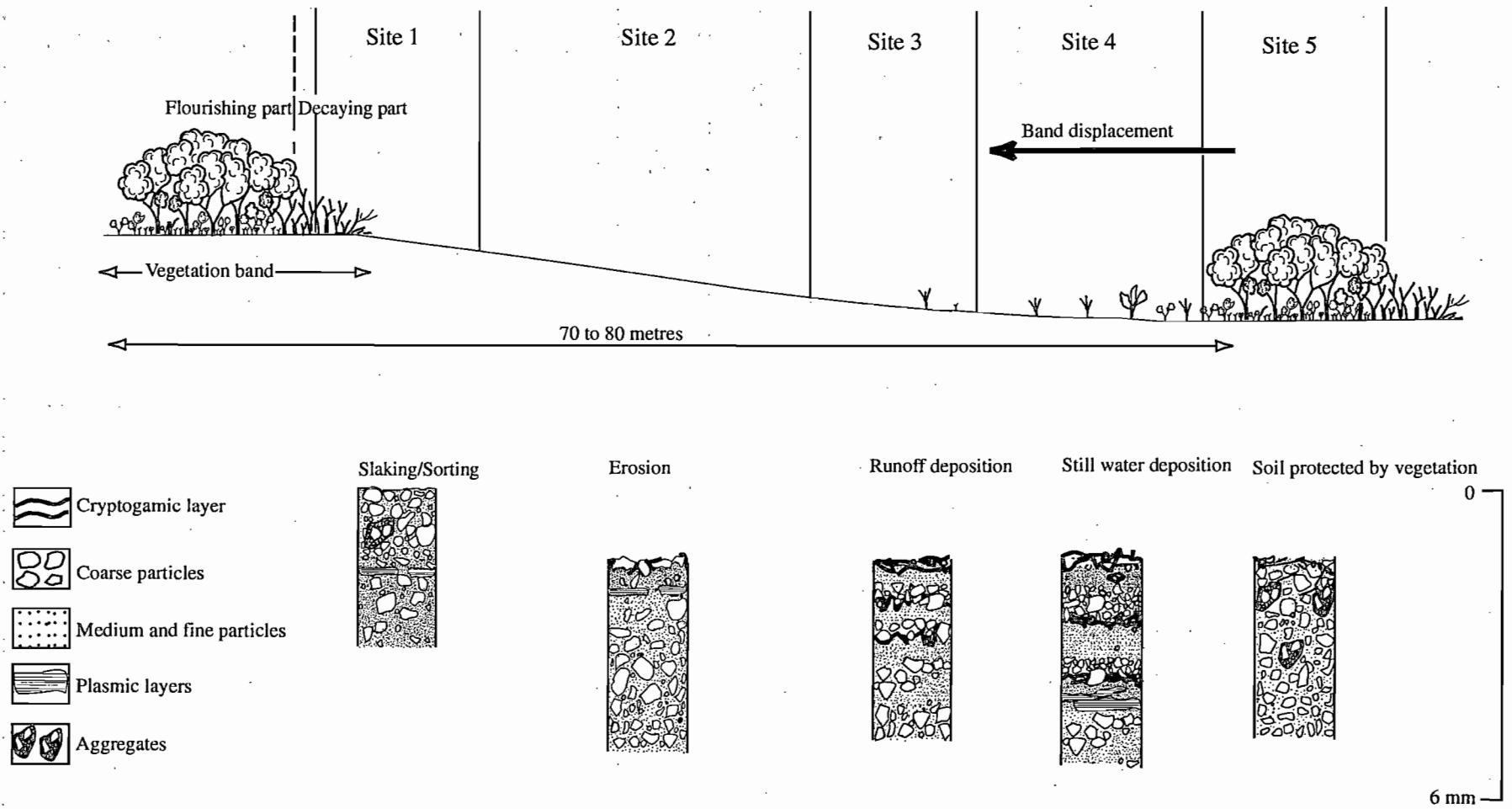


Fig. 3. Lateral and vertical patterns of a tiger bush soil sequence.

distinguished along the slope, from the decaying part of a vegetative band to the flourishing part of the next lower vegetative band (Fig. 3).

(1) Site 1 (Fig. 2b): close to the decaying section of the band, the soil surface was a sieving crust devoid of any microbial cover. Vesicular pores formed as air bubbles were recognisable when unconsolidated coarse superficial material was swept out.

(2) Site 2 (Fig. 2c): the soil surface was an erosion crust partly capped by microbiotic crust patches.

(3) Site 3 (Fig. 2d): the soil surface was a microbiotic crust capping a still water deposition crust. Scattered herbaceous plants were present at this site.

(4) Site 4 (Fig. 2e): the soil surface was similar to that at site 3, but the grass vegetation was denser. Emerging holes of termite galleries were frequently observed.

(5) Site 5 (Fig. 2f): the soil surface under the flourishing part of the lower band was covered by a permanent litter of dead tree leaves and herbaceous plants. Scattered mosses were observed.

One sample was collected from each of the five sites. Those from sites 2 to 5 were divided into four subsamples for particle size distribution and chemical analyses. The first subsamples were the superficial organo-mineral layers, ca. 2 mm thick, which comprised most the living micro-organisms of the crusts. The other three subsamples were taken at 10–20 mm intervals according to visible soil layering.

Table 1

Particle-size distribution, pH and total organic carbon content of the soils studied (values other than pH are dry weight percentages)

Sites	Physical crust type	Depth (mm)	Particle size distribution			pH	Total organic carbon (%)
			Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)		
Site 1	Sieving	0–10	–	–	–		0.5
		10–15	71.0	21.0	13.5	6.4	0.6
Site 2	Erosion	0–2	57.2	34.1	12.2	6.3	0.9
		2–35	59.1	30.0	11.3	6.5	0.3
		35–55	62.7	27.7	12.2	6.5	0.3
		55–75	53.0	26.1	12.2	6.4	0.4
Site 3	Runoff deposition	0–2	54.2	29.4	13.8	5.9	1.8
		2–10	64.3	20.3	10.7	5.4	0.4
		10–20	64.5	24.8	10.0	5.0	0.3
		20–30	64.0	18.4	14.1	5.0	0.3
Site 4	Still water deposition	0–2	70.4	24.0	4.9	6.1	1.9
		2–12	59.5	34.3	7.2	5.8	0.7
		12–22	51.6	32.8	13.3	6.1	0.5
		22–42	54.9	31.8	13.4	6.1	0.4
Site 5	No crust	0–2	60.5	37.4	3.8	5.8	1.4
		2–17	64.6	20.6	11.5	5.5	0.7
		17–37	70.2	18.9	13.1	4.7	0.7
		37–57	72.6	17.5	13.5	5.5	0.7

Table 2

Micro-organisms observed in the sites studied (no micro-organism was observed at site 1)

Taxons	Site 2: erosion crust	Site 3: runoff deposition crust	Site 4: still water deposition crust	Site 5: no crust
Cyanobacteria				
<i>Chroococcus limneticus</i> Lemm.	+	—	—	—
<i>Lyngbya aerugineo-coerulea</i> (Kütz.) Gomont	—	—	+	—
<i>L. aestuarii</i> Liebman	—	—	—	+
<i>L. epiphytica</i> Hieron	—	—	—	+
<i>Microcoleus sociatus</i> W and G.S. West	—	+	—	+
* <i>Nostoc</i> Vaucher sp.	—	+	—	—
<i>Phormidium mucosum</i> Gardner	—	+	—	—
<i>Schizothrix friesii</i> (Ag.) Gomont	+	+	+	+
<i>S. penicillata</i> (Kütz.) Gomont	+	+	+	—
* <i>Scytonema javanicum</i> Bornet	—	+	—	—
* <i>Scy. stuposum</i> (Kütz.) Bornet	—	+	—	—
Chlorophyta				
<i>Desmococcus olivaceus</i> (Pers. ex Arch.) Laundon	+	—	—	—
<i>Actinotaenium cucurbita fo.</i> <i>rotundatum</i> (Krieg.) Teiling	—	—	—	+

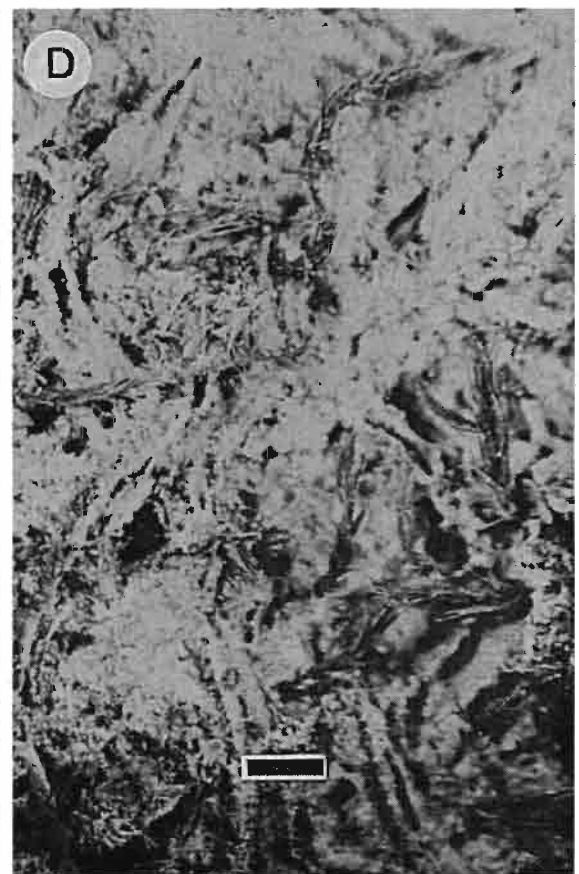
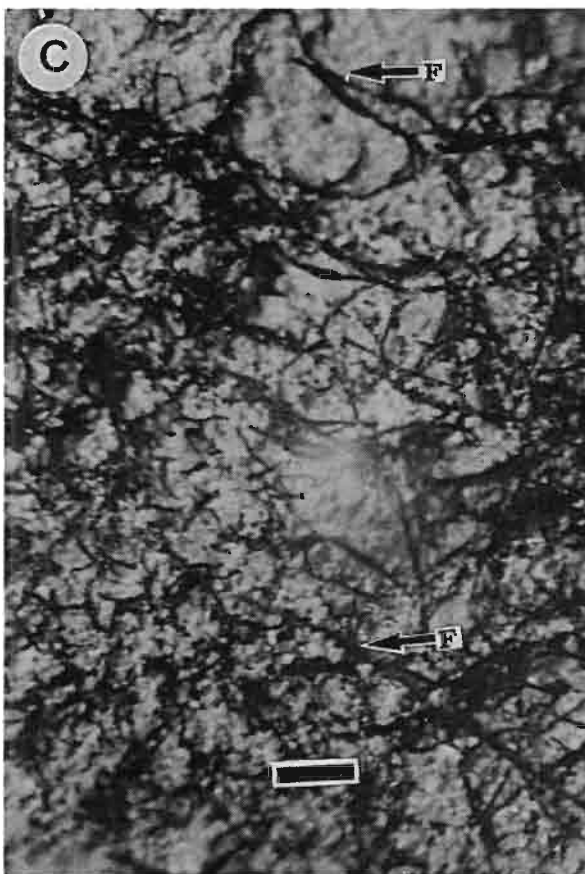
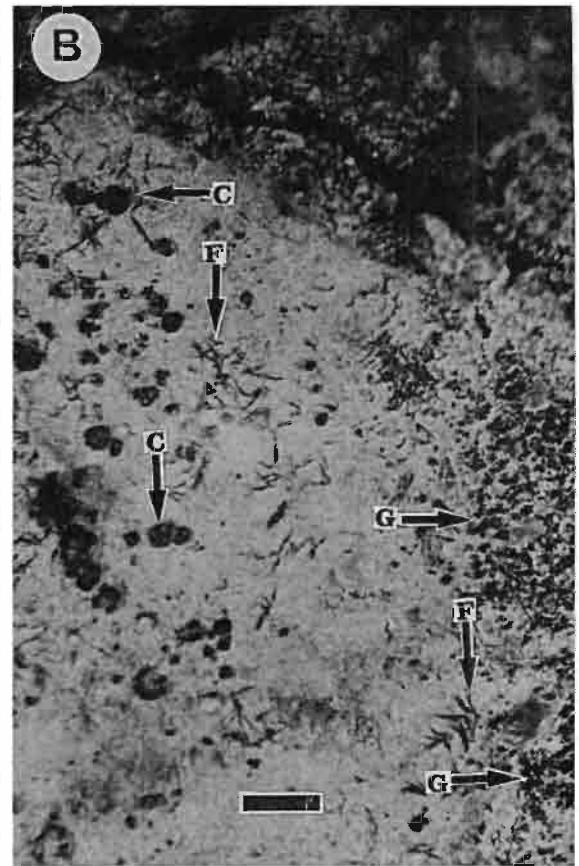
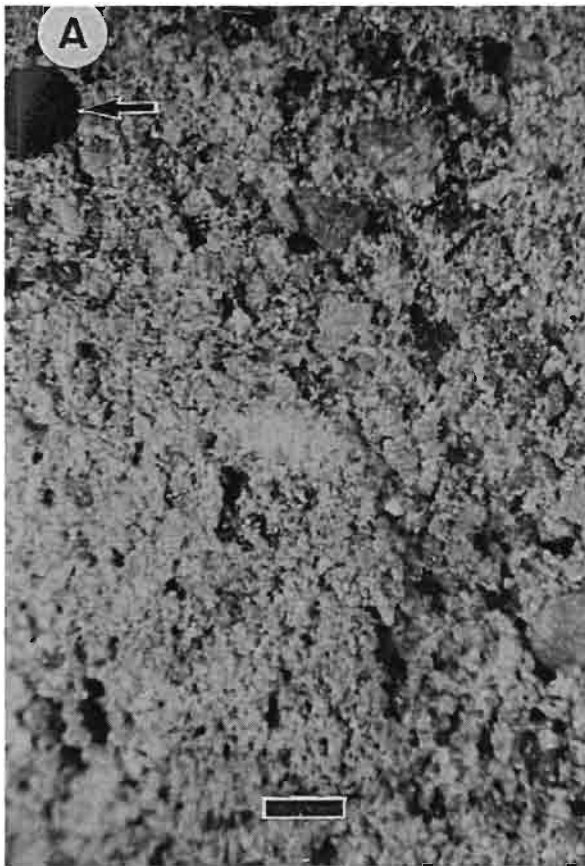
+ = Presence.

* = Heterocystous species.

2.3. Methods

Observations of soil surfaces were made at two scales, on a Nacet NS 50 stereomicroscope and on a JEOL JSM 6400 Scanning Electron Microscope (SEM). For SEM observations samples were coated with gold–palladium. Vertical thin sections were examined on a Zeiss Universal light microscope and on SEM. For SEM observations the sections were coated with carbon. Micro-organisms were collected from remoistened samples with a pipette under the stereomicroscope. Particle-size distributions were determined by dry sieving of sand particles and sedimentation of finer particles (pipette method). pH was measured with a 691 Metrohm pH meter on samples dispersed in water for 24 h. Total organic carbon (TOC) was measured with a CNS-2000 Leco analyser.

Fig. 4. Views of the soil surface under a stereomicroscope. (a) Site 1: Note the absence of any living organism or organic material, and the pore probably resulting from insect activity (arrowed) (scale bar is 0.5 mm). (b) Site 2: Small globular colonies of cyanobacteria (*C. limneticus* Näg.; G), larger, cupular chlorophyta (*Desmococcus* Brand; C), and filamentous cyanobacteria (*Schizothrix* Kütz.; F) (scale bar is 0.5 mm). (c) Site 4: Note the network of cyanobacterial filaments (F) (scale bar is 0.1 mm). (d) Site 5: Mosses on the surface of litter. Scale bar is 0.5 mm.



3. Results

3.1. Physical and chemical analyses

All sites had similar textures (sandy loam) and pH (4.7 to 6.5) values (Table 1). TOC content shows differences between sites, in particular in the superficial layers (Table 1). Superficial samples with a microbial cover (sites 2–4) were richer in TOC (0.9 to 1.9% dry weight) than the bare sample (0.5% at site 1). Densely microbially-covered samples (sites 3 and 4) were richer in TOC (1.8–1.9%) than the litter-covered sample (1.4% in site 5). Except for the sieving crust (site 1), the TOC content of deep samples was less than the superficial layers (Table 1). At depth, microbially-covered soils (sites 2–4) had less TOC (0.3 to 0.7%) than the litter-covered soil (site 5: 0.7%) or the sieving crust (site 1: 0.6%). Among microbially-covered soils, site 4, which supported a dense herbaceous cover, was richer in TOC (0.4–0.7%) at depth than sites 2 and 3 (0.3–0.4%).

3.2. Determination of micro-organisms

Micro-organisms present in the tiger bush samples belonged to two taxonomical groups: cyanobacteria and chlorophyta (Table 2). Cyanobacteria were dominant at all sites, but Chlorophyta (two species) were present only in two sites. Eleven species of cyanobacteria were identified (Table 2). All are filamentous except *C. limneticus*. Three species are heterocystous. *Schizothrix* is the most abundant genus at all sites. The communities forming microbiotic crusts (sites 2–4) were not fundamentally different from those present in the vegetated band of the tiger bush (site 5 in Table 2). The maximum diversity of species was observed at site 3.

3.3. Surface micromorphology

3.3.1. Site 1

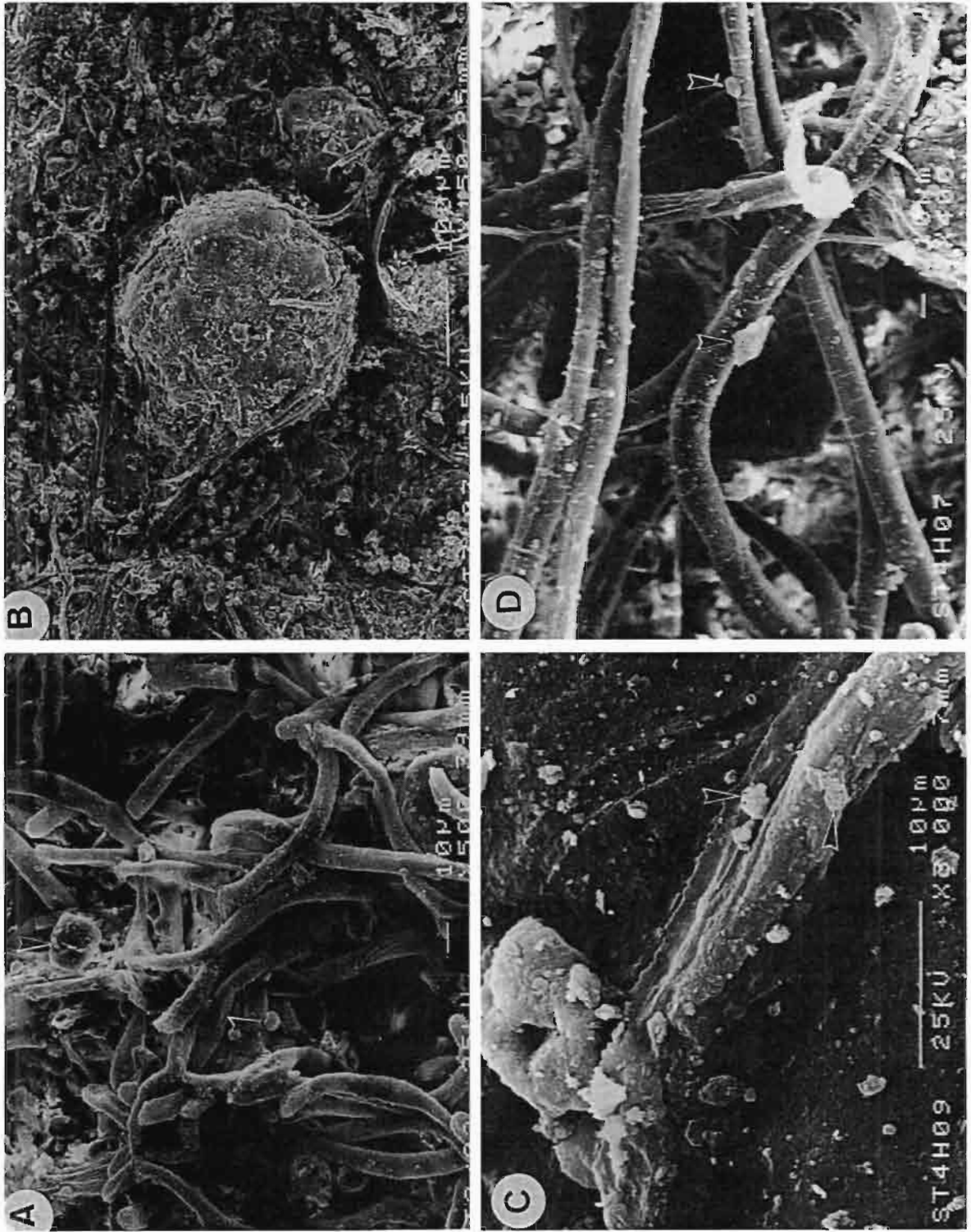
Microscopic observations confirmed the absence of micro-organisms at this site. The material is composed essentially of rounded quartz grains, ca. 500 μm in mean diameter, accompanied by rare coarser sand grains (Fig. 4a). Pores probably resulting from insect activity were observed (Fig. 4a).

3.3.2. Site 2

Stereomicroscopic observations of microbiotic crust patches revealed the presence of three different microbial colonies.

(1) Black, globular organisms, approximately 10 μm in diameter when isolated, and 250 μm when associated (Fig. 4b). These were identified as cyanobacteria of the species *C. limneticus* (Table 2).

Fig. 5. SEM micrographs of the soil surface. (a) Site 2: Intertwining of filaments, which trap sand grains. Fine mineral particles stick onto the surfaces of filaments (arrowed). (b) Site 3: Network of filaments enmeshing sand grains and finer mineral particles. (c) Site 4: Contact between a filament and a sand grain. Note the filament print on the grain surface. Fine particles (arrowed) adhere to the filament surface. (d) Site 4: Filaments delineating superficial pores. Fine mineral particles adhere to the surfaces of filaments (arrowed). Bar is 10 μm .



(2) Black or reddish, filamentous organisms, 10 to 25 μm in diameter (Fig. 4b), belonging to two species of the cyanobacterial genus *Schizothrix* (Table 2).

(3) Greenish, cupular-shaped organisms, 250 to 400 μm in diameter (Fig. 4b), identified as chlorophyta belonging to the genus *Desmococcus* (Table 2).

Under SEM the *Schizothrix* filaments appeared to form a superficial network delineating pores, several tens of micrometres in diameter (Fig. 5a). Sand particles were trapped in this network, whereas finer mineral particles adhered to the surface of filaments (Fig. 5a).

3.3.3. Sites 3 and 4

Under the stereomicroscope there was no significant micromorphological difference between sites 3 and 4, except that the density of micro-organisms was greater at site 4. The surface of crusts appeared to be formed by a network of black or reddish filaments, 10 to 25 μm in diameter (Fig. 4c). Some filaments formed pinnacles rising above the flat surface of the crust. Under SEM the filaments appeared, as at site 2, to trap sand particles and to have finer ($< 5 \mu\text{m}$) mineral particles adhering (Fig. 5b–c). The filaments delineated characteristic superficial pores, several tens of micrometres in diameter (Fig. 5d). Filament prints were observed on the surface of sand grains (Fig. 5c). Scattered liverworts were present at site 4.

3.3.4. Site 5

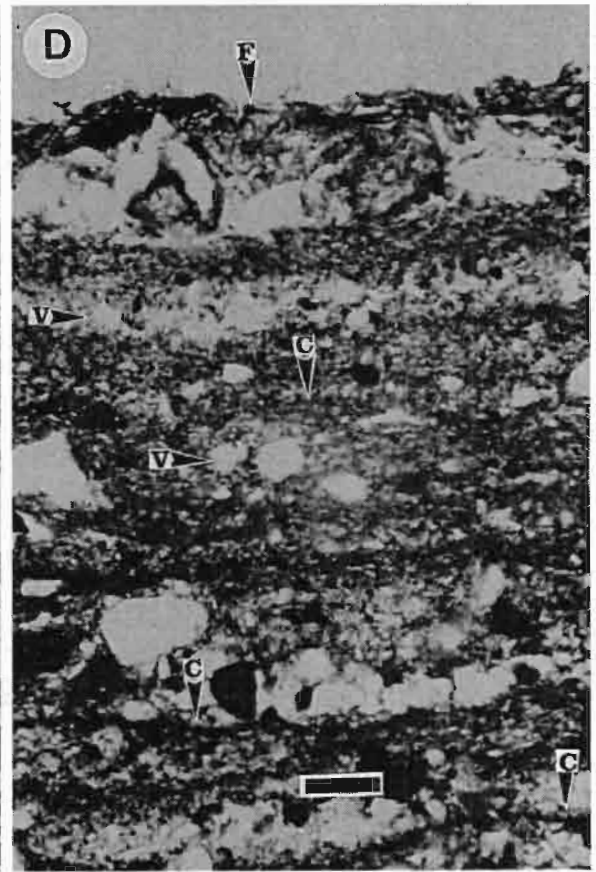
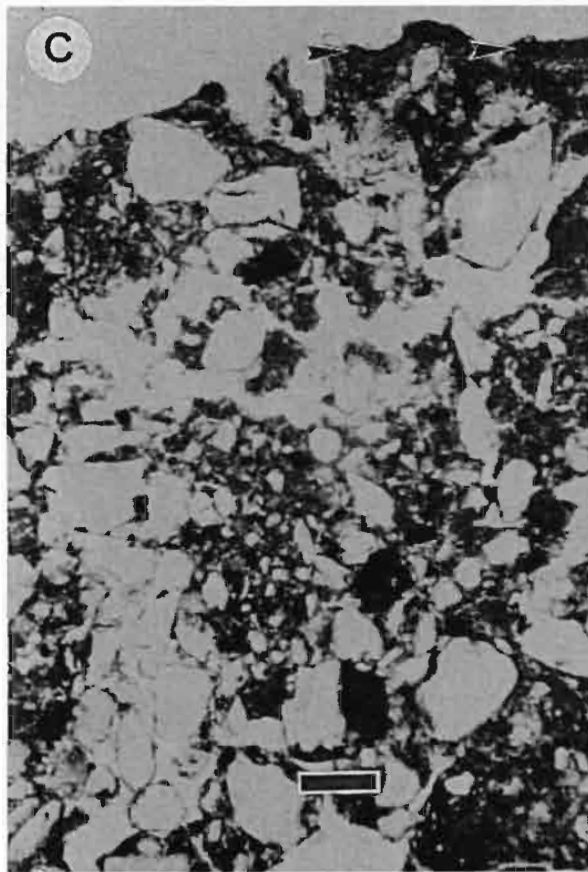
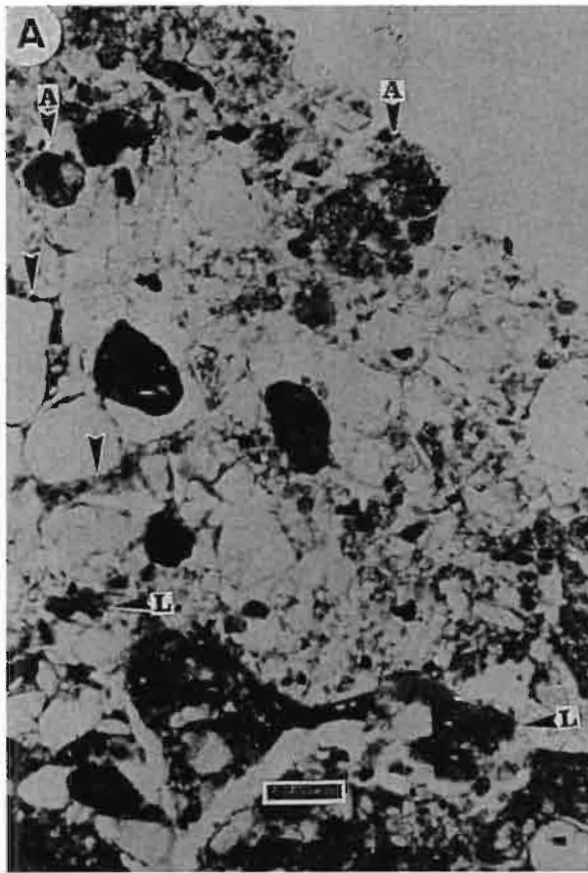
At the stereomicroscope scale, the soil surface appeared to be covered by debris of higher plants, mainly tree leaves. Mosses were especially abundant (Fig. 4d) and liverworts were also present. Rare very thin, colourless filamentous micro to organisms were observed in association with rare globular micro-organisms, 100–150 μm in diameter. SEM observations indicated the presence of two species of diatoms.

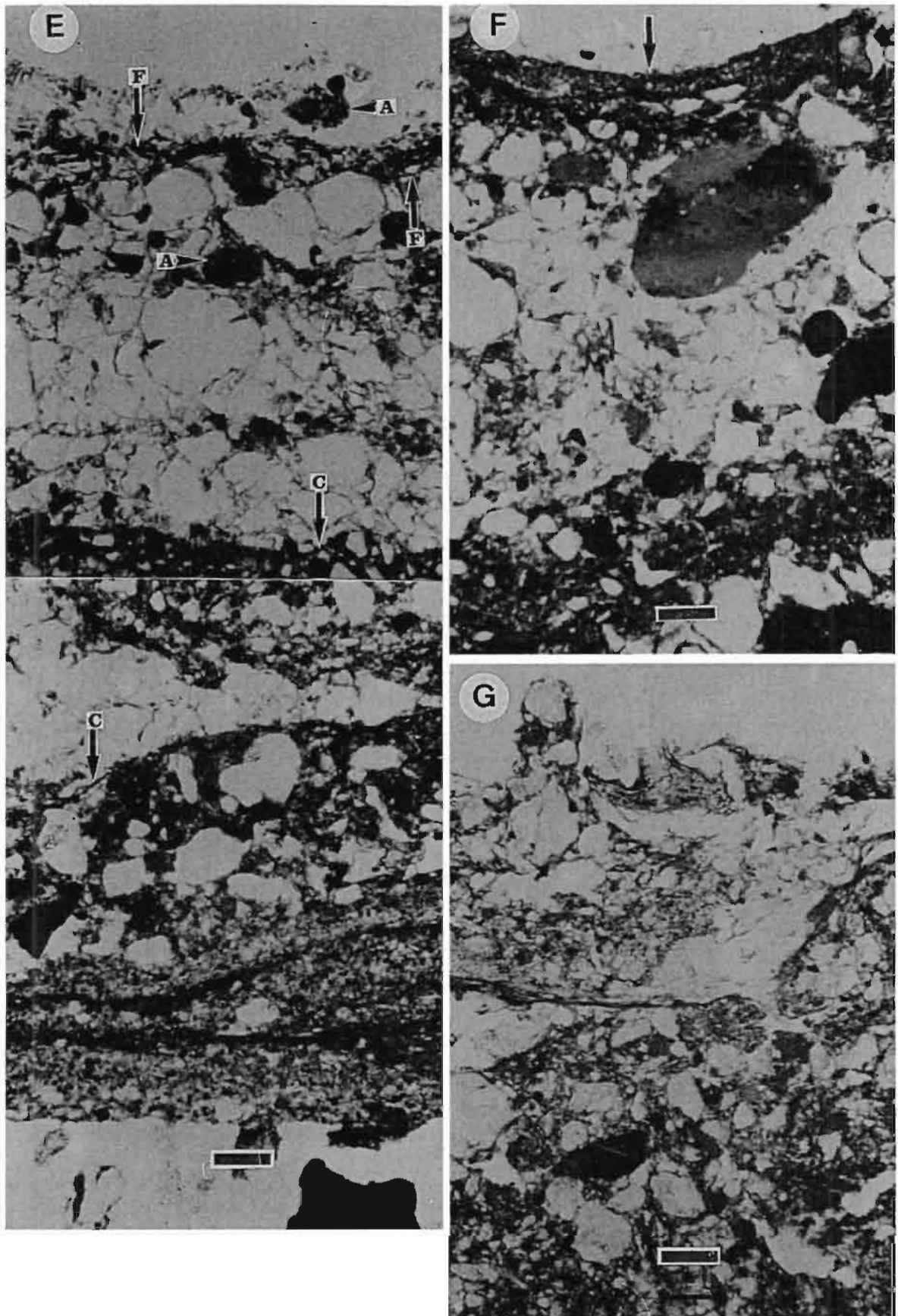
3.4. Vertical cross-section observations

3.4.1. Site 1

Two different layers were distinguished at this site (Fig. 6a): a superficial layer, 0.5–1.5 mm thick, which contained sand with rare disrupted soil aggregates, and an underlying layer, $> 4 \text{ cm}$ thick, which contained consolidated clay-rich material with

Fig. 6. Photomicrographs of vertical thin sections of soils. Scale bars are 160 μm . (a) Site 1: Sieving crust. Superficial layer of fine sand with disrupted aggregates (A) and clogged pores (arrowed), on a clay rich layer with laminated void coatings (L). The soil surface (upper right) is devoid of organisms. (b) Site 2: Erosion crust. The superficial plasmic layer exhibits laminated clay coatings (L) and rounded to vesicular pores (V). The underlying layer is formed by mixed material and exhibits polyconcave pores (V). (c) Site 2: Area covered with a discontinuous layer of living organisms (arrowed). The plasmic layer is thinner than in bare areas of the same site (b). (d) Site 3: Runoff deposition crust capped by a continuous superficial layer of living filamentous micro-organisms (F). The profile shows alternation of submillimetric sand and clay layers, and non-connected vesicular pores (V). Ancient microbiotic crusts (C) can be recognised at depth. (e) Site 4: Still water deposition crust capped by a continuous layer of living filamentous micro-organisms (F). The profile shows alternating clay and sand layers, which are thicker and better sorted than at site 3. Superficial layers include disrupted aggregates (A). Ancient microbiotic crusts (C) are seen at depth. (f) Site 4: Polygonal cracking (arrowed) of the superficial microbiotic crust. (g) Site 5: Superficial litter layer on non-layered mixed soil material.





rare sand grains. The porosities of the two layers were different (Fig. 6a): pores in the top layer were partially clogged by plasmic material, but in the underlying layer they exhibited laminated clay coatings, probably resulting from illuviation. The two layers correspond, respectively, to the medium layer of fine sand and the bottom layer of fine particles of a sieving crust (Fig. 1).

3.4.2. Site 2

In the areas devoid of microbial cover, two layers were distinguished (Fig. 6b): a superficial layer, 0.8–1.5 mm thick, formed from plasmic material with rare sand grains, and an underlying layer, several centimetres thick, formed from mixed material. The plasmic layer was smooth and rigid and resulted from clay illuviation, as indicated by the abundance of laminated coatings (Fig. 6b). Pores were rounded to vesicular because of compaction, and partially clogged by clay washed from the soil surface. These features are characteristic of erosion crusts (Fig. 1). The lower layer contained mixed, non-sorted material, which consisted mostly of mixed sand, clay in intergrain spaces and non-living organic material (Fig. 6b).

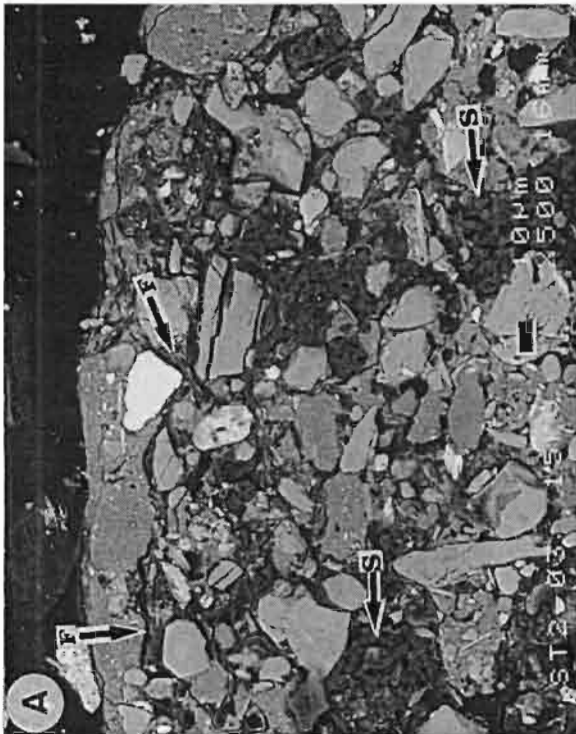
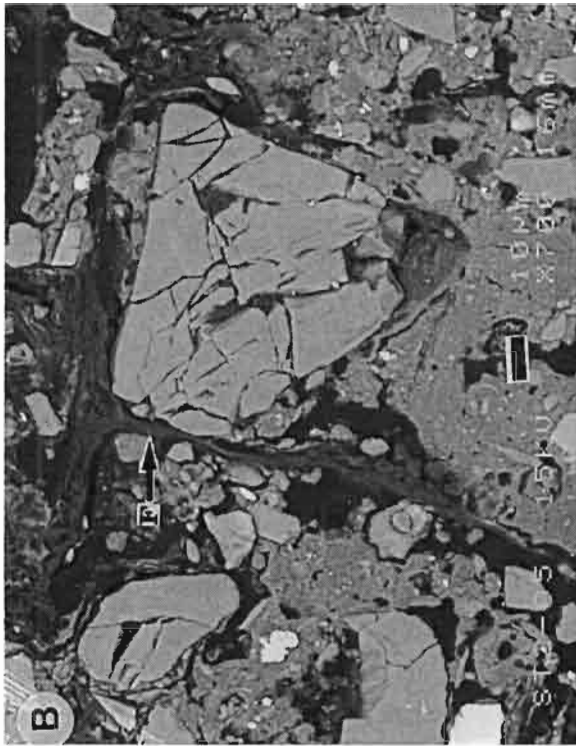
In the areas covered with a microbiotic crust (Fig. 6c), the plasmic layer was thinner (0.1–0.2 mm thick), more structured, and contained more sand grains and non-living organic material than in bare areas (Fig. 6b). The boundary with the underlying layer of mixed material was diffuse. Pores were tubular and interconnected. Under SEM, the organic constituents of this layer, in particular the filaments, appeared to surround and bind soil particles into a coherent network (Fig. 7a,b). Organic bodies with a porous structure and comprising micron-sized spheres were frequently observed (Fig. 7a,c). X-ray microanalysis of the organic constituents revealed detectable amounts of Cl, K and Na, in addition to C.

3.4.3. Site 3

The soil profile exhibited alternating clay- and sand-rich layers (Fig. 6d) characteristic of runoff deposition crusts (Fig. 1). The soil can be subdivided into rhythmic units of variable thickness (0.2–0.4 mm), composed of a layer of sand overlying a thin layer of clay (Fig. 6d). Pores were rounded to vesicular because of compaction (Fig. 6d). The superficial microbiotic crust comprising filamentous cyanobacteria was formed at the surface of a clay layer (Fig. 6d). Ancient microbiotic crusts were recognised at depth as black organic laminae overlying clay layers (Fig. 6d). Filaments and porous organic bodies similar to those at site 2 (Fig. 7a,c) were also observed by SEM in this site, below the superficial layer of living cyanobacteria. X-ray microanalysis again indicated detectable amounts of Cl, K and Na in the organic material.

3.4.4. Site 4

As at site 3, the soil exhibited alternating layers of clay and sand (Fig. 6e). The microbiotic crust, 0.7 mm thick and made of filamentous cyanobacteria, was formed at the surface of a clay layer ca. 0.1 mm thick (Fig. 6e). Superficial polygonal cracking was observed with the light microscope (Fig. 6f). Filaments and porous organic bodies, similar to those present at sites 2 (Fig. 7a,c) and 3, were observed at depth, also with the same enrichment in Cl, K and Na.



Below the microbiotic crust, the soil profile was composed of two successive units (Fig. 6e): in the upper unit ca. 3 mm thick, the clay and sand layers were thicker (0.6–1 mm) and better sorted than at site 3, whereas the microstructure of the lower unit was closer to that at site 3. In the clay layers of the upper unit the clay was usually associated with non-living organic matter at the top, but was mixed with silt and sand particles at the bottom (Fig. 6e). The features of the upper unit are characteristic of a still water deposition crust. As at site 3, ancient microbiotic crusts were recognised at depth (Fig. 6e).

3.4.5. Site 5

Two different layers were distinguished at this site (Fig. 6g): a superficial, discontinuous layer, ca. 1 mm thick consisting of mixed higher plant debris, sand grains, and finer mineral particles and an underlying layer consisting of material of various sizes disturbed by vegetation growth.

4. Discussion

4.1. Biological composition

As observed by others, the microbiotic crusts we studied were formed by microbial communities dominated by cyanobacteria. However, they differed from most other crusts in that the prevalent genus was *Schizothrix* (Table 2). Other microbiotic crusts are dominated by *Scytonema* sp. in the N'Djamena region, Tchad (Dulieu et al., 1977) and in savanna zones of Nigeria (Isichei, 1980), by *M. sociatus* in the western Negev Desert, Israel (Lange et al., 1992) and by *Microcoleus* spp. in desert soil crusts in Idaho, Utah and Colorado (Brock, 1975; Campbell, 1979). In semi-arid and arid lands of North America, the most widespread species of cyanobacteria is *M. vaginatus*. (Vauch.) Gom. Only in hot desert regions have microbiotic crusts been hitherto reported to consist mainly of *Schizothrix* (Johansen, 1993). Chlorophyta and liverworts are also common components of the microbiotic crusts in the tiger bush.

4.2. Soil stabilisation

Micro-organisms and mineral grains are closely associated at the surface of the tiger bush microbiotic crusts. The network of filamentous cyanobacteria traps sand grains, and clay and silt sized particles adhere to the surfaces of filaments (Figs. 4c and 5a,b,d). This has already been noted in other microbiotic crusts by Cameron and Devaney (1970) and Belnap and Gardner (1993). The ability of cyanobacterial filaments to cement

Fig. 7. SEM micrographs (backscattered electron mode) of a vertical thin section at site 2. (a) Cyanobacterial filaments (F) and dark organic bodies enmesh mineral grains. Some organic bodies appear to be micron-sized spheres (S). (b) Enlarged view of an area in (a), showing cyanobacterial filaments (F) surrounding mineral grains. (c) Enlarged view of a dark organic body in (a). Note the porous structure of the organic matter and the presence of microspheres (arrowed).

mineral particles to the surface of their polysaccharide envelopes is well known (Pentecost and Riding, 1986). Filament prints on the surface of mineral grains (Fig. 5c) suggest slight dissolution of the mineral at the contact with the filament.

Below the superficial layer of living cyanobacteria intermingled with mineral grains, filaments and organic bodies also appear to enmesh soil mineral particles (Figs. 6d,e and 7a,b). The porous organic bodies presumably derive from extracellular polymer secretions (EPS) of micro-organisms. Cyanobacteria and other bacteria commonly produce polysaccharide EPS which reorganize into three-dimensional networks (Défarge et al., 1996). The role of EPS in soil aggregate stabilisation has already been mentioned by Tisdall and Oades (1982). In the tiger bush soils this organic matter could be produced by the filamentous cyanobacteria or the microspheres (bacteria?) associated with the porous bodies (Fig. 7a,c).

The micro-organisms which form tiger bush microbiotic crusts thus provide cohesion to the soil through the trapping and binding effects of superficial living filaments and of microbial organic material present at depth. This cohesion enhances soil stabilisation against water and wind erosion, as was confirmed by placing bare soil samples from site 1 in water; they were completely dispersed after two days, whereas microbiotic crust samples from sites 2 to 4 remained intact after several months of immersion. In situ measurements made at other sites near Banizoumbou have shown that fewer mineral particles are removed from microbially-covered soils compared with bare soils (Malam Issa et al., 1998). These results agree with other studies, which have shown less erosion of soils covered by microbiotic crusts (Eldridge and Greene, 1994; McKenna Neuman et al., 1996; Eldridge and Kinnell, 1997).

At sites 3 and 4, the depositional crusts were interlayered at depth with ancient microbiotic crusts (Fig. 6d,e). In addition to their role in stabilisation of underlying soil, microbiotic crusts are thus probably involved in mineral particle retention and deposition on their surface, and therefore in soil accretion. Cyanobacterial mats, including *Schizothrix*-dominated mats, have been shown to control underwater particle sedimentation in shallow subtidal and intertidal marine areas (Neumann et al., 1970). In the depositional sites of the tiger bush, soil accretion occurs through a rhythmic aggradation of layers, alternately organic and mineral. The resulting structure is sedimentary rather than pedogenetic, and may be considered as a terrestrial stromatolite. Similarities between certain microbiotic soil crusts and stromatolites were noted by Campbell (1979).

4.3. Soil–water interactions

Microscopic observations of tiger bush samples revealed two features which may influence the water regime of the soil: (1) intertwining of the filamentous organisms at the soil surface delineates pores of significant sizes (Fig. 5a,d), which could favour water infiltration; (2) the presence of porous organic bodies at depth (Fig. 7a,c), which enhances the water retention capacity of the soil.

When wetted, two possible kinds of behaviour can be expected from the polysaccharide constituents of cyanobacterial envelopes and of spongy organic bodies: (1) swelling resulting from absorption of water by the polysaccharide constituents is limited and the

pore field allows water circulation, or (2) swelling reduces the pore size and enhances water retention by capillary forces. According to Verrecchia et al. (1995), the absorption of water by biological material and the retention of water by strong capillary forces are the ways in which microbiotic crusts limit water infiltration and promote runoff when rain starts.

The influence on the water regime of other organisms such as termites, which were conspicuous at site 4 (Fig. 2e), should also be considered. The foraging activity of these organisms has been shown to enhance water infiltration (Ouedraogo, 1997).

Further studies are necessary to determine the interactions of tiger bush microbiotic crusts and water. Laboratory measurements have indicated that microbial crusts enhance the water retention capacity of Sahelian soils similar to those of the tiger bush. At pF 2.5, water retention was 6.8–36% for microbially-covered samples but only 2.1–3.8% for bare samples (Malam Issa, unpubl. data).

4.4. Chemical composition

The presence of photosynthetic micro-organisms may account for the organic C enrichment of the surface layer of microbiotic crusts compared with bare and litter-covered soils (Table 1). The phototrophs fix atmospheric CO₂ at rates estimated by Beymer and Klopatek (1991) for microbiotic crusts in Pinyon-Juniper woodlands (Northern Arizona, USA) to range from 43 (grazed soil) to 350 kg C ha⁻¹ yr⁻¹ (ungrazed soil). A sample from site 4 of Banizoumbou tiger bush has been shown to fix 4.3–5.3 mg C m⁻² mn⁻¹ under laboratory conditions (Malam Issa, unpubl. data).

The supply of nitrogen in microbiotic crusts is mainly from cyanobacteria and lichens (Mayland et al., 1966; Jeffries et al., 1992). Nitrogen fixation in crusts can vary from 1 to 100 kg N₂ ha⁻¹ yr⁻¹ (Jeffries et al., 1992). In the tiger bush soils, which do not support lichens, nitrogen should be fixed mainly by the heterocystous cyanobacterial species *Nostoc* sp., *Scy. javanicum* and *Scy. stuposum* (Table 2). Some other species of cyanobacteria devoid of heterocysts are also able to fix nitrogen (Stal, 1995; Bergman et al., 1997).

4.5. Microbiotic crusts in tiger bush dynamics

The microscopic features of the tiger bush sequence revealed a specific organization of the soil between successive vegetated bands (Fig. 3). From the decaying part of the upper band down to the flourishing part of the lower band, the soil surface consists successively of a sieving crust (site 1), an erosion crust (site 2), a runoff sedimentation crust (site 3) and a still water deposition crust (site 4). In site 4, the still water deposition crust caps an ancient runoff deposition crust analogous to that at site 3 (Fig. 3). The superficial layer of the crust at site 2 corresponds to the lower, plasmic layer of the sieving crust at site 1 (compare Fig. 6a and b). The erosion crust at site 2 probably results from the evolution of a sieving crust (Fig. 3). Deposition of particles translocated from sites 1 and 2 induces the formation of depositional crusts at sites 3 and 4 (Fig. 3). These observations confirm the dynamic model of Bresson and Valentin (1990). The

downward movement of water which controls the formation of the tiger bush landscape is also responsible for the organisation of soil between the vegetated bands.

The cyclic evolution which results from the upslope migration of vegetated bands also affects the soil crusts. Vegetation decay at site 5 creates a bare soil which will evolve into a structural crust (site 1 type). The structural crust will be replaced by an erosion crust (site 2 type), then by a depositional crust (site 3 and site 4 types) supplied by particles translocated from structural and erosion crusts formed above. The depositional crust will be progressively invaded by the upslope migrating vegetation and thus become a site 5 type soil.

The microbiotic crusts are essential components of the tiger bush ecosystem. The zonation of microbiotic crusts is parallel to the tiger bush banding (Fig. 3). Site 1 is devoid of any microbial cover. The density of microbial cover increases from site 2 to site 4, and the microbial communities present at site 5 are close to those forming microbiotic crusts at sites 2 to 4 (Table 2). The most extensive development of microbiotic crusts is associated with temporary accumulations of water at site 4. The microbial cover enhances stabilisation of depositional crusts and promotes retention of sand and clay particles on their surface. The continuous aggradation of mineral layers, whose surface is recolonised by micro-organisms after deposition, results in soil accretion at this site. The resulting soil provides a stabilised, well-moistened and nutrient-enriched substrate for the upslope migration of plants from the adjacent vegetated band (site 5). The microbiotic crusts are then destroyed by root and faunal bioturbation which follows the establishment of higher plants.

5. Conclusions

This study has documented further occurrences of microbiotic crusts formed by cyanobacteria, chlorophyta and liverworts on the surface of soils in semi-arid tiger bush woodlands. The results confirm the role of a microbial cover and derived organic matter in microstructure development and stabilisation of the soils.

The microbiotic crusts are essential components of the tiger bush ecosystem. The downward movement of water, which controls the dynamics of the tiger bush landscape, also controls the lateral and vertical successions of crusts in the tiger bush sequence studied. The formation of microbiotic crusts in the lower parts of bare bands helps retain water, resist erosion and accumulate soil. Microbial activity also results in C and N enrichment of superficial soil. The upslope development of trees and shrubs of the vegetated bands takes place on this substrate. The development of microbiotic crusts between the zones with higher plants appears to be a biological adaptation favourable to the preservation of the structure and nutrient level of the soil during periods of denudation.

Microbiotic crusts may thus play a specific role in the conservation and improvement of soil properties in Sahelian regions. Through increase of resistance to erosion, enrichment in essential nutrients, and control on water uptake, they can favour the establishment of farm crops.

Acknowledgements

This project was supported by ORSTOM and the paper is a contribution to the IGCP Project 380 'Biosedimentology of microbial buildups'. J.L. Rajot helped with field work. Thin sections were made in the Institut National Agronomique de Paris-Grignon by L.M. Bresson. A. Genty and C. Lelay helped with microscopic observations, and B. Guillet with particle size analyses. Reviews by D.J. Eldridge and A. Yair significantly improved the paper.

References

- Ambouta, K., 1984. Contribution à l'édaphologie de la brousse tigrée de l'Ouest nigérien. Thèse de Docteur-Ingénieur, Université Nancy I, France, 116 pp.
- Ambouta, J.M.K., 1997. Définition et caractérisation des structures de végétation contractée au Sahel: cas de la brousse tigrée de l'ouest nigérien. In: d'Herbès, J.M., Ambouta, J.M.K., Peltier, R. (Eds.), *Fonctionnement et Gestion des Écosystèmes Forestiers Contractés Sahéliens*. John Libbey Eurotext, Paris, pp. 41–57.
- Barbey, C., Couté, A., 1976. Croûtes à cyanophycées sur les dunes du Sahel mauritanien. *Bulletin de l'I.F.A.N.* 38, sér. A, 732–736.
- Belnap, J., Gardner, J.S., 1993. Soil microstructure in soils of the Colorado Plateau: the role of the cyanobacterium *Microcoleus vaginatus*. *Great Basin Naturalist* 53, 40–47.
- Bergman, B., Gallon, J.R., Rai, A.N., Stal, L.J., 1997. N₂ fixation by non-heterocystous cyanobacteria. *FEMS Microbiol. Rev.* 19, 139–185.
- Beymer, R.J., Klopatek, J.M., 1991. Potential contribution of carbon by microphytic crusts in Pinyon-Juniper woodlands. *Arid Soil Res. Rehab.* 5, 187–198.
- Bresson, L.M., Valentin, C., 1990. Comparative micromorphological study of soil crusting in temperate and arid environments. *Trans. 14th Int. Congr. Soil Sci., Kyoto, Japan*, VII, pp. 238–243.
- Brock, T.D., 1975. Effect of water potential on a *Microcoleus* (Cyanophyceae) from a desert crust. *J. Phycol.* 11, 316–320.
- Brotherson, J.D., Rushforth, S.R., 1983. Influence of cryptogamic crusts on moisture relationships of soils in Navajo National Monument, Arizona. *Great Basin Naturalist* 43, 73–78.
- Cameron, R.E., Devaney, J.R., 1970. Antarctic soil algal crusts: scanning electron and optical microscope study. *Trans. Am. Microsc. Soc.* 89, 264–273.
- Campbell, S.E., 1979. Soil stabilisation by a prokaryotic desert crust: implications for Precambrian land biota. *Origins of Life* 9, 335–348.
- Campbell, S.E., Seeler, J.S., Golubic, S., 1989. Desert crust formation and soil stabilisation. *Arid Soil Res. Rehab.* 3, 217–228.
- Cole, D.N., 1990. Trampling disturbance and recovery of cryptogamic soil crusts in Grand Canyon National Park. *Great Basin Naturalist* 50, 321–325.
- Cornet, A.F., Montana, C., Delhoume, J.P., Lopez-Portillo, J., 1992. Water flows and the dynamics of desert vegetation stripes. In: Hansen, A.J., Di Castri, F. (Eds.), *Landscape Boundaries. Consequences for Biotic Diversity and Ecological Flows*. Springer-Verlag, New York, pp. 327–345.
- d'Herbès, J.M., Valentin, C., Thiéry, J.M., 1997. Synthèse des connaissances acquises sur la brousse tigrée nigérienne: hypothèse sur la genèse et les facteurs déterminant les différentes structures contractées. In: d'Herbès, J.M., Ambouta, J.M.K., Peltier, R. (Eds.), *Fonctionnement et Gestion des Écosystèmes Forestiers Contractés Sahéliens*. John Libbey Eurotext, Paris, pp. 131–152.
- Défarce, C., Trichet, J., Jaunet, A.M., Robert, M., Tribble, J., Sansone, F.J., 1996. Texture of microbial sediments revealed by cryo-scanning electron microscopy. *J. Sedimentary Res.* 66, 935–947.
- Dulieu, D., Gaston, A., Darley, J., 1977. La dégradation des pâturages de la région de N'Djamena (Rép. du Tchad) en relation avec la présence de cyanophycées psammophiles: étude préliminaire. *Revue d'Élevage et de Médecine Vétérinaire des Pays Tropicaux* 30, 181–190.

- Eldridge, D.J., 1993a. Cryptogams, vascular plants, and soil hydrological relations: some preliminary results from the semiarid woodlands of eastern Australia. *Great Basin Naturalist* 53, 48–58.
- Eldridge, D.J., 1993b. Cryptogam cover and soil surface condition: effects on hydrology on a semiarid woodland soil. *Arid Soil Res. Rehab.* 7, 207–217.
- Eldridge, D.J., Greene, R.S.B., 1994. Assessment of sediment yield by splash erosion on a semi-arid soil with varying cryptogam cover. *J. Arid Environ.* 26, 221–232.
- Eldridge, D.J., Kinnell, P.I.A., 1997. Assessment of erosion rates from microphyte-dominated calcareous soils under rain-impacted flow. *Aust. J. Soil Res.* 35, 475–489.
- Greigert, J., 1966. Description des formations crétacées et tertiaires du bassin des Iullemmeden (Afrique occidentale). Publications de la Direction Mines et Géologie, Niger, 2. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Niamey, Niger, 234 pp.
- Harper, K.T., Pendleton, R., 1993. Cyanobacteria and cyanolichens: can they enhance availability of essential minerals for higher plants?. *Great Basin Naturalist* 53, 59–72.
- Isichei, A.O., 1980. Nitrogen fixation by blue-green algal soil crusts in Nigerian savannah. In: Rosswall, T. (Ed.), *Nitrogen Cycling in West African Ecosystems*. SCOPE-UNEP International Nitrogen Unit, Royal Swedish Academy of Sciences, Stockholm, pp. 191–198.
- Jeffries, D.L., Klopatek, J.M., Link, S.O., Bolton, H. Jr., 1992. Acetylene reduction by cryptogamic crusts from a blackbrush community as related to resaturation and dehydration. *Soil Biol. Biochem.* 24, 1101–1105.
- Johansen, J.R., 1993. Cryptogamic crusts of semiarid and arid lands of North America. *J. Phycol.* 29, 140–147.
- Klubek, B., Skujins, J., 1980. Heterotrophic N₂-fixation in arid soil crusts. *Soil Biol. Biochem.* 12, 229–236.
- Lange, O.L., Kidron, G.J., Büdel, B., Meyer, A., Kilian, E., Abeliovich, A., 1992. Taxonomic composition and photosynthetic characteristics of the 'biological soil crusts' covering sand dunes in the western Negev Desert. *Functional Ecology* 6, 519–527.
- Loope, W.L., Gifford, G.F., 1972. Influence of a soil microfloral crust on select properties of soils under Pinyon-Juniper in southeastern Utah. *J. Soil Water Conserv.* 27, 164–167.
- Malam Issa, O., Trichet, J., Défarge, C., Valentin, C., Rajot, J.L., 1998. Micromorphology of microbiotic crusts from Niger soils. Influence on soil–water dynamics. *Trans. 16th Int. Congr. Soil Sci.*, Montpellier, France, Symp. 30, 961, 7 pp.
- Mayland, H.F., McIntosh, H.T., Fuller, W.H., 1966. Fixation of isotopic nitrogen on a semiarid soil by algal crust organisms. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 30, 56–60.
- McKenna Neuman, C.M., Maxwell, C., Boulton, J.W., 1996. Wind transport of sand surfaces crusted with photoautotrophic microorganisms. *Catena* 27, 229–247.
- Neumann, A.C., Gebelein, C.D., Scoffin, T.P., 1970. The composition, structure and erodability of subtidal mats, Abaco, Bahamas. *J. Sedimentary Petrol.* 40, 274–297.
- Ouedraogo, P., 1997. Rôle des termites dans la structure et la dynamique d'une brousse tigrée soudano-sahélienne. Thèse de doctorat, Université Paris VI, France, 282 pp.
- Pentecost, A., Riding, R., 1986. Calcification in cyanobacteria. In: Leadbeater, B.S.C., Riding, R. (Eds.), *Biomining in Lower Plants and Animals*. Clarendon Press, Oxford, pp. 73–90.
- Reynaud, P.A., Lumpkin, T.A., 1988. Microalgae of the Lanzhou (China) cryptogamic crust. *Arid Soil Res. Rehab.* 2, 145–155.
- Rychert, R.C., Skujins, J., 1974. Nitrogen fixation by blue-green algae-lichen crusts in the Great Basin Desert. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 38, 768–771.
- Stal, L.J., 1995. Physiological ecology of cyanobacteria in microbial mats and other communities. *New Phytol.* 131, 1–32.
- Thiéry, J.M., d'Herbès, J.M., Valentin, C., 1995. A model simulating the genesis of banded patterns in Niger. *J. Ecology* 83, 497–507.
- Tisdall, J.M., Oades, J.M., 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *J. Soil Sci.* 33, 141–163.
- Verrecchia, E., Yair, A., Kidron, G.J., Verrecchia, K., 1995. Physical properties of the psammophile cryptogamic crust and their consequences of the water regime of sandy soils, North-western Negev Desert, Israel. *J. Arid Environ.* 29, 427–437.

Apports du cryo-microscope électronique à balayage à émission de champ à l'étude des matières organiques et des relations organo-minérales naturelles. Application aux croûtes microbiotiques des sols

Field emission cryo-scanning electron microscopy of organic matter and organomineral associations. Application to microbiotic soil crusts

Christian Défarge^{a,b*}, Oumarou Malam Issa^b, Jean Trichet^b

^a École supérieure de l'énergie et des matériaux (Esem), 45072 Orléans cedex 2, France

^b Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (FR 09 CNRS), UMR 6531 CNRS – université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans cedex 2, France

(Reçu le 4 janvier 1999, accepté après révision le 29 mars 1999)

Abstract — The cryo-SEM (SEM equipped with a freeze-drying sample preparation system) allows the micromorphological transformations occurring during desiccation-rewetting cycles of microbiotic crusts from Sahelian soils to be visualised, like the swelling up of mucilaginous envelopes of the constituent micro-organisms through water absorption. When the cryo-SEM is equipped with a field emission gun, which permits observations at low voltage operation (1 kV) without coating, the natural surface of the samples may be revealed, in particular the presence, at the surface of mineral grains, of microbe-derived organic meshes that probably play a role in the resistance of these crusts to erosion. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

cyanobacteria / field emission cryo-scanning electron microscope / microbiotic crusts / Niger / Sahel / soil stabilization / water storage

Résumé — Le cryo-Meb (Meb équipé d'un système de préparation des échantillons par congélation-lyophilisation) permet de visualiser les modifications micromorphologiques se produisant lors des cycles de dessiccation-réhydratation des croûtes microbiotiques de sols sahéliens, comme le gonflement, par absorption d'eau, des enveloppes mucilagineuses des micro-organismes constitutifs. Lorsque le cryo-Meb possède un canon à émission de champ, qui autorise des observations à basse tension d'accélération (1 kV), sans métallisation, c'est l'état de surface naturel des échantillons qui peut être révélé, notamment la présence, autour des grains minéraux, de réseaux organiques d'origine microbienne, jouant vraisemblablement un rôle dans la résistance à l'érosion manifestée par ces croûtes. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

croûtes microbiotiques / cryo-microscope électronique à balayage à émission de champ / cyanobactéries / Niger / rétention d'eau / Sahel / stabilisation des sols

Note présentée par Georges Pédro.

* Correspondance et tirés à part.
Christian.Defarge@univ-orleans.fr

Abridged version

Introduction

Organic matter and living organisms, in particular microorganisms, are important components of sediments, soils and natural waters. Scanning electron microscope (SEM) studies of these organic components can reveal both their nature, their micromorphology, and their structural relationships with the associated minerals. However, most organic specimens cannot be directly examined by SEM because they are unstable, rich in water or other fluids, or sensitive to electron beam irradiation, and electrically insulating. They must be stabilized to withstand the vacuum conditions in the microscope; and coated to become conductive.

In a previous paper, Défarge (1997) has shown, using the example of modern microbial sediments, that SEM equipped with a freeze-drying sample preparation system (cryo-SEM) may allow observations of the natural fabric of organic-rich and highly hydrated specimens. When the SEM is equipped with a Field Emission gun (FESEM), the specimens may be examined uncoated at low voltage operation, with a high resolution. The aim of this paper is to show the value of the cryo-FESEM for micromorphological studies of microbiotic soil crusts.

Microbiotic soil crusts

Microbiotic crusts are formed by colonization of the soil surface by microbial communities generally dominated by cyanobacteria, lichens, or eukaryotic algae (Campbell et al., 1989). They are common in arid and semi-arid environments, e.g. in the Sahel (Campbell et al., 1989; Verrecchia et al., 1995). They play a positive role in soil stabilization against erosion (Campbell et al., 1989; Pérez, 1997). They also affect water relation properties of soils, in particular they enhance their water-storage capacity (Verrecchia et al., 1995; Pérez, 1997).

The cryo-FESEM technique

Sample processing in the cryo-preparation system involves ultrarapid freezing (cryofixation) by plunging into a liquid with a high thermal conductivity, then sublimation of surface ice by temporary raising of the temperature under a vacuum (Défarge, 1997). The cryofixation transforms the water contained into ice whose crystalline domain dimensions (a few nm to a few tens of nm) do not exceed those of the finest details that can be observed, and thus do not modify the morphology of the samples at the observation scale. This technique permits details of the fabric of organomineral samples to be revealed that cannot be observed with a conventional SEM (Défarge, 1997; see also Paterson, 1995, for the application of cryo-SEM to other modern sediments, and Chenu and Tessier, 1995, for cryo-SEM observations of soil organic components and organic-clay associations).

SEM equipped with a field emission gun allows high resolution observations, even at low voltage operation, down to 1 kV (Défarge, 1997). Working at such a low voltage reduces penetration depth of the electron beam, providing a better

representation of the superficial parts of the sample, and minimizes charging effects, which allows direct examination, without coating, in most cases; the natural surface of the sample may thus be observed.

Materials and methods

The microbiotic crusts studied were collected in agricultural plots lying fallow near Banizoumbou, in western Niger, Sahel (Malam Issa et al., 1998). They are essentially formed by growth of filamentous cyanobacteria at the surface of sandy-loam soils.

Sampling was effected at the end of the dry season. Dry superficial samples of the crusts were examined under a conventional SEM (Jeol JSM 6400) after gold coating. Other samples were rewetted with demineralized water half an hour before they were cryo-prepared in the Polaron LT 7400 system of the cryo-FESEM (Hitachi 4200) used. These ca. 1 mm³ samples were cryofixed by plunge-freezing into nitrogen slush at -210 °C, cleared of superficial ice formed by temporary raising of the temperature to -90 °C, then observed at -150 °C. Most cryo-FESEM observations were made at 1 kV on uncoated samples. Some samples were also coated with gold-palladium, after the ice sublimation step.

Results and discussion

The comparison of conventional SEM images of dry samples (*figures 1 and 3*) and cryo-FESEM images of rewetted samples (*figures 2 and 4*) of microbiotic crusts from Banizoumbou shows that the volume of the constituent micro-organisms increased during rewetting. The mean diameter of the filamentous cyanobacteria present in site Chef increased from 10–15 µm (*figure 1*) to 15–20 µm (*figure 2*), while those of the globose colonies formed by the association of *Nostoc* filaments in site Hama increased from 50–100 µm (*figure 3*) to 150–250 µm (*figure 4*). These volume increases are due to swelling up of the mucilaginous envelopes of the cyanobacteria through water absorption (Campbell et al., 1989). Laboratory experiments have shown that the water storage capacity of microbiotic crusts from Banizoumbou was up to 36% dry weight at pF 2.5, versus less than 4% for the same soils devoid of microbial cover (Malam Issa et al., 1998).

The natural hydrated state of the microbiotic crusts shown in *figures 2 and 4* could not be observed with a conventional SEM because the hydrated organic parts of the samples would be distorted under vacuum in the microscope chamber or even during coating (Défarge, 1997). Inversely, dry samples may evidently be examined with cryo-SEM. This apparatus thus allows visualization of the micromorphological transformations occurring during the desiccation-rewetting cycles of microbiotic soil crusts.

The comparison of cryo-FESEM images of Banizoumbou microbiotic crusts obtained at 1 kV (*figures 5 and 7*), and at conventional operation voltages from 15 to 20 kV (*figures 6 and 8*), shows that low voltage observations can reveal details of the surface morphology of organic and mineral components,

and of their mutual relationships, which could not be observed with conventional SEM. The mucilage that envelopes each of the globose colonies of *Nostoc* filaments at the Hama site (figure 4) is obvious at 1 kV (figure 5), whereas it is invisible at 20 kV (figure 6; also compare this image with the view at 1 kV of the same colony in figure 4). At 1 kV the mineral grains of microbiotic crusts from the Abdou site appear to be enclosed by organic meshes (figure 7), which cannot be seen at 15 kV (figure 8). These organic meshes are formed by polysaccharides excreted by the micro-organisms which form the crusts (cyanobacteria or bacteria), and seem to play a role in the better resistance to erosion of these crusts by comparison to that of bare soils in the same area (Malam Issa et al., 1998). Organic networks formed by chains and clusters of microspheres connected by strands can also be seen, at 1 kV, on the surface of cyanobacterial filaments in the same site (figure 9); the microspheres are probably bacteria (figure 10).

High-resolution observations at low voltage operation in the FESEM thus reveal details of the microstructure of microbiotic

crusts which could not be seen at operational voltages of conventional SEM. This technique provides a new vision of these samples, closer to their natural surface state. Moreover, the ability of the FESEM to operate from 1 to 30 kV allows *écorché* views of certain components to be obtained (compare figures 5 and 6).

Conclusions

The application of cryo-FESEM to Sahelian microbiotic crusts shows further possibilities for high resolution examination of the microstructure of loose, highly hydrated, organic-rich samples. Any soil or sediment with at least one of these features should be observed with this technique, rather than with conventional SEM. Any other type of sample should benefit from the better resolution and the ability to visualize the natural surface of the components allowed by the FESEM.

1. Introduction

La matière organique et les organismes vivants, en particulier les micro-organismes, sont des composants majeurs des sédiments, des sols et des eaux. L'étude par microscopie électronique à balayage (Meb) de ces composants organiques peut permettre de révéler à la fois leur nature, leur micromorphologie et leurs relations structurales avec les minéraux associés. Toutefois, la plupart des composés organiques ne peuvent être observés en l'état au Meb, étant instables, riches en eau ou autres fluides ou sensibles au bombardement électronique, et électriquement isolants, ce qui implique qu'ils doivent être stabilisés pour résister au vide régnant dans le microscope, et métallisés pour être rendus conducteurs.

Dans un précédent article (Défarge, 1997), on a montré, sur l'exemple de sédiments microbiens actuels, que les Meb équipés d'un système de cryo-préparation opérant par congélation-lyophilisation de l'eau contenue (cryo-Meb) peuvent permettre d'observer la texture d'échantillons richement organiques et fortement hydratés, dans un état proche de leur état naturel. Lorsque le Meb possède un canon à émission de champ (Mebec), les observations peuvent être faites, sans métallisation, à basse tension d'accélération, avec une haute résolution. Le présent article étend l'application du cryo-Meb, équipé d'un canon à émission de champ (cryo-Mebec), à l'étude micromorphologique des croûtes microbiotiques des sols.

1.1. Les croûtes microbiotiques des sols

Les croûtes microbiotiques se forment par colonisation de la surface du sol par des communautés microbiennes, généralement dominées par des cyanobactéries, des lichens, ou des algues eucaryotes (Campbell et al., 1989). Elles sont particulièrement abondantes dans les régions

arides et semi-arides du globe, comme le Sahel (Campbell et al., 1989 ; Verrecchia et al., 1995). Elles jouent un rôle positif dans la préservation des sols, en augmentant leur résistance à l'érosion (Campbell et al., 1989 ; Pérez, 1997). Elles modifient également les propriétés hydriques des sols, notamment en accroissant leur capacité de rétention d'eau (Verrecchia et al., 1995 ; Pérez, 1997).

1.2. Le cryo-Meb

Les systèmes de cryo-préparation équipant les cryo-Meb opèrent par congélation ultrarapide (cryofixation) de l'échantillon dans un liquide de conductivité thermique élevée, puis sublimation de la partie superficielle de la glace ainsi formée, par remontée temporaire de la température sous vide (Défarge, 1997). La cryofixation permet de transformer l'eau contenue en glace, dont les dimensions des domaines cristallins (quelques nanomètres à quelques dizaines de nanomètres) n'excèdent pas celles des plus fins détails pouvant être observés, et donc ne modifient pas la morphologie de l'échantillon à l'échelle utilisée. Cette technique permet de révéler des détails de la texture organo-minérale naturelle des échantillons qui ne peuvent être observés par les Meb conventionnels. Outre l'exemple des sédiments microbiens déjà cités (Défarge, 1997), on se reportera à Paterson (1995) pour l'application des techniques de cryo-préparation pour le Meb à d'autres sédiments récents, et à Chenu et Tessier (1995) pour l'observation par cryo-Meb de la microstructure de constituants organiques de sols et de leur association avec des particules argileuses.

1.3. Le Meb à émission de champ

Les Meb équipés d'un canon à émission de champ autorisent des observations à haute résolution, y compris aux basses tensions d'accélération, jusqu'à 1 kV (Défarge,

1997). À ces tensions très inférieures aux tensions de travail des Meb conventionnels, les électrons, moins pénétrants, fournissent une image plus représentative des parties superficielles des échantillons, et la métallisation n'est fréquemment pas nécessaire, les effets de charge étant réduits ; l'observation de l'état de surface originel des échantillons devient donc possible.

2. Matériels et méthodes

Les croûtes microbiotiques étudiées proviennent de parcelles agricoles mises en jachère près du village de Banizoumbou, dans l'Ouest du Niger, au Sahel (Malam Issa et al., 1998). Elles sont majoritairement formées par le développement de cyanobactéries filamenteuses à la surface de sols sablo-limoneux.

Les croûtes ont été prélevées à la fin de la saison sèche. Des échantillons de surface des croûtes sèches ont été observés au Meb conventionnel (Jeol JSM 6400), après avoir été métallisés à l'or. D'autres échantillons ont été réhydratés par recouvrement d'eau déminéralisée pendant environ une demi-heure, avant d'être préparés par le système de cryo-préparation Polaron LT 7400 équipant le Meb à émission de champ Hitachi 4200 utilisé. La cryo-préparation a consisté à congeler ces échantillons de faible volume (autour de 1 mm^3), par immersion dans de l'azote pâteux à $-210 \text{ }^\circ\text{C}$, puis à les débarrasser de la glace superficielle formée, en la sublimant par remontée temporaire de la température jusqu'à $-90 \text{ }^\circ\text{C}$, avant de les observer à froid ($-150 \text{ }^\circ\text{C}$). La plupart des observations au cryo-Mebec ont été effectuées à 1 kV, sur les échantillons non métallisés. Dans certains cas, une métallisation à l'or-palladium a été effectuée, après l'étape de sublimation.

3. Résultats et discussion

La comparaison des images d'échantillons secs, obtenues au Meb conventionnel (figures 1 et 3), et d'échantillons réhumectés, obtenues au cryo-Mebec (figures 2 et 4), des croûtes microbiotiques de Banizoumbou, montre que la réhydratation se traduit par une augmentation du volume des micro-organismes constitutifs. Les cyanobactéries filamenteuses présentes au site Chef voient leur diamètre moyen passer de $10\text{--}15 \text{ }\mu\text{m}$ (figure 1) à $15\text{--}20 \text{ }\mu\text{m}$ (figure 2), tandis que les colonies globuleuses formées, au site Hama, par le regroupement de filaments de cyanobactéries du genre *Nostoc* passent de $50\text{--}100 \text{ }\mu\text{m}$ (figure 3) à $150\text{--}250 \text{ }\mu\text{m}$ (figure 4) de diamètre moyen. Ces augmentations de volume sont dues au gonflement, par absorption d'eau, des enveloppes mucilagineuses des organismes (Campbell et al., 1989), manchons dans le cas des filaments du site Chef (figure 2), mucilage commun englobant les filaments de *Nostoc* au site Hama (figure 4). Des expériences de laboratoire ont montré que des échantillons de croûtes microbiotiques de la région de Banizoumbou possédaient des capacités de rétention d'eau

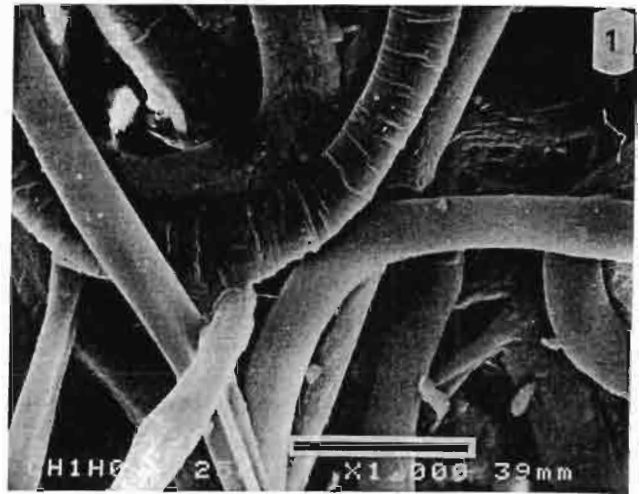


Figure 1. Aspect au Meb conventionnel des cyanobactéries filamenteuses formant les croûtes microbiotiques du site Chef. Échantillon sec, métallisé. La barre d'échelle représente $30 \text{ }\mu\text{m}$.

Conventional SEM view of filamentous cyanobacteria forming microbial crusts at the Chef site. Dry, metal-coated sample. Scale bar is $30 \text{ }\mu\text{m}$.



Figure 2. Aspect au cryo-Mebec de l'échantillon de la figure 1, après réhumectation, au même grossissement, sans métallisation.

Cryo-FESEM view of sample from figure 1 after rewetting, at the same magnification, without coating.

allant jusqu'à 36 % en masse à pF 2,5, contre 4 % au maximum pour les mêmes sols dépourvus de couvert microbien (Malam Issa et al., 1998).

L'état hydraté naturel des croûtes microbiotiques, illustré par les figures 2 et 4, ne pourrait être observé au Meb conventionnel, la dépression imposée aux échantillons dans la chambre du microscope, ou dès l'étape de métallisation, conduisant à la déformation des parties organiques gorgées d'eau (Défarge, 1997). Par contre, les échantillons secs sont évidemment observables au cryo-Meb. Cet appareil permet donc de visualiser les modifications micromorphologiques se produisant lors des cycles de dessiccation-réhydratation des croûtes microbiotiques.

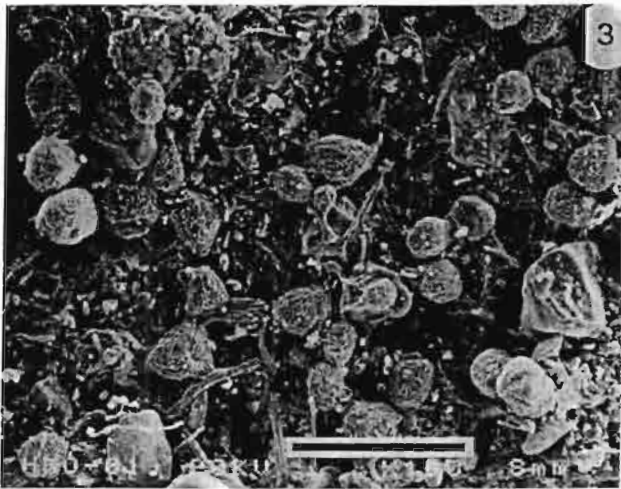


Figure 3. Aspect au Meb conventionnel des cyanobactéries du genre *Nostoc* formant les croûtes microbiotiques du site Hama. Les filaments sont regroupés en colonies globuleuses. Échantillon sec, métallisé. La barre d'échelle représente 300 μm .

Conventional SEM view of *Nostoc* cyanobacteria forming microbiotic crusts at the Hama site. The filaments are grouped in globose colonies. Dry, metal-coated sample. Scale bar is 300 μm .

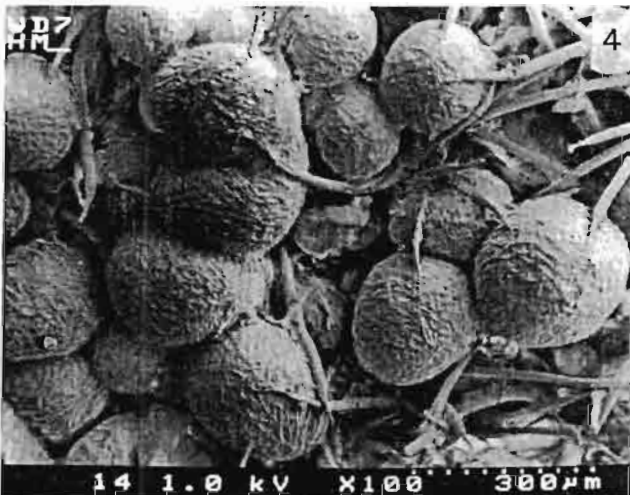


Figure 4. Aspect au cryo-Mebec de l'échantillon de la figure 3 après réhumectation, au même grossissement, sans métallisation.

Cryo-FESEM view of sample of figure 3 after rewetting, at the same magnification, without coating.

La comparaison des images obtenues au cryo-Mebec à 1 kV (figures 5 et 7), et à des tensions d'accélération conventionnelles de 15 à 20 kV (figures 6 et 8), des croûtes microbiotiques de Banizoumbou, montre que les observations à basse tension permettent de révéler des détails de l'état de surface des constituants organiques et minéraux, et de leurs relations spatiales et structurales mutuelles, qui restent inaccessibles aux Meb conventionnels. L'enveloppe mucilagineuse entourant chacune des colonies globuleuses de filaments de *Nostoc* du site Hama (figure 4) est bien visible à 1 kV (figure 5), alors qu'elle est indécélable à 20 kV (figure 6 ; comparer également cette image avec la vue à moindre grossissement de la même



Figure 5. Vue, à plus fort grossissement, de la colonie globuleuse en haut, à droite, de la figure 4, faisant apparaître l'enveloppe mucilagineuse commune réunissant les filaments de *Nostoc*.

Enlarged view of one of the globose *Nostoc* colonies of figure 4 (upper right corner), showing the common mucilage that envelops the filaments.

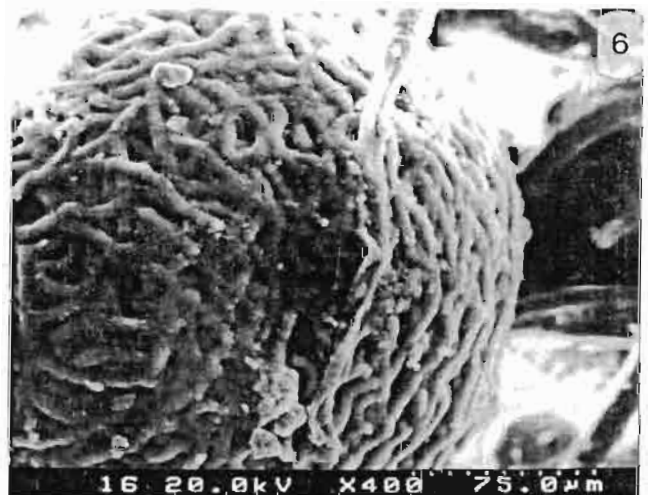


Figure 6. Aspect à 20 kV de la colonie globuleuse en bas, à droite, de la figure 4, après métallisation. L'enveloppe mucilagineuse superficielle n'est plus visible (comparer avec la figure 5).

View at 20 kV, after metal-coating, of one of the globose colonies from figure 4 (lower right corner). The superficial mucilaginous envelope cannot be seen (compare with figure 5).

colonie à 1 kV, sur la figure 4). À 1 kV, les grains minéraux des croûtes microbiotiques du site Abdou apparaissent enserrés dans des filets organiques (figure 7), qui sont invisibles à 15 kV (figure 8). Ces filets organiques sont formés par des polysaccharides excrétés par les microorganismes constituant les croûtes (cyanobactéries ou bactéries), et paraissent jouer un rôle dans la rétention des grains minéraux, conduisant à la meilleure résistance à l'érosion des croûtes par rapport aux sols nus de la même zone (Malam Issa et al., 1998). Des réseaux organiques, formés de chapelets et d'amas de microsphères reliés par des fils organiques semblables à ceux entourant les grains

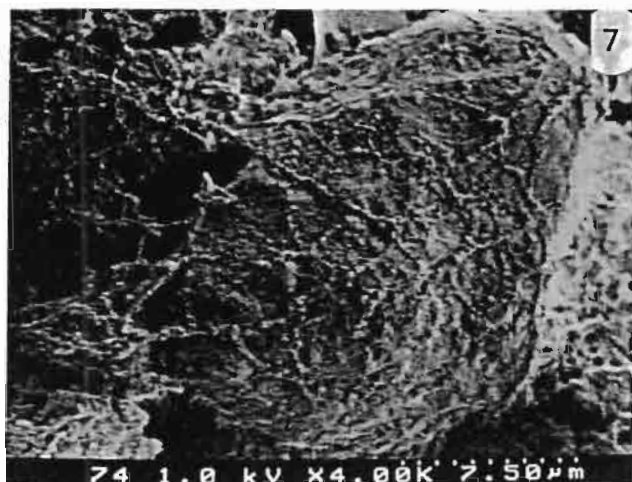


Figure 7. Aspect au cryo-Mebec des croûtes microbiotiques du site Abdou. Les grains minéraux apparaissent enserrés dans un filet organique, d'origine mucilagineuse probable. Échantillon réhumecté, métallisé.

Cryo-FESEM view of microbiotic crusts in site Abdou. Mineral grains appear to be enclosed by organic meshes probably formed by mucilaginous secretions. Rewetted, metal-coated sample.

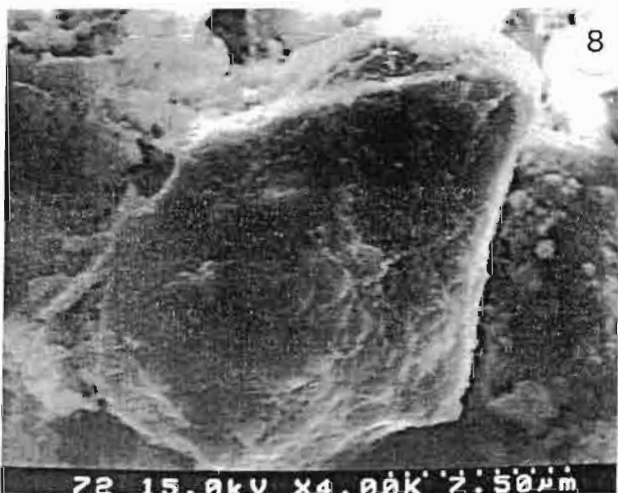


Figure 8. Aspect à 15 kV du grain minéral de la figure 7. Le filet organique n'est plus visible.

View at 15 kV of the mineral grain of figure 7. The organic mesh cannot be seen.

minéraux (figure 7), sont également visibles, à 1 kV, à la surface de cyanobactéries du même site (figure 9) ; les microsphères présentent l'aspect de corps bactériens (figure 10).

Les observations à basse tension d'accélération, avec une excellente résolution, autorisées par le Mebec, permettent de révéler des caractéristiques microstructurales des croûtes microbiotiques, qui sont indécélables aux tensions d'accélération des Meb conventionnels. C'est une vision nouvelle, plus proche de la réalité de l'état de surface des échantillons, qu'offre cette technique microscopique. De plus, la capacité des Mebec à opérer dans toute la gamme des tensions entre 1 et 30 kV permet

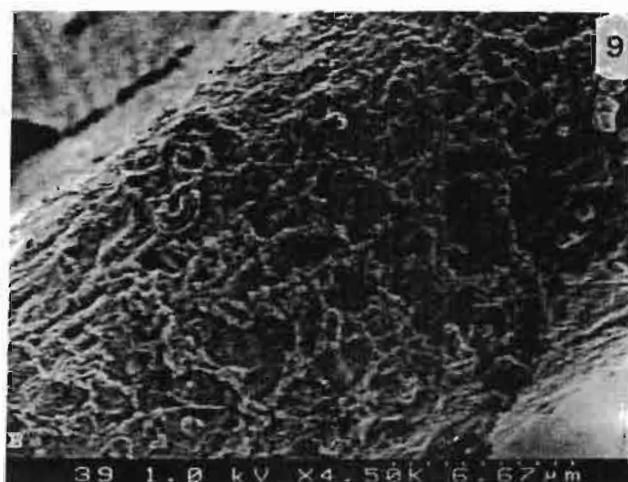


Figure 9. Aspect au cryo-Mebec d'une cyanobactérie filamenteuse des croûtes microbiotiques du site Abdou. La surface du filament apparaît recouverte d'un réseau formé de chapelets et d'amas de microsphères reliés par des fils organiques. Échantillon réhumecté, non métallisé.

Cryo-FESEM view of a filamentous cyanobacterium from the microbiotic crusts at the Abdou site. The filament surface appears to be covered with a network formed by chains and clusters of microspheres connected by organic strands. Rewetted, uncoated sample.

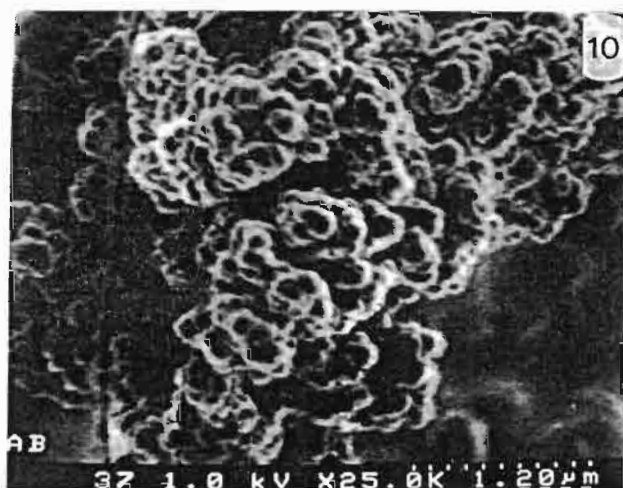


Figure 10. Vue, à plus fort grossissement, d'un amas de microsphères de la surface du filament cyanobactérien de la figure 9, illustrant leur origine bactérienne probable.

Enlarged view of a cluster of microspheres on the surface of the cyanobacterial filament from figure 9. The microspheres are probably bacteria.

d'obtenir un effet d'écorché de la surface de certains constituants (comparer les figures 5 et 6).

4. Conclusions

Appliquée aux croûtes microbiotiques du Niger, la combinaison des techniques du cryo-Meb et du Meb à émission de champ démontre de nouvelles possibilités

d'observation à haute résolution de la composition, de la micromorphologie et des relations microstructurales entre constituants au sein d'échantillons organo-minéraux, riches en eau et fragiles. Tout échantillon sédimentaire ou pédologique possédant au moins l'une de ces caractéris-

tiques devrait être observé par ces techniques, plutôt qu'au Meb conventionnel. Tout autre type d'échantillon devrait pouvoir bénéficier des gains de résolution et des possibilités de visualiser l'état de surface naturel des constituants offerts par le Mebec.

Remerciements. J.-L. Rajot et C. Valentin ont guidé les campagnes d'échantillonnage. A. Genty et A. Richard ont apporté leur concours aux observations microscopiques. Les remarques de D. Tessier ont permis d'améliorer la précision du texte. Cet article est une contribution au projet IGCP 380 *Biosedimentology of microbial buildups*.

5. Références

- Campbell S.E., Seeler J.S. et Golubic S. 1989. Desert crust formation and soil stabilization, *Arid Soil Res. Rehab.*, 3, 217-228
- Chenu C. et Tessier D. 1995. Low temperature scanning electron microscopy of clay and organic constituents and their relevance to soil microstructure, *Scanning Microscopy*, 9 (4), 989-1010
- Défarge C. 1997. Apports du cryo-microscope électronique à balayage et du microscope électronique à balayage haute résolution à l'étude des matières organiques et des relations organo-minérales naturelles. Exemple des sédiments microbiens actuels, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 324, série IIa, 553-561
- Malam Issa O., Trichet J., Défarge C., Valentin C., Rajot J.-L. et Couté A. 1998. Micromorphology of microbiotic crusts from Niger soils. Influence on soil-water dynamics, in : *Actes 16^e Congr. Mond. Sci. Sol*, Montpellier, 20-26 août 1998, Symp. 30, n° 961, 7 p.
- Paterson D. 1995. Biogenic structure of early sediment fabric visualized by low-temperature scanning electron microscopy, *J. Geol. Soc. London*, 152, 131-140
- Pérez F.L. 1997. Microbiotic crusts in the high equatorial Andes, and their influence on paramo soils, *Catena*, 31, 173-198
- Verrecchia E., Yair A., Kidron, G.J. et Verrecchia K. 1995. Physical properties of the psammophile cryptogamic crust and their consequences to the water regime of sandy soils, north-western Negev Desert, Israel, *J. Arid Environ.*, 29, 427-437





Short communication

Nitrogen fixation by microbial crusts from desiccated Sahelian soils
(Niger)O. Malam Issa^{a,*}, L.J. Stal^b, C. Défarge^a, A. Couté^c, J. Trichet^a^aUMR 6531 CNRS, Université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans cedex 2, France^bNetherlands Institute of Ecology, Centre of Estuarine and Coastal Ecology, PO Box 140, 4400 AC Yerseke, The Netherlands^cMuséum National d'Histoire Naturelle, Laboratoire de Cryptogamie, 12 rue Buffon, 75005 Paris, France

Received 14 December 1999; received in revised form 6 July 2000; accepted 19 December 2000

Abstract

Cyanobacterial crusts developing on the sandy and loamy soils of fallow lands in the Sahel (Niger) were investigated for their potential to fix nitrogen. Three sites were selected in this arid environment, differing in sediment type and species composition. In the sandy sites heterocystous nitrogen-fixing cyanobacteria were present, whereas the loamy site did not contain such species. All sites showed light-dependent nitrogenase activity, starting within 2 h after re-wetting of the desiccated crust samples. Inhibition of photosystem II caused a decrease of nitrogenase activity in the samples with heterocystous cyanobacteria, but was stimulatory in the non-heterocystous crust. The results suggest that cyanobacterial crusts may be important for the improvement of the soil by enriching it with nitrogen. © 2001 Elsevier Science Ltd. All rights reserved.

Keywords: Nitrogen fixation; Cyanobacteria; Microbiotic crusts; Arid and semi-arid environments

Cyanobacterial crusts are one type of microbial mats that are widespread in arid and semi-arid environments (Johansen, 1992; Lange et al., 1992; Eldridge and Greene, 1994; Verrecchia et al., 1995; Pérez, 1997; Malam Issa et al., 1999). These communities are desiccated and metabolically inactive for most of the time. Only when water becomes available, will the crusts be activated and initiate photosynthesis (Lange et al., 1994).

Cyanobacterial crusts in desert ecosystems fulfil a number of important functions. The filamentous cyanobacteria form tough, entangled structures that render stability to the soil surface and protect it from erosion (De Winder et al., 1989). Mucilage produced by the cyanobacteria serves as water storage (Decho, 1990). Photosynthesis enriches the soil with organic matter, which improves its structure and biological activity (Lange et al., 1994). Because many cyanobacteria are capable of fixing nitrogen, the soil may be enriched with nitrogen, hence serving as natural fertiliser (Zaady et al., 1998).

This investigation was carried out to demonstrate the capacity of nitrogen fixation by microbial crusts developing

in the Sahel (Niger) and to relate this to species composition and sediment morphological characteristics.

The samples were obtained from western Niger, between 13° 32' N and 2° 42' E. The climate is typical of the southern Sahel, with a single summer rainy season of 4 months and a mean annual average rain of about 560 mm. Average minimum and maximum temperatures are 22 and 34°C. Samples of the desiccated crusts were collected in 1995 from three different sites located in fields left fallow. The sites varied in their topographic and hydrological characteristics, particle size distribution, and microbial cover. Site 1 (Hama) contained microbial crusts covering 60–80% of the surface of residual sand dunes that developed on sandy loam soil material. At site 2 (Chef 2) microbial crusts covered more than 80% of the surface of a depressed zone of loamy soil material between sand dunes where water accumulated after rain events. Microbial crusts at site 3 (Mali-Djibo1) covered almost 100% of the border of a depressed zone of sandy to sandy-loam material. The microbial crusts were sampled at the beginning of the dry season and kept desiccated in the dark for 3 years until they were used for the experiments.

The biological composition of the microbial crusts revealed that *Porphyrosiphon kaernbachii* was by far the most abundant species, but other cyanobacteria were also encountered. These included other non-heterocystous filamentous species of the genera *Microcoleus*, *Schizothrix* and

* Corresponding author: Inra Orleans, Science du Sol, Avenue de la Pomme de Pin, BP 20619, Ardon, 45166 Olivet Cedex, France. Tel.: +33-2-3841-7845; fax: +33-2-3841-7869.

E-mail address: oumarou.malam_issa@orleans.inra.fr (O. Malam Issa).

Table 1
Species composition of cyanobacteria in Sahelian microbial crusts

Species		Site 1	Site 2	Site 3
Non heterocystous forms	<i>Porphyrosiphon kaernbachii</i>	+ ^a	+	+
	<i>Schizothrix penicillata</i>	+	+	+
	<i>Microcoleus lacustris</i>	+	–	+
	<i>Microcoleus sociatus</i>	+	+	–
	<i>Lyngbya epiphytica</i>	+	–	–
Heterocystous forms	<i>Scytonema javanicum</i>	+	–	–
	<i>Nostoc</i> sp.	+	–	+

^a + = présence; – = lacking.

Lyngbya. Heterocystous cyanobacteria were represented by two species: *Nostoc* sp. and *Scytonema javanicum*. They were found at sites 1 (both species) and 3 (only *Nostoc* sp.), but were absent from site 2 (Table 1). All of these species appeared to be well suited to survival in long periods of drought as witnessed by the thick pigmented gelatinous sheaths (Potts, 1994).

In all samples, nitrogenase activity (acetylene reduction) started within 24 h after re-wetting, but in some cases it appeared in less than 2 h. After this lag, activity increased exponentially until it reached a constant value. Dark incubated samples reached a constant but low rate of acetylene reduction after 3.5–31 h, depending on the site, while this took up to 163 h for samples incubated in the light. (Table 2).

The areal rate of acetylene reduction after full induction of nitrogenase was calculated by linear regression of ethylene formation plotted against time. This rate varied from 10

(dark) to 42,040 (light) $\text{nmol m}^{-2} \text{h}^{-1}$, depending on the incubation and origin of the sample. At all sites, the highest acetylene reduction rates were observed in the light varying from 34,700 to 42,040 $\text{nmol m}^{-2} \text{h}^{-1}$. Only small differences between the three sites were noted with respect to the potential rate of nitrogen fixation based on surface area. The addition of DCMU resulted in a strong inhibition (97%) of acetylene reduction in site 3. The effect of DCMU on acetylene reduction in the samples of sites 1 and 2 were less dramatic. A slight inhibition (31%) was observed in the samples from site 1 whereas those from site 2 acetylene were slightly stimulated (16%). Samples incubated in the dark showed low rates of acetylene reduction, ranging from 10 to 100 $\text{nmol m}^{-2} \text{h}^{-1}$ (Table 2).

The chlorophyll contents of the crusts were very similar, ranging from 41 to 57 mg m^{-2} . During the course of the incubation in the light, chlorophyll *a* content increased

Table 2
Nitrogenase activities and chlorophyll *a* contents at the 3 selected sites containing cyanobacterial desert crusts. Nitrogen fixation was measured by the acetylene reduction (AR) method (Stal, 1988). Briefly, crust samples of about 100–150 mm^2 and 2–3 mm thick were wetted with 0.5 ml distilled water, and subsequently incubated with 2 ml of acetylene in a sealed 22.5 ml glass vial. The vials were placed in a water bath at 30°C and under continuous illumination at 50 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ by 2 × 50 W halogen lamps. Another set of samples was incubated in the dark by wrapping the vials in aluminium foil. The effect of oxygenic photosynthesis was investigated by adding 5 μM 3-(3,4-dichlorophenyl)-1,1-dimethylurea (DCMU), an inhibitor of photosystem II. Chlorophyll *a* was determined by extraction with 96% ethanol. Absorption of the extracted solution was read at 665 nm using a spectrophotometer and the chlorophyll *a* content was calculated using an absorption coefficient of 72.3 $\text{ml mg}^{-1} \text{cm}^{-1}$

Incubation	Biomass and N_2 -ase activity	Experimental sites		
		Site 1	Site 2	Site 3
Dark	Initial chlorophyll <i>a</i> content (mg m^{-2})	42	41	57
	Final chlorophyll <i>a</i> content (mg m^{-2})	72	60	40
	Time lag to constant AR (h)	5	31	3
	Areal rate of AR ($\text{nmol m}^{-2} \text{h}^{-1}$)	30	10	100
	Chl-based rate of AR ($\text{nmol mg}^{-1} \text{h}^{-1}$) ^a	0.53	0.20	2.06
Light + DCMU	Final chlorophyll <i>a</i> content (mg m^{-2})	87	66	88
	Time lag to constant AR (h)	139	127	37
	Areal rate of AR ($\text{nmol m}^{-2} \text{h}^{-1}$)	25,150	40,070	1,280
	Chl-based rate of AR ($\text{nmol mg}^{-1} \text{h}^{-1}$) ^a	390	749	17.7
Light	Final chlorophyll <i>a</i> content (mg m^{-2})	115	102	98
	Time lag to constant AR (h)	148	163	112
	Areal rate of AR ($\text{nmol m}^{-2} \text{h}^{-1}$)	36,710	34,700	42,040
	Chl-based rate of AR ($\text{nmol mg}^{-1} \text{h}^{-1}$) ^a	468	485	542

^a Values of range limits were calculated from the average of initial and final chlorophyll contents.

with a factor 1.5–2.7. When the rates of acetylene reduction were normalised to chlorophyll *a* the same conclusions were drawn as when normalised to area. However, the stimulatory effect of DCMU on nitrogenase activity in samples from site 2 was much higher (54%), when normalised to chlorophyll *a*. (Table 2).

Our results have demonstrated that the crusts of the Sahelian soils possess the capacity of nitrogen fixation. The cyanobacterial crusts maintained a full metabolical potential, even after being kept desiccated for 3 years. Malam Issa (unpublished thesis, University of Orléans, 1999) demonstrated that respiratory activity started immediately after re-wetting the crusts and photosynthesis was already detected after 40 min. As was shown in the present investigation, nitrogenase activity appeared after photosynthesis, as early as 2 h after re-wetting of the sample. Similar observations were made by Scherer et al. (1984) for communities of terrestrial *Nostoc* spp. and for crusts of Nigerian savannah (Isichei, 1980).

All three sites possessed light-dependent nitrogenase activity which was in the same order of magnitude whether expressed on an area basis or normalised to chlorophyll *a*. This was remarkable because heterocystous cyanobacteria were only encountered at sites 1 and 3 and were absent from site 2. Heterocystous cyanobacteria are specialists with respect to diazotrophic growth although also a few non-heterocystous species are known to fix nitrogen (Bergman et al., 1997). Nitrogenase in the samples with heterocystous cyanobacteria was inhibited by DCMU, which is typically for these organisms (Stal, 1995). In contrast, nitrogenase in samples of site 2 was stimulated by DCMU, which is typical for non-heterocystous nitrogen-fixing cyanobacteria. It is not clear which of the species found at site 2 was responsible for nitrogen fixation. However, considering the relatively low specific (chlorophyll-normalised) rate of nitrogenase activity, it seems unlikely that it is associated with *Porphyrosiphon kaernbachii*, which is the dominant species at all 3 sites.

The question arises why heterocystous species were absent from site 2. Differences between sites may be related to their sediment texture. Sites 1 and 3 were sandy and sandy loam, respectively, whereas site 2 was of a loamy texture, which may become inundated during the rainy season and retains water more efficiently. Pentecost (1985) found a significant correlation between the decrease of water availability and the frequency of heterocysts in natural populations of Scytonemataceae. Stal (1995) reported that mats of heterocystous and non-heterocystous cyanobacteria in coastal intertidal sediment occupy different areas. Mats of non-heterocystous cyanobacteria occurred in the lower parts and were more frequently inundated, while heterocystous cyanobacteria were found in the higher and dryer parts. He concluded that the different oxygen dynamics in these mats selected against heterocystous species. Although this was not measured in the present investigation, it seems possible that the same mechanism acts at site 2.

The surface covered by microbial crusts was 65–100%. Assuming that nitrogen fixation occurs during 12 h day and during 100 day year⁻¹, we would estimate an annual nitrogen input of 3.5 kg ha⁻¹ year⁻¹. This value is similar to those reported by Isichei (1980) for crusts of savanna regions in Nigeria and by Jeffries et al. (1992) in southern Utah (USA). Our estimates of nitrogen fixation are also in the same order of magnitude as those measured in highly active coastal cyanobacterial mats (Stal et al., 1984). However, our estimate is much lower than the values of 10–100 kg ha⁻¹ year⁻¹ that were reported for arid soils by Skujins and Klubek (1978). The relatively low specific rates of nitrogenase activity were caused by the small contribution of diazotrophic cyanobacteria. This might easily become an order of magnitude higher, when the community composition would shift towards diazotrophic species. This suggests that microbial crusts in the Sahelian soils of Niger represent an important source of nitrogen and may serve as a natural fertiliser for crop production.

Acknowledgements

We would like to thank J.-L. Rajot and C. Valentin for assisting with fieldwork. This project was supported by the FED program in Niger “Amélioration des jachères en Afrique occidentale” and IRD (called before ORSTOM). This is publication 2713 of NIOO-CEMO.

References

- Bergman, B., Gallon, J.R., Rai, A.N., Stal, L.J., 1997. N₂ fixation by non-heterocystous cyanobacteria. *FEMS Microbiology Reviews* 19, 139–185.
- Decho, A.W., 1990. Microbial exopolymer secretions in ocean environments: their role(s) in food webs and marine processes. *Oceanography and Marine Biology Annual Reviews* 28, 73–153.
- De Winder, B., Matthijs, H.C.P., Mur, L.R., 1989. The role of water retaining substrata on the photosynthetic response of three drought tolerant phototrophic micro-organisms isolated from a terrestrial habitat. *Archives of Microbiology* 152, 458–462.
- Eldridge, D.J., Greene, R.S.B., 1994. Assessment of sediment yield by splash erosion on a semi-arid soil with varying cryptogam cover. *Journal of Arid Environments* 26, 221–232.
- Isichei, O., 1980. Nitrogen fixation by blue-green algal soil crusts in Nigerian savannah. In: Rosswall, T. (Ed.), *Nitrogen Cycling in West African Ecosystems*. Scope-UNEP International Nitrogen Unit, Royal Swedish Academy of Sciences, Stockholm, pp. 191–198.
- Jeffries, D.L., Klopatek, J.M., Link, S.O., Bolton Jr, H., 1992. Acetylene reduction by cryptogamic crusts from a black brush community as related to re-saturation and dehydration. *Soil Biology & Biochemistry* 24, 1101–1105.
- Johansen, R.J., 1992. Cryptogamic crusts of semi-arid and arid lands of North America. *Journal of Phycology* 29, 140–147.
- Lange, O.L., Kidron, G.J., Büdel, B., Meyer, A., Kilian, E., Abeliovich, A., 1992. Taxonomic composition and photosynthetic characteristic of the ‘biological soil crusts’ covering sand dunes in the western Negev Desert. *Functional Ecology* 6, 519–527.
- Lange, O.L., Meyer, A., Zellner, H., Heber, U., 1994. Photosynthesis and water relations of lichen soil crusts: field measurements in the coastal fog zone of the Namib desert. *Functional Ecology* 8, 253–264.

- Malam Issa, O., Trichet, J., Défarge, C., Valentin, C., Couté, A., 1999. Morphology and microstructure of microbiotic soil crusts on a tiger bush sequence (Niger, Sahel). *Catena* 37, 175–196.
- Pentecost, A., 1985. Investigation of variation in heterocyst numbers, sheath development and false-branching in natural populations of Scytonemataceae (Cyanobacteria). *Archiv für Hydrobiologie* 102, 343–353.
- Pérez, F.L., 1997. Microbiotic crusts in the high-equatorial Andes and their influence on paramo soils. *Catena* 31, 173–198.
- Potts, M., 1994. Desiccation tolerance of prokaryotes. *Microbiological Reviews* 58, 755–805.
- Scherer, S., Ernst, A., Chen, T.-W., Böger, P., 1984. Rewetting of drought-resistant blue-green algae: time course of water uptake and reappearance of respiration, photosynthesis, and nitrogen fixation. *Oecologia* 62, 418–423.
- Skujins, J., Klubek, B., 1978. Nitrogen fixation and denitrification in arid soil cryptogamic crust microenvironments. In: Krumbein, W.E. (Ed.), *Environmental Biogeochemistry and Geomicrobiology*, vol. 2. Ann Arbor Science Publishers, Ann Arbor, Michigan, pp. 543–552.
- Stal, L.J., 1988. Nitrogen fixation in cyanobacterial mats. In: Packer, L., Glazer, A.N. (Eds.), *Methods in Enzymology, Cyanobacteria*, vol. 167. Academic Press, San Diego, pp. 474–484.
- Stal, L.J., 1995. Physiological ecology of cyanobacteria in microbial mats and other communities. *New Phytologist* 131, 1–32.
- Stal, L.J., Grossberger, S., Krumbein, W.E., 1984. Nitrogen fixation associated with the cyanobacterial mats of a marine laminated microbial ecosystem. *Marine Biology* 82, 217–224.
- Verrecchia, E., Yair, A., Kidron, G.J., Verrecchia, K., 1995. Physical properties of the psammophile cryptogamic crust and their consequences to the water regime of sandy soils, north-western Negev Desert, Israel. *Journal of Arid Environments* 29, 427–437.
- Zaady, E., Groffman, P., Shachak, M., 1998. Nitrogen fixation in macro- and microphytic patches in the Negev desert. *Soil Biology & Biochemistry* 30, 449–454.



Role of a cyanobacterial cover on structural stability of sandy soils in the Sahelian part of western Niger

O. Malam Issa^{a,*}, Y. Le Bissonnais^a, C. Défarge^b, J. Trichet^b

^a INRA, Unité de Science du Sol-SESCPF, Centre de Recherche d'Orléans,
Avenue de la Pomme de Pin, 45160 Ardon, France

^b UMR 6531 C.N.R.S., Université d'Orléans, B.P. 6759, 45067 Orléans cedex 2, France

Received 7 March 2000; received in revised form 24 August 2000; accepted 29 September 2000

Abstract

Microbiotic soil crusts, mostly formed by cyanobacteria, are widespread on the surface of fallow land in western Niger. They lie adjacent to completely bare soils. We have investigated the structural stability of these soils by testing aggregate breakdown under fast-wetting, slow-wetting and mechanical breakdown. The tests were effected on aggregates ranging from 3 to 5 mm in size. These experiments were completed by micromorphological examinations under light and scanning electron microscope.

For all tests, the fragment size distribution and the mean weight diameter (MWD) revealed the great stability of aggregates from soils with a cyanobacterial cover (MWD 1.82 to 3.10 mm), compared to those from soils devoid of cyanobacterial cover (MWD 0.25 to 1.26 mm). Fast- and slow-wetting of microbiotic soil crust material induced a lesser disaggregation of aggregates compared to mechanical breakdown. On the contrary, fast-wetting and mechanical breakdown of aggregates from soils devoid of cyanobacterial cover induced a greater disaggregation than slow-wetting.

Microscopic examination of microbiotic crusts revealed an intricate network of filamentous cyanobacteria and extracellular polymer secretions, which binds and entraps mineral particles on the soil surface. Organo-mineral aggregates ranging from 0.10 to 0.12 mm were observed. Below the superficial crusts, filaments and residual organic matter bind tightly soil particles, thus giving a compact structure. The great stability of aggregates of soil with cyanobacterial cover is likely related to the binding and gluing effect of cyanobacteria and derived organic matter. This is consistent with the positive correlation between MWD values and organic carbon content. The

* Corresponding author. Fax: +33-238-41-78-69.

E-mail address: Oumarou.Malam_Issa@orleans.inra.fr (O. Malam Issa).

present results thereby confirm the resistance to erosion of soil with microbial cover as indicated by field measurements. © 2001 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Crusts; Cyanobacteria; Aggregates; Structural stability; Niger; Sahel

1. Introduction

Structural stability of soil is an essential parameter, influencing many soil physical properties such as water infiltration, erodibility, and plant growth (Lynch and Bragg, 1985). It supposes that soil aggregates must be strong enough to withstand the breakdown by physical and physico-chemical mechanisms which take place for example during rainfall events.

In a review, Le Bissonnais (1996) distinguished four main physical and physico-chemical mechanisms inducing the breakdown of aggregates: (i) slaking caused by the compression of air entrapped within aggregates during wetting, (ii) breakdown by differential swelling related to the behaviour of clay material after wetting, (iii) breakdown by raindrop impact, and (iv) physico-chemical dispersion due to osmotic stress.

Several methods have been used to assess soil structural stability, the majority consisted in testing aggregate breakdown under varying wetting conditions and energy levels. Results obtained show that structural stability is mainly controlled by the soil organic material, iron and aluminum oxides, and clay contents (Tisdall and Oades, 1982; Le Bissonnais and Singer, 1993).

The present study concerns the structural stability of soils of fallow lands in the western part of Niger (Sahel, West Africa). The soil surface comprised completely bare areas lying adjacent to areas covered by microbiotic crust, i.e. microbial communities dominated by filamentous cyanobacteria, turned into a hard crust-like structure because of the severely desiccated conditions in which they thrive. Both field observations and experiments on these soils showed that during rainfall events, areas covered with dense microbiotic crusts are less eroded compared to bare soil (Malam Issa et al., 1998). This is a confirmation of previous works which have ascribed to microbiotic soil crusts a prominent role in stabilisation and preservation against water and wind erosion (Bond and Harris, 1964; Harper and Marble, 1988; Kleiner and Harper, 1977; Campbell, 1979; West, 1990; Eldridge and Greene, 1994; Mckenna Neuman et al., 1996; Eldridge and Kinell, 1997; Pérez, 1997).

Microbiotic crusts also fulfill several other roles, mostly through the physiological activities of cyanobacteria. For example, as primary producers they contribute to the enrichment of soil with organic matter and to the improvement of biological activity (Lange et al., 1992, 1994). Some cyanobacteria fix atmospheric nitrogen, enriching soil with bound nitrogen and hence serve as natural fertilisers (Isichei, 1980; Jeffries et al., 1992; Zaady et al., 1998; Malam Issa et al., 2000). In addition, cyanobacteria secrete extracellular polymeric substances (EPS), including capsular polymeric secretions which contribute to the sheath composition, and extracellular polymeric secretions freely secreted in the medium (Stal, 1995). EPS are dominantly formed of polysaccharides and

play a major role in the protection of organisms against environmental conditions. For example, they may serve as a medium for water storage and prolong the period during which the organisms can be metabolically active after being rewetted (De Winder, 1990). They also serve in the gliding motility of organisms, or on the contrary in their adhesion to substrates (Stal, 1995). Basically, EPS ensure the survival of cyanobacteria and hence, contribute to the development of microbiotic crusts in severe environmental conditions. Moreover, extracellular polymeric substances secreted by cyanobacteria are recognised as agents of soil particle aggregation (Bond and Harris, 1964; Danin et al., 1989; Belnap and Gardner, 1993; Eldridge and Greene, 1994).

The aim of this work is to assess the structural stability of sand soil covered with microbiotic crust relative to adjacent soils which are devoid of microbiotic crusts. The results are discussed in the light of microscopic observations.

2. Site descriptions, materials and methods

2.1. Site description—material sampling

The study sites lie at about 13°32'N and 2°42'E on fallow lands near Banizoumbou, about 70 km northeast of Niamey, the capital city of Niger (Malam Issa et al., 1998; Malam Issa, 1999). They varied in their age and microbial cover, thus three types were distinguished: (1) four sites with dense microbiotic cover. They occupied a land that lied fallow for 4 years. Microbial cover, estimated in the field on a 1-m² plot, ranged from 75% to 85% of the surface; (2) three sites with moderate microbiotic cover. They occupied a land fallow for 1 year. Microbial cover ranged from 1% to 30% of the surface; (3) one bare site, devoid of any microbial cover. This site lied on a land fallow for 1 year.

All the sites are located on residual aeolian sand dunes. The main physical and chemical properties of the soil samples are presented in Table 1. All the samples had a similar texture, sandy to sandy loam soil, with a clay content of less than 5% and a silt content of less than 21% (Table 1). The total organic carbon (TOC) content of samples with a microbial cover ranged between 4.2 and 9.1 mg/g at the surface vs. 1.4 and 3.6 mg/g at depth (Table 1). The TOC content of surface samples from the bare site was about 1.8 mg/g (Table 1). The proportion of polysaccharides represents 9–32% of the TOC content of superficial samples vs. 5–9% for deep and bare samples (Table 1).

For surface microscopic observations, pieces of microbiotic crusts were carefully removed, thanks to the polygonal cracking occurring naturally at the surface of the soil when microbiotic crusts wet and get dry. Duplicate samples of soil, approximately 7 cm thick, were collected from each of the eight sites; one set was impregnated and used to make thin sections and the other set was used for measurements of aggregate stability. Samples for aggregate stability measurement were divided into two subsamples. The first subsample was the superficial layer, ca. 2–5 mm thick, which comprised the living cyanobacteria of the crusts, whereas the second subsample comprised the crust-underlying material devoid of any living cyanobacteria.

Table 1
Particle-size distribution, total organic carbon and sugar contents of the soil

Sites		Depth (mm)	Particle-size distribution			Total organic carbon (mg/g)	Sugar content (% TOC)	
Types	Replicates		Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)			
Sites with dense cyanobacterial cover	J1	crust	0–3	83.1	12.4	2.3	6.5	32.0
		under-crust material	3–24	93.1	2.5	2.6	1.6	–
	J2	crust	0–3	76.5	15.5	1.2	9.1	28.0
		under-crust material	3–23	83.3	12.0	3.2	1.9	5.0
	J3	crust	0–7	76.0	20.9	0.6	8.4	32.0
		under-crust material	7–23	–	–	–	1.6	–
	ML2	crust	0–3	–	–	–	7.9	9.0
		under-crust material	3–33	–	–	–	1.4	5.0
Sites with moderate cyanobacterial cover	A1	crust	0–3	84.8	12.4	0.6	6.1	20.0
		under-crust material	3–27	91.8	4.6	2.0	2.4	–
	A2	crust	0–3	77.1	17.8	3.1	7.6	9.0
		under-crust material	3–28	–	–	–	3.6	–
	A3	crust	0–3	73.6	16.4	3.0	4.2	13.0
		under-crust material	3–23	–	–	–	1.5	7.0
Bare soil	Z1		0–3	94.7	4.8	4.7	1.8	9.0

2.2. Methods

2.2.1. Stability measurements

Stability measurements were carried using Le Bissonnais (1996) method. Aggregates of 3–5 mm in size obtained by sieving material of crusts, underlying-crust horizons and bare soil were selected. Before measurements aggregates were oven-dried at 40°C for 24 h.

The method determines stability of aggregates by using a combination of three treatments, each corresponding to different wetting conditions and energy inputs: fast-wetting, slow-wetting and mechanical breakdown (Attou et al., 1998).

For fast-wetting, a 5-g subsample of dried aggregates was gently immersed in 50 ml of deionized water. After 10 min, the water was removed by a pipette, then residual aggregates were collected.

For slow-wetting, a 5-g subsample of dried aggregates was put on a filter paper and then wetted by capillarity on a suction table at a potential of -0.3 kPa. After 30 min, residual aggregates were collected.

For mechanical breakdown, a 5-g subsample immersed first in ethanol for 10 min was placed in a flask with 50 ml of deionized water. After obtaining a final volume of 250 ml by adding water, aggregates were rotated end-over-end 10 times. The solution was allowed to settle for 30 min after which the excess water and suspended particles were removed by pipette and the residual material collected.

After each treatment, the residual aggregates were transferred to a sieve with a mesh of 50 μm immersed in ethanol, and the particle-size distribution of the resulting material was determined by a combination of wet- and dry-sieving. Wet-sieving was obtained by moving five times, with a Henin apparatus, the 50- μm sieve immersed in ethanol. The fraction < 50 μm was oven-dried at 105°C for 48 h, then weighed. The fraction > 50 μm was collected and oven-dried at 105°C for 48 h, and then dry-sieved on a column of six sieves with mesh sizes of 2, 1, 0.5, 0.2, 0.1 and 0.05 mm. Weight of aggregates collected on each sieve was determined and expressed as the percentage by dry mass of the samples.

Aggregate stability was expressed by the resulting fragment size distribution in seven granulometric classes, and by the value of the mean weight diameter (MWD) calculated by the following formula:

$$\text{MWD} = \frac{\sum_{i=1}^7 \bar{x}_i w_i}{100}$$

with \bar{x}_i being the mean intersieve size and w_i the percentage of particles left on each sieve.

2.2.2. Microbiotic soil crust structures

Observations of the soil surface were performed on a JEOL JSM 6400 Scanning Electron Microscope (SEM). Samples were coated with gold-palladium and then ob-

served using secondary electron emission. Vertical thin sections were examined on a Leitz Orthoplan light microscope.

2.2.3. Particle-size distribution—total organic carbon and sugars content

Particle-size distributions were determined by dry sieving of sand particles and sedimentation of finer particles (pipette method), after the removal of organic matter by hydrogen peroxide (H_2O_2). Total organic carbon (TOC) was measured with a CNS-2000 Leco analyser. Sugars were extracted with 0.6 M H_2SO_4 at $100^\circ C$ for 3 h, and then

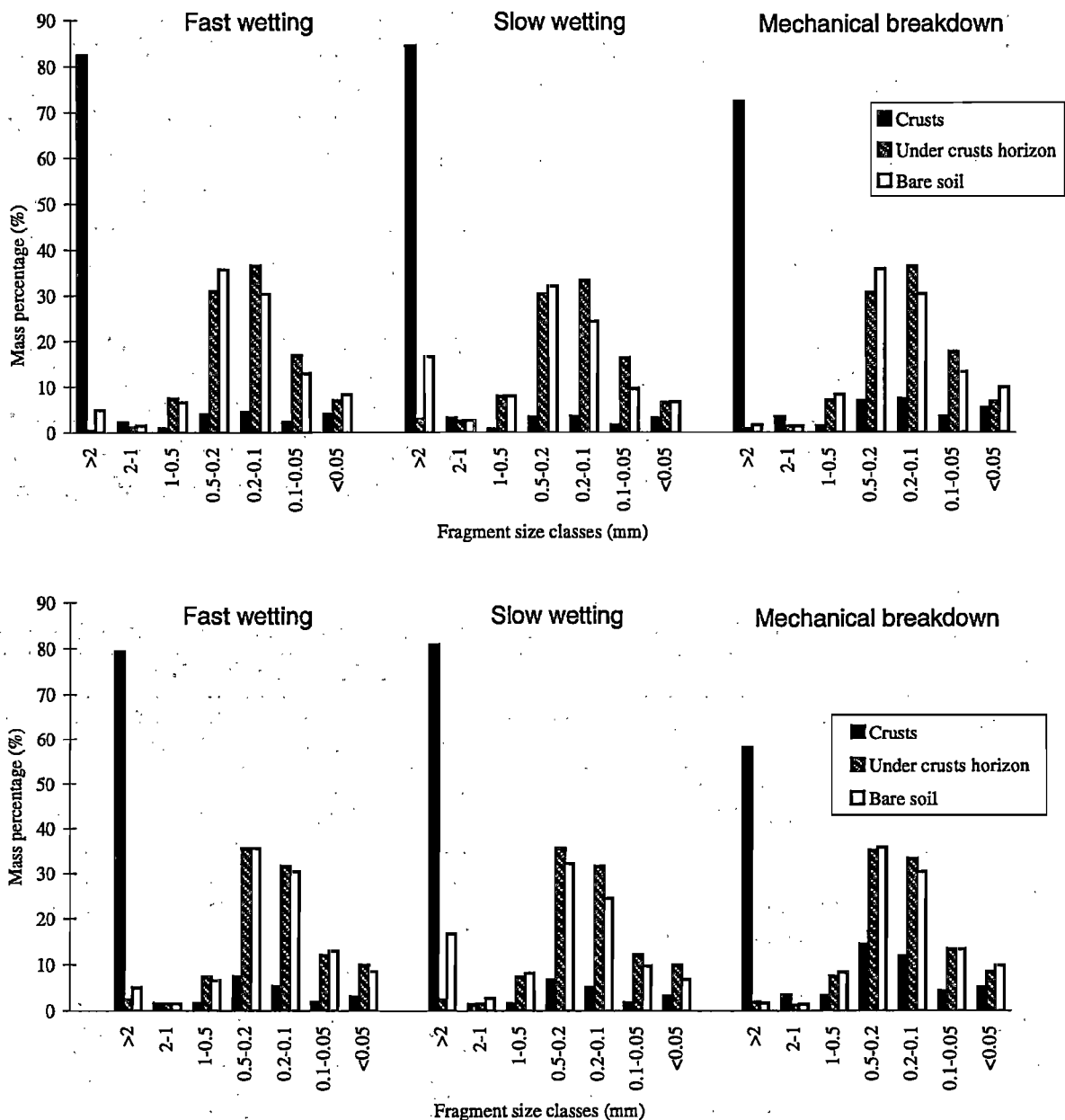


Fig. 1. Fragment size distributions of soil aggregates after the three testing treatments. (A) Comparison between soil with a dense cyanobacterial cover (crust) from a 4-year fallow land, the underlying horizon of the same crust, and the bare soil. (B) Comparison between a soil with a moderate cyanobacterial cover (crust) from a 1-year fallow land, the underlying horizon of the same crust, and the bare soil.

measured by gas chromatography using a CPG Perkin-Elmer autosystem XL, equipped with FID detector and a 30-m, 0.32-mm column (DB5).

3. Results

3.1. Fragment size distribution

Fig. 1A and B show the fragment size distributions after the three treatments, for a bare horizon sample, a crust sample and the crust-underlying horizon samples from lands that lied fallow for 4 years (Fig. 1A), and 1 year (Fig. 1B). Regardless of the fallow length, there is a marked difference between samples of crust horizons (samples with cyanobacterial cover), and samples of bare and crust-underlying horizons (devoid of cyanobacterial cover). Samples of crusts are less disaggregated compared to samples of the bare site and crust-underlying horizons (Fig. 1A,B). Fragments of crusts collected after all treatments mainly occurred within the > 2 -mm size range, whereas the bulk fragments obtained from crust-underlying and the bare site samples occurred in the 0.1–0.5-mm size range (Fig. 1A,B).

In addition, the behaviour of crust samples with regard to the three treatments differed significantly. Fast- and slow-wetting of crust material induced less disaggregation than did mechanical breakdown. After fast- and slow-wetting of crust material, the proportions of aggregates > 2 mm ranged, respectively between 61% and 88%, 65% and 86% vs. just 47% and 77% obtained after mechanical breakdown (Fig. 1A,B).

Table 2

Mean weight diameter (MWD) of soil aggregates after the three treatments (mean values of three replicates)

Samples			Mean weight diameter (MWD, mm)			
Sample types	Sites	References	Fast-wetting	Slow-wetting	Mechanical breakdown	Mean values
Crusts	Sites with dense cyanobacterial cover	J1	2.94	2.63	3.03	2.86
		J2	2.72	2.74	2.27	2.58
		J3	2.82	2.84	2.49	2.71
		ML2	3.10	3.06	2.76	2.97
	Sites with moderate cyanobacterial cover	A1	2.85	2.89	2.18	2.64
		A2	2.39	2.40	2.09	2.29
		A3	2.28	2.45	1.82	2.18
Under-crust horizons	Sites with dense cyanobacterial cover	J1	0.26	0.37	0.27	0.30
		J2	0.28	0.48	0.27	0.34
		J3	0.25	0.33	0.33	0.30
		ML2	0.37	0.50	0.26	0.37
	Sites with moderate cyanobacterial cover	A1	0.34	0.58	0.32	0.41
		A2	0.56	1.26	0.38	0.73
		A3	0.33	0.69	0.31	0.44
Bare soil		Z1	0.42	0.84	0.32	0.53

Table 3

Multiple comparison test (95% Tukey HSD) of MWD values after all treatments (fast-wetting, slow-wetting and mechanical breakdown)

	Level	Count	LS mean	Homogeneous	Groups
Crust	1	62	2.6042097	x	
Under-crust material	2	63	0.4169683		x
Bare soil	3	9	0.5265556		x
Contrast	Difference ±	Limits			
1–2	2.18724	0.12504*			
1–3	2.07765	0.24933*			
2–3	–0.10959	0.24908			

* Denotes a statistically significant difference.

Fragments of samples devoid of cyanobacterial cover exhibited a completely different behaviour, as the greatest disaggregation was induced by fast-wetting and mechanical breakdown. Among collected fragments, aggregates > 2 mm represented only 0–8% and 1–3% after fast-wetting and mechanical breakdown, respectively, vs. 2–29% for slow-wetting.

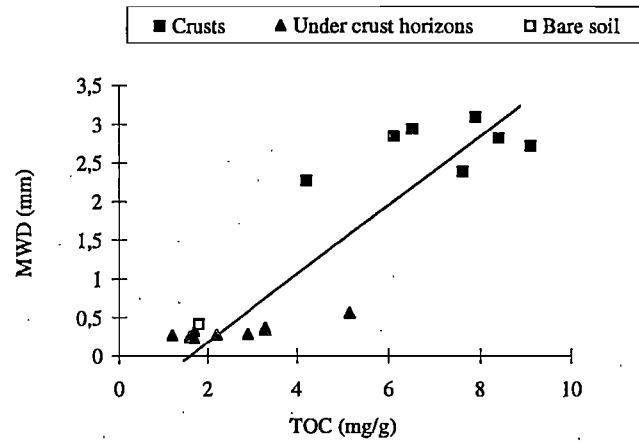
Fragment size distribution showed a significant difference in aggregate stability between samples densely covered by cyanobacteria, i.e. samples from 4-year fallow lands (Fig. 1A), and soil moderately covered by cyanobacteria, i.e. samples from 1-year fallow lands (Fig. 1B). Crust samples with dense cyanobacterial cover showed greater aggregate stability than those with moderate cyanobacterial cover. Collected materials after treatments of the first contained in average 70% of > 2-mm aggregates whereas only 54% resulted after treatments of the latter (compare A and B, Fig. 1).

3.2. Mean weight diameter (MWD)

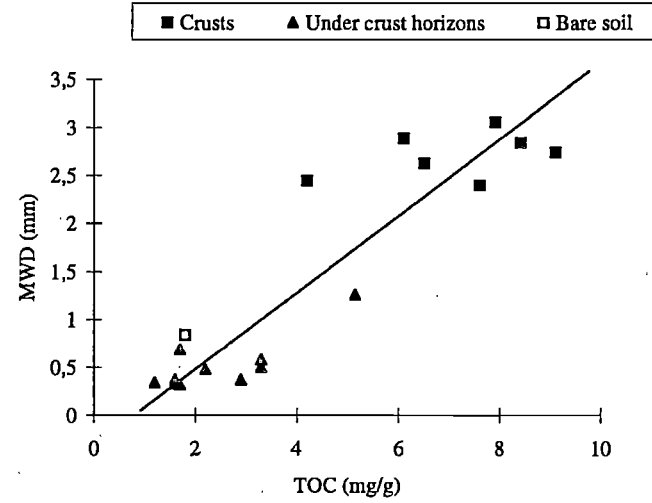
MWD of the samples reflected the results indicated by fragment size distributions. For crust samples, MWD ranged in average between 2.28–3.10, 2.40–3.06 and 1.82–3.03 mm, respectively, after fast- and slow-wetting and mechanical breakdown (Table 2). In contrast, samples devoid of cyanobacterial cover (samples of the bare site and crust-underlying materials) ranged in average MWD between 0.25–0.56, 0.33–1.26 and 0.26–0.38 mm, respectively, after fast- and slow-wetting and mechanical breakdown (Table 2). The multiple comparison test (Tukey) showed that MWD of samples devoid of cyanobacterial cover (samples of the bare site and crust-underlying materials) were not significantly different ($p = 0.05$) after all the treatments (Table 3). On the contrary MWD of samples devoid of cyanobacterial cover were significantly different ($p = 0.05$)

Fig. 2. Relationships between total organic carbon content (TOC) of soils and values of mean weight diameter (MWD) obtained after the three treatments. (A) After fast-wetting treatment ($r^2 = 0.80$). (B) After slow-wetting treatment ($r^2 = 0.83$). (C) After mechanical breakdown treatment ($r^2 = 0.78$). (D) Mean values of MWD of the three treatments ($r^2 = 0.82$).

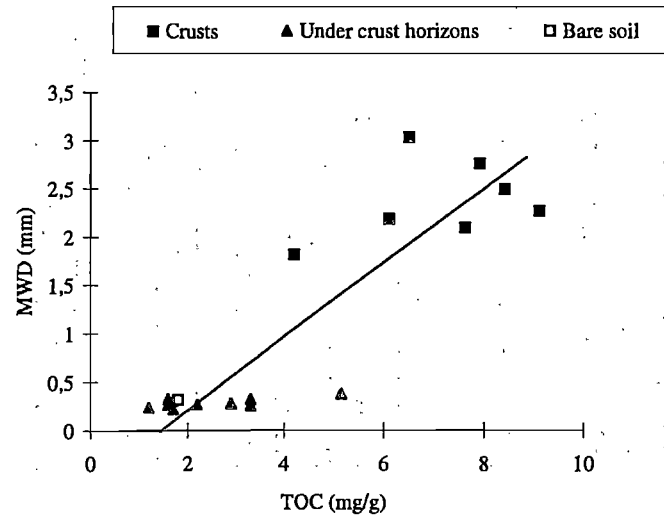
A. Fast wetting



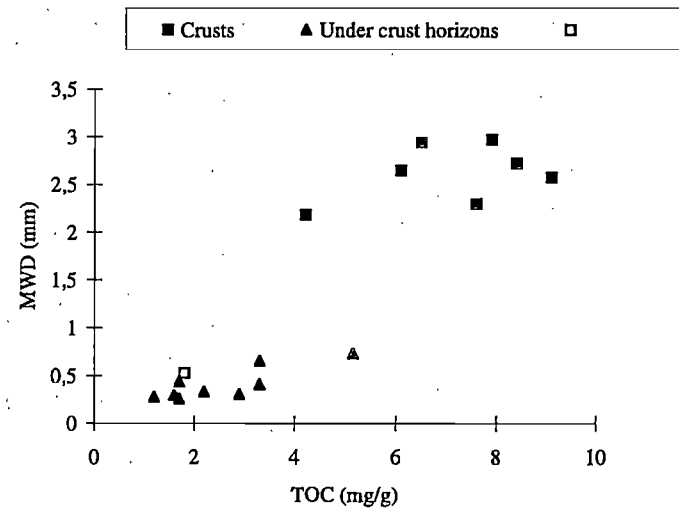
B. Slow wetting



C. Mechanical breakdown



D. Mean values of the three treatments



from those of crust samples (Table 3). The MWD values reflect the positive effect of microbial cover on soil aggregate stability.

Fig. 2 shows the relationship between the MWD values and the TOC content of the samples (Malam Issa, 1999). Significant coefficients of linear regression (r^2 ranging between 0.78 and 0.83; $p < 0.001$) were found between the MWD values and the TOC content of samples (Fig. 2A–D). In contrast, linear regressions between the MWD values and the sugar content of samples exhibit no significant coefficient of linear regression, even though both the MWD values and the sugar content increased with increasing degree of microbial cover (Tables 1 and 2).

3.3. Surface observations

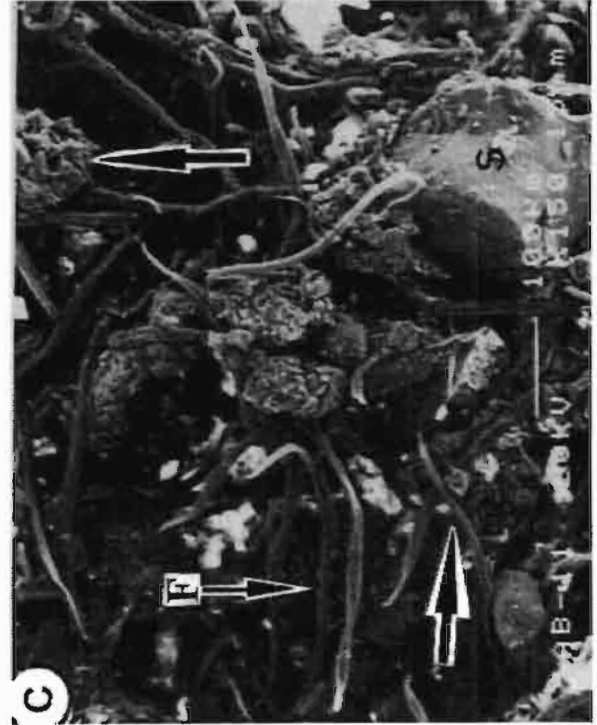
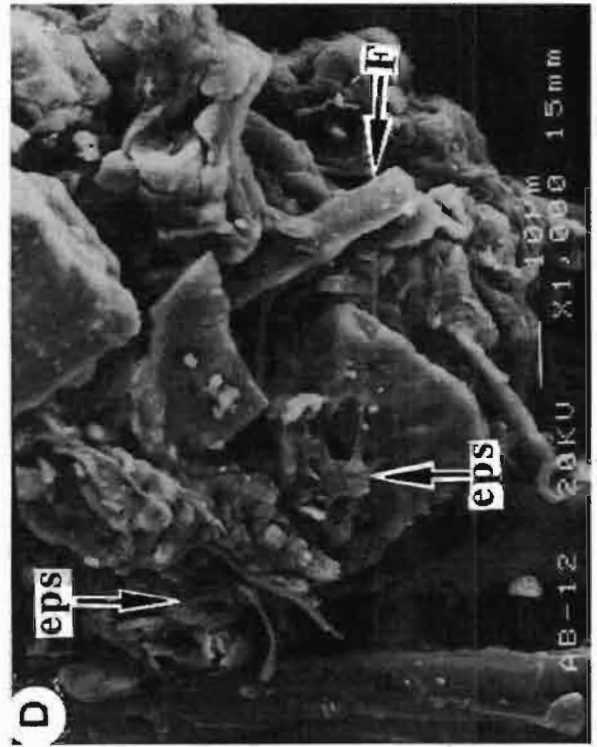
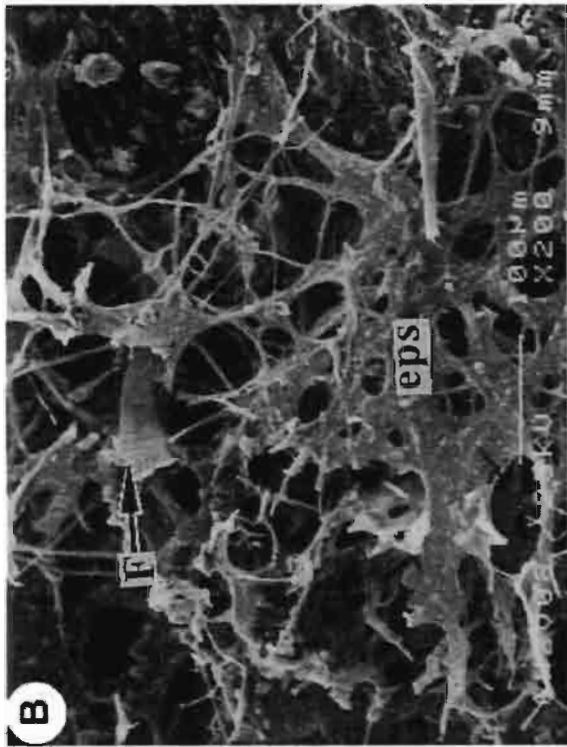
The surface of the bare samples is composed essentially of rounded quartz grains with rare fine particles, whereas the surface of samples with cyanobacterial cover showed a surface network of cyanobacterial filaments 10–16 μm in diameter (Fig. 3A). In some places, the network also consists of organic membranes which are probably derived from extracellular polymer substances (eps, Fig. 3B). Sand and coarse silt particles were trapped in this network (S, Fig. 3A,C), whereas finer particles stick on the surface of filaments (Fig. 3A) and organic membranes (Fig. 3B). Organo-mineral aggregates of 100–120 μm in diameter, composed of fine mineral particles ($< 10 \mu\text{m}$), filaments and organic membranes, can also be observed at the surface of some crusts (arrows, Fig. 3C,D).

3.4. Profile observations

Profiles of soils with a moderate cyanobacterial cover showed a superficial layer, 5 mm thick, formed of sand and coarse silt particles tightly packed, and a lower layer of mixed particles (mostly sandy) loosely packed (Fig. 4A,B). A thin lamina of living filamentous micro-organisms associated with fine particles was observed at the top of the surface layer (arrows, Fig. 4A). Pores were partially clogged by fine particles (V, Fig. 4A). The underlying material consists of fine particles forming bridges between sand particles (Q, Fig. 4A), small aggregates (A, Fig. 4A) and well-interconnected packing pores (V, Fig. 4B).

Profiles of soil with a dense cyanobacterial cover showed two different layers (Fig. 4C): a surface layer, 5 mm thick, composed of mixed material sublayers, alternating with sublayers of well-sorted, aeolian-borne sand, and an underlying layer, several

Fig. 3. SEM micrographs of the soil surface. (A) View showing the superficial network of cyanobacterial filaments. Note coarse sand and silt (S) trapped in the network, fine particles sticking on filament surfaces, and superficial pores of 25–60 μm in diameter formed by the intertwining of filaments (arrow). (B) Organic membrane, formed of extracellular polysaccharide secretions (eps), associated with filament (F) network. (C) Filament network and organo-mineral aggregates 100–120 μm in diameter (arrows). (D) Blow up of an organo-mineral aggregate in (C), exhibiting filaments (F), eps and mineral particles.



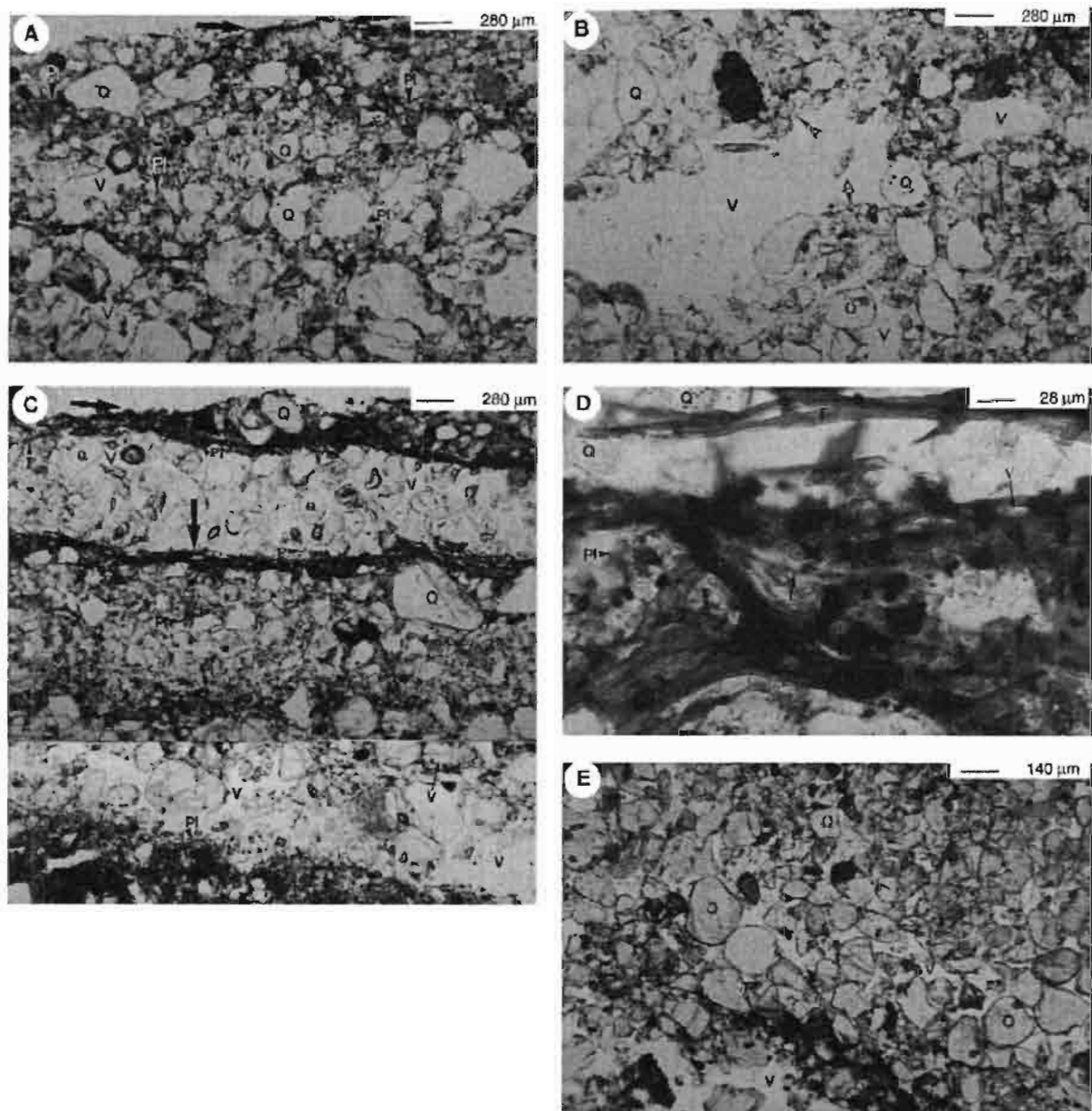


Fig. 4. Photomicrographs of vertical thin sections of studied soils. (a–b) Soil with moderate cyanobacterial cover. (A) Superficial layer of the profile with discontinuous layer of living micro-organisms (arrows). Note the close fabric formed of coarse to medium sand grains (Q), fine mineral particles (PI) and non-connected polyconcave pores (V). Rare filaments (F) are observed at depth. (B) Crust underlying material showing a loose fabric, including connected pores (V) and small aggregates (A). (c–e) Soil with dense microbial cover. (C) Superficial part of the soil profile showing alternation of well-sorted sand layers and layers of mixed particles. Laminae of living micro-organisms (arrows) are associated with layers of mixed particles. Note the strong association between filaments (F), fine particles (PI) and coarse sand grains (Q) among the superficial layer. (D) Enlarged view of the layer containing living micro-organisms. (E) Underlying material of the crusts, formed of coarse sand grains (Q) and few fine particles (PI), showing a loose fabric with well inter-connected pores (V).

centimetres thick, formed essentially of sand particles. Mixed material of the top layer comprised cyanobacterial horizons of 50–100 μm thick formed by filaments associated with fine particles (arrows, Fig. 4C). The profile exhibited three of such cyanobacterial

horizons buried by the aeolian-borne sand sublayers. Filaments also grew among sand sublayers in the grains interspace (F, Fig. 4D). Pores were rounded to vesicular (V, Fig. 4C,D) because of compaction and infilling by fine particles (Pl, Fig. 4C,D). The lower part of the profile comprised fine particles in intergrain spaces and showed a loose fabric compared to the superficial layer (compare Fig. 4C and E). Pores were tubular and interconnected (V, Fig. 4E).

4. Discussion and conclusions

Results of stability measurements reported here, based on the behaviour of soil materials with regard to fast- and slow-wetting or mechanical breakdown, revealed marked differences between soils with cyanobacterial cover and those devoid of cyanobacteria. The proportion of fragments > 2 mm in size, in soils with cyanobacterial cover (initially 3–5 mm in diameter), ranged between 47% and 88% vs. 0% and 29% for soil devoid of cyanobacterial cover. Obviously, soil with a surface cyanobacterial cover was far more stable than soils without cyanobacteria. Values of MWD ranged between 1.82 and 3.10 mm for samples with cyanobacterial cover vs. 0.25 to 1.26 mm for samples devoid of cyanobacterial cover. Following Le Bissonnais (1996), samples with cyanobacterial cover can be classified as very stable material, and those devoid of cyanobacterial cover as unstable horizons.

A positive correlation was shown between MWD and TOC (Fig. 2A–D), suggesting that the observed stability of the microbially covered soil may be ascribed to the crust organisms, as they are the main producers of organic material (Malam Issa, 1999). In addition, soils with dense cyanobacterial cover, and a higher TOC content (6.5–9.1 mg/g) exhibit more stable aggregates (MWD 2.58–2.97 mm vs. 2.18–2.64 mm) than soil with a moderate cyanobacterial cover and a lower TOC content (4.2–7.6 mg/g).

Sugar content of soil with microbial cover represents about 9% to 32% of its TOC content (Table 1). This is much higher than the sugar content in soil devoid of cyanobacterial cover, where sugar content ranges between 5% and 9% of the TOC. Correlation between sugar content of samples and their MWD values shows no significant linear relation. However, with increasing degree of cyanobacterial cover, sugar content increased as MWD values increased also (Table 1). This probably shows the role of mucilaginous excretions and cyanobacterial filaments, both rich in polysaccharides, in causing the high stability of microbially covered samples, found in previous studies (Danin et al., 1989; Pérez, 1997; McKenna Neuman et al., 1996) and our own microscopic observations.

Contribution of micro-organisms to soil aggregate stability is a well-known phenomenon. Two major mechanisms are suggested by Lynch and Bragg (1985): the ability of some micro-organisms, mostly filamentous, to mechanically bind soil particles, and the production of binding agents by some others (bacteria). In general, fungi are reported to be the most effective in soil aggregation (Lynch and Bragg, 1985). Our results, as other studies (Danin et al., 1989; Belnap and Gardner, 1993; Pérez, 1997; Malam Issa et al., 1999), show that cyanobacteria may also be implicated in soil particle aggregation.

Cyanobacteria exert a mechanical effect on soil particles by the superficial network of filaments, and function as glue due to the polysaccharide nature of the extracellular substances they secrete. The cyanobacterial network traps sand and coarse silt particles whereas clay and fine silt sized particles adhere to the surfaces of filaments and EPS (Fig. 3A,B and D). This is also observed at depth, where filaments enmesh the particles among which they once grew before they were buried (Fig. 4C,D). As concluded by Malam Issa et al. (1999), this will result in soil accretion through a rhythmic aggradation of horizons, alternately formed of cyanobacteria associated to fine particles and, well-sorted, aeolian-borne sands. In some microbiotic crusts, porous organic bodies (probably resulting from extracellular polymer secretions) occur at depth, thus enhancing the effect of filaments (Malam Issa et al., 1999).

All these mechanisms assume a close and stable association between micro-organisms and mineral grains, which leads to the formation of water stable organo-mineral aggregates (Fig. 3C,D). This is in agreement with other studies (Bond and Harris, 1964; Bailey et al., 1973; Rogers and Burns, 1994), which reported aggregation of soil particles by cyanobacteria and green algae. The inoculation of soil surfaces with *Nostoc muscorum*, a N_2 -fixing cyanobacteria, may lead to an increase of the aggregates stability by 18% (Rogers and Burns, 1994; McKenna Neuman et al., 1996).

Besides their role as binding and gluing agents of soil particles, cyanobacteria materials may also contribute to the aggregate stability through their hydrophobic properties. It is well known that when dry aggregates are wetted, they slake because of entrapped air and differential swelling (Le Bissonnais, 1996; Attou et al., 1998), with the degree of slaking greatly dependent on the proportion of hydrophobic material (Jouany et al., 1992; Chenu et al., 2000), the clay content, and silt–clay fabric (Attou et al., 1998). Presence of hydrophobic properties induces a slower release of entrapped air, whereas the clay content and silt–clay fabric control the volume of air within aggregates by affecting the pore size distribution. Thus, a high hydrophobic material or high clay content, accompanied with silt–clay fabric, reduce slaking by entrapped air. Slaking by differential swelling depends largely on the aggregates clay content, as soils with high clay content show more disaggregation by swelling. The microbiotic crusts studied here have a low clay content, but a high content of hydrophobic material (resulting from the protein complex of the cyanobacteria sheath) (Bar-or and Shilo, 1988; Kidron et al., 1999). Consequently, this results in less breakdown by slaking, as indicated by the behaviour of these crusts after fast- and slow-wetting (Fig. 1A,B). The hydrophobic properties of cyanobacterial filaments and derived organic matter prevent quick wetting of crusted soils for at least 5 to 6 min (Kidron et al., 1999), and the low clay content does not induce breakdown by swelling.

The results of this study confirm the role of derived cyanobacterial material (filaments and extracellular secretions) in the formation of water stable aggregates. Cyanobacteria function to bind mineral particle together and reduce aggregate breakdown. This will result in soil particle stabilisation and reduce water and wind erosion (Williams et al., 1995; Belnap and Gillette, 1997, 1998). Hence, cyanobacteria will reduce loss of essential elements attached to soil fine particles. There is no doubt that the cyanobacterial cover at the surface of fallow lands in the Sahelian part of western Niger improves soil structure and fertility, thus, also may favour subsequent crop production.

Acknowledgements

This work formed part of a research programme in West Africa (Projet jachère) funded by EU and IRD (Institut de Recherche et de Développement, formerly ORSTOM). The authors gratefully acknowledge C. Valentin and J.-L. Rajot for help with fieldwork, J.-R. Disnar and N. Lottier for help with sugar analyses, H. Gaillard, C. Le Lay and A. Genty for their skilled technical assistance, and H. Bourennane for help with statistical analyses of the data. Reviews by J. Belnap and F. Pérez significantly improved the paper.

References

- Attou, F., Bruand, A., Le Bissonnais, Y., 1998. Effect of clay content and silt–clay fabric on stability of artificial aggregates. *European Journal of Soil Science* 49, 569–577.
- Bailey, D., Mazurak, A.P., Rosowski, J.R., 1973. Aggregation of soil particles by algae. *Journal of Phycology* 9, 99–101.
- Bar-Or, Y., Shilo, M., 1988. The role of cell-bound flocculants in coflocculation of benthic cyanobacteria with clay particles. *FEMS Microbiology Ecology* 53, 169–174.
- Belnap, J., Gardner, J.S., 1993. Soil microstructure in soils of the Colorado Plateau: the role of the cyanobacterium *Microcoleus vaginatus*. *Great Basin Naturalist* 53, 40–47.
- Belnap, J., Gillette, D.A., 1997. Disturbance of biological soil crusts: impacts on potential wind erodibility of sandy desert soils in southeastern Utah, USA. *Land Degradation and Development* 8, 355–362.
- Belnap, J., Gillette, D.A., 1998. Vulnerability of desert soil surfaces to wind erosion: impacts of soil texture and disturbance. *Journal of Arid Environments* 39, 133–142.
- Bond, R.D., Harris, J.R., 1964. The influence of the microflora on physical properties of soils: I. Effects associated with filamentous algae and fungi. *Australian Journal of Soil Research* 2, 111–122.
- Campbell, S.E., 1979. Soil stabilization by prokaryotic desert crust: implications for precambrian land biota. *Origin of Life* 9, 335–348.
- Chenu, C., Le Bissonnais, Y., Arrouays, D., 2000. Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal* (in press).
- Danin, A., Bar-Or, Y., Dor, I., Yisraeli, T., 1989. The role of cyanobacteria in stabilization of sand dunes in Southern Israel. *Ecologia Mediterranea*, 55–64.
- De Winder, B., 1990. Ecophysiological strategies of drought-tolerant phototrophic micro-organisms in dune soils, Thesis, University of Amsterdam, The Netherlands 94 pp.
- Eldridge, D.J., Greene, R.S.B., 1994. Assessment of sediment yield by splash erosion on a semi-arid soil with varying cryptogam cover. *Journal of Arid Environments* 26, 221–232.
- Eldridge, D.J., Kinell, P.I.A., 1997. Assessment of erosion rates from microphytic-dominated calcareous soils under rain-impacted flow. *Australian Journal of Soil Research* 35, 475–489.
- Harper, K.T., Marble, J.R., 1988. A role for non vascular plants in management of arid and semiarid rangelands. In: Tueller, P.T. (Ed.), *Vegetation Science Applications for Rangeland Analysis and Management*. Kluwer Academic Publishings, London, UK, pp. 135–169.
- Isichei, A.O., 1980. Nitrogen fixation by blue-green algal soil crusts in Nigeria savannah. In: Rosswall, T. (Ed.), *Nitrogen Cycling in West African Ecosystems*. SCOPE-UNEP, International Nitrogen Unit, Royal Swedish Academy of Sciences, Stockholm, pp. 191–198.
- Jeffries, D.L., Klopatek, J.M., Link, S.O., Bolton Jr., H., 1992. Acetylene reduction by cryptogamic crusts from a blackbrush community as related to resaturation and dehydration. *Soil Biology & Biochemistry* 24, 1101–1105.
- Jouany, C., Chenu, C., Chassin, P., 1992. Détermination de la mouillabilité des constituants du sol à partir de mesures d'angles de contacts: revue bibliographique. *Science du Sol* 135, 184–192.
- Kidron, G.J., Yaalon, D.H., Vonshak, A., 1999. Two cause for runoff initiation on microbiotic crusts: hydrophobicity and pore clogging. *Soil Science* 164, 18–27.

- Kleiner, E.F., Harper, K.T., 1977. Soil properties in relation to cryptogamic groundcover in Canyon Lands National Park. *Journal of Range Management* 30, 202–205.
- Lange, O.L., Kidron, G.J., Büdel, B., Meyer, A., Kilian, E., Abeliovich, A., 1992. Taxonomic composition and photosynthetic characteristics of the 'biological soil crusts' covering sand dunes in the western Negev desert. *Functional Ecology* 6, 519–527.
- Lange, O.L., Meyer, A., Zellner, H., Heber, U., 1994. Photosynthesis and water relations of lichen soil crusts: field measurements in the coastal fog zone of the Namib Desert. *Functional Ecology* 8, 253–264.
- 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., Singer, M.J., 1993. Seal formation, runoff and interrill erosion from seventeen California soils. *Soil Science Society of America Journal* 57, 244–249.
- Lynch, J.M., Bragg, E., 1985. Microorganisms and aggregate stability. *Advances in Soil Sciences*. Springer-Verlag, New York, pp. 134–170.
- Malam Issa, O., 1999. Etude du rôle des croûtes microbiotiques dans les sols de deux écosystèmes sahéliens (jachères et brousse tigrée) au Niger: micromorphologie, propriétés physiques et biogéochimiques. PhD thesis, University of Orléans, p. 277.
- Malam Issa, O., Trichet, J., Défarge, C., Valentin, C., Rajot, J.-L., Couté, A., 1998. Micromorphology of microbiotic crusts from Niger soils. Influence on soil–water dynamics. *Actes 16eme Congr. Mond. Sci. Sol., Montpellier, 20–26 août 1998, Symp. 30, no. 961. 7 pp.*
- Malam Issa, O., Trichet, J., Défarge, C., Valentin, C., 1999. Morphology and microstructure of microbiotic soil crusts on a tiger bush sequence (Niger, Sahel). *Catena* 37, 175–196.
- Malam Issa, O., Stal, J.L., Défarge, C., Couté, A., Trichet, J., 2000. Nitrogen fixation by microbial crusts from desiccated Sahelian soils (Niger). *Soil Biology & Biochemistry*, in press.
- Mckenna Neuman, C.M., Maxwell, C.D., Boulton, J.W., 1996. Wind transport of sand surfaces crusted with photoautotrophic microorganisms. *Catena* 27, 229–247.
- Pérez, F.L., 1997. Microbiotic crusts in the high equatorial Andes, and their influence on paramo soil. *Catena* 31, 173–198.
- Rogers, S.L., Burns, R.G., 1994. Changes in aggregate stability, nutrient status, indigenous microbial populations, and seedling emergence, following inoculation of soil with *Nostoc muscorum*. *Biology and Fertility of Soils* 18, 209–215.
- Stal, L.J., 1995. Physiological ecology of cyanobacteria in microbial mats and other communities. *New Phytologist* 131, 1–32.
- Tisdall, J.M., Oades, J.M., 1982. Organic matter and water-stable aggregates. *Journal of Soil Science* 33, 141–163.
- West, N.E., 1990. Structure and function of microphytic soil crusts in wildland ecosystems of arid to semi-arid regions. *Advances in Ecological Research* 20, 180–223.
- Williams, J.D., Dobrowolski, J.P., West, N.E., 1995. Microphytic crust influences on interrill erosion and infiltration capacity. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 38, 139–146.
- Zaady, E., Groffinan, P., Moshe, S., 1998. Nitrogen fixation in macro- and microphytic patches in the Negev Desert. *Soil Biology & Biochemistry* 30, 449–454.

Modification de la porosité du sol sous les techniques culturales de conservation en zone semi-aride Marocaine

S. Lahlou⁽¹⁾, M. Ouadia⁽¹⁾, O. Malam Issa⁽²⁾, Y. Le Bissonais⁽²⁾ et R. Mrabet⁽³⁾

(1) Département de Géologie UFR Géosciences et Environnement, Faculté des Sciences, Université Chouaib Doukkali, B.P.20, 24000 El Jadida, Maroc

(2) Institut National de la Recherche Agronomique (I.N.R.A) Unité des Sciences du sol, Centre de recherche d'Orléans, France

(3) Institut National de la Recherche Agronomique (I.N.R.A) Centre Aridoculture, Settat Maroc

RÉSUMÉ

La porosité du sol est une caractéristique majeure contrôlant les propriétés hydrodynamiques du sol et le développement racinaire des plantes, mais aussi un indicateur physique de la qualité du sol influencé par les différentes techniques culturales. Cette étude s'intéresse à la détermination des effets des techniques culturales sur le système poral d'un sol argileux gonflant après 10 ans d'expérimentation en zone semi-aride Marocaine (plaine de la Chaouia). L'analyse de la porosité du sol des horizons superficiels (0-5 cm) à l'aide de la porosimétrie au mercure a révélé une modification de la porosité du sol sous les systèmes de labour conventionnel et de non travail du sol. Toutefois, l'augmentation de la teneur en matière organique en fonction du type de la rotation céréalière intensive contribue aussi à l'accroissement de la porosité structurale du sol. L'introduction de la jachère chimique en régime de non travail du sol n'a pas eu d'impact sur la porosité du sol.

Mots clés

Porosité du sol, porosimétrie au mercure, non travail du sol, jachère, Maroc.

SUMMARY

MODIFICATION OF SOIL POROSITY UNDER CONSERVATION TILLAGE IN A SEMIARID AREA OF MOROCCO

Soil porosity is a major characteristic controlling soil hydrodynamic properties and plant growth, and also an indicator of soil physical quality affected by soil management practices. This study was conducted in long term experiments started in 1994 in a semi-arid research station of Morocco. It is focused on changes in soil porosity affected by various soil management practices. Soil porosity from the topsoil (0-5 cm) was analysed by mercury porosimetry. Pertinent findings indicate that both conventional and no-tillage system induced variation of soil porosity. The effect of crop rotation on soil structural porosity was significant. In fact, soil organic matter accumulation in the top few centimetres under continuous wheat rotation and no till system, increase structural porosity.

Key-words

Soil porosity, mercury porosimetry, no-tillage, fallow, Morocco.

RESUMEN**MODIFICACIÓN DE LA POROSIDAD DEL SUELO BAJO TÉCNICAS DE CULTIVO DE CONSERVACIÓN EN ZONA SEMIÁRIDA MARROQUÍ**

La porosidad del suelo es un factor mayor que controla las propiedades hidrodinámicas del suelo y el desarrollo de las raíces de las plantas, pero también es un indicador físico de la calidad del suelo influenciado por las diferentes técnicas de cultivo. Este estudio se interesa a la determinación de los efectos de las técnicas de cultivo sobre el sistema de poros de un suelo arcilloso expansible después de 10 años de experimentación en zona semiárida marroquí (llanura de la Chaouia). El análisis de la porosidad de los horizontes superficiales (0 - 5 cm) con ayuda de la porosimetría al mercurio reveló una modificación de la porosidad estructural del suelo sobre todo en rotación de cereales continua que enriquece la superficie en materia orgánica y contribuya así al mejoramiento de la macro-porosidad del suelo. La introducción del barbecho en régimen de no trabajo del suelo no dio impacto sobre la porosidad.

Palabras claves

Porosidad del suelo, porosimetría al mercurio, siembra directa, barbecho, Marruecos.

La porosité du sol joue un rôle important dans les échanges hydriques et gazeux, ainsi que dans le développement racinaire. Elle est souvent sujette à des modifications variables lorsque les sols sont compactés. Généralement, la compaction affecte la qualité physique du sol, elle réduit la porosité, ce qui entraîne une mauvaise aération du sol, un mauvais drainage et augmente la résistance à la pénétration des racines, par conséquent réduit la croissance et le rendement de la récolte (McBride *et al.*, 1989). Ouattara *et al.*, (1998) ont montré que la modification de la porosité des sols limono-sableux de Burkina Faso sous l'effet de la mise en culture constitue l'une des causes fondamentales de la baisse de la fertilité physique de ces sols. L'intensité de la compaction est souvent mesurée à l'aide de la densité apparente. Cependant, ce paramètre est insuffisant pour connaître la nature et la distribution de la taille des pores, responsables des variations de densité apparente lorsqu'elles sont enregistrées (Bruand *et al.*, 1993). Plusieurs auteurs ont utilisé la méthode de la porosimétrie au mercure pour évaluer la distribution de la taille des pores dont le diamètre est compris entre 400 et 0,006 μm et l'effet de la compaction sur la diminution du volume poral. En effet, l'utilisation de cette méthode a permis à Fiès et Bruand (1990) d'étendre aux sols argileux, la distinction entre la porosité texturale qui résulte de l'arrangement élémentaire des particules du sol et la porosité structurale, qui résulte quand à elle de l'action combinée de facteurs externes (climatiques, mécaniques et biologiques). Plusieurs recherches sur l'impact des opérations de travail du sol sur la porosité du sol, ont utilisée la méthode de la porosimétrie au mercure, pour analyser l'évolution de l'espace poral sous l'effet du compactage (Richard *et al.*, 2001).

Les travaux de recherche effectués en zone semi-aride marocaine, ont montré la nécessité de recourir à des systèmes agricoles utilisant le non travail du sol, afin d'améliorer la qualité du sol et stabiliser les rendements à long terme. Les résultats agro-économiques obtenus sur les systèmes de culture sous le système de non travail du sol montrent bien l'obtention de hautes et stables productivités à moindre coût en milieu semi-aride surtout pour les céréales (Mrabet, 1997). En effet, pendant les années sèches, le non travail du sol a permis un gain de rendement en blé tendre de 1,9 $\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$ par rapport au labour conventionnel qui a présenté un rendement de 1,4 $\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$ pour le même type de culture et en rotation continue (Bouzza, 1990).

D'autres recherches ont montré que le système de non travail du sol affecte également l'évolution de la qualité physique, chimique et biologique des sols. Cet effet peut être mesuré à partir des propriétés inhérentes du sol (Kacemi, 1992; Mrabet *et al.*, 2001b). Les résultats récents en zone semi aride Marocaine ont montré que la qualité physique et chimique des horizons superficiels du sol sont nettement améliorées sous le système de non travail du sol par rapport au labour conventionnel. Ainsi, une meilleure séquestration en matière organique a été enregistrée pour un sol argileux gonflant après 11 ans d'expérimentation. Le système de non travail du sol a permis un stockage de 3,36 $\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$ de carbone organique de plus que le système conventionnel (Mrabet *et al.*, 2001b). Un enrichis-

sement en azote et une légère baisse du pH de 0,45 unité par ailleurs ont été enregistré en surface après 11 ans d'expérimentation (de 8,25 en 1987 à 7,8 en 1998) (Mrabet *et al.*, 2001a). En régime de non travail du sol, la seule cause de variation d'état physique du sol reste la structuration naturelle sous l'effet des cultures, du type de gestion du sol (présence des résidus de récolte), de la variation d'humidité qui dépend de la fluctuation des conditions climatiques. Lahlou (1999) a montré que l'apport des résidus de récolte en condition de non travail du sol améliore la stabilité structurale d'un sol calcimagnésique vertique. Ainsi, ce même sol après 4 ans d'expérimentation présente un pourcentage d'agrégats hydrostables plus élevé de 17 % par rapport au travail conventionnel (Lahlou et Mrabet, 2001).

Or, une étude détaillée des variations de porosité sous l'effet des pratiques culturales, n'a pas été réalisée jusqu'alors. La présente étude permet de discuter de façon plus approfondie les conséquences des systèmes utilisant le non travail du sol sur la porosité du sol. En effet, l'objectif principal de cette étude est d'analyser les modifications de la porosité d'un sol argileux gonflant, sous différents systèmes de culture et de travail du sol (conventionnel et non travail du sol) en zone semi-aride Marocaine (plaine de la Chaouia).

MATÉRIELS ET MÉTHODES

L'étude a été réalisée dans le domaine expérimental de Sidi El Aydi de l'Institut National de la Recherche Agronomique (latitude 33°00' N, longitude 09°22' W), situé à 15 Kilomètres au Nord de la ville de Settat dans la plaine de la Chaouia. Le sol est calcimagnésique à caractère vertique moyennement profond. Il est caractérisé par une structure faiblement développée, un « self mulch » de 5 cm en surface. Certaines propriétés physiques et chimiques de ce sol sont illustrées dans le *tableau 1*. La moyenne annuelle des précipitations est de 358 mm (Mrabet *et al.*, 2001b). Dans cette station, un site expérimental de longue durée a été installé en 1994 (Mrabet et Bouzza, 1994) dans le but d'évaluer l'effet des systèmes de labour et de la gestion des résidus de récolte sur la conservation de l'eau et la qualité du sol dans les zones semi arides du Maroc.

Dispositif Expérimental

Le dispositif expérimental est un « split plot » en bloc aléatoire incomplet, avec trois répétitions. Chaque grande parcelle, de 20 m de long et de 12 m de large, est subdivisée en 4 sous parcelles de 3 m de large et 20 m de long. La rotation est pratiquée en grande parcelle et le travail du sol en sous parcelle. Les rotations présentes dans cet essai sont Blé-Blé (BB), Jachère-Blé (JB); Jachère-Blé-Fourrage (JBO, le type de fourrage utilisé étant l'orge), Jachère-Blé-Maïs (JBM), Jachère-Blé-Lentille (JBL). Seules les rotations (BB), (JB) et (JBO) ont été considérées dans cette étude, ce sont les rotations culturales les plus utilisées par les agri-

culteurs Marocains et présentent des degrés d'intensification 100, 50 et 60 % respectivement dans la majorité des superficies cultivées en zones semi-arides.

Conduite de l'essai

Au cours des rotations céréalières, le blé, le fourrage et la lentille sont semés à l'aide d'un semoir commercial direct à doubles disques semeurs, simple disque ouvreuse et des roues tasseuses de marque « TYE ». Le maïs est semé avec un semoir non labour à socs « Buffalo ». Les dates et les doses de semis sont : blé (Achtar ou Tilila) : début novembre de chaque année à 120 kg.ha⁻¹ avec un espacement de 20 cm entre les lignes de semis, fourrage (mélange de vesce et d'avoine) : début novembre de chaque année à 100 kg.ha⁻¹, lentille (Bakria) : début novembre de chaque année à 60 kg.ha⁻¹ et un espacement de 40 cm et le maïs (variété Mabchoura ou Doukkalia) : fin février début mars de chaque année à 60 000 pieds.ha⁻¹.

Les apports de fertilisants ont été faits suivant les recommandations des laboratoires de science du sol du centre aridoculture (INRA, Settat). Au moment du semis, les différentes cultures reçoivent un apport de 75 kg.ha⁻¹ de nitrate d'ammonium et 50 kg.ha⁻¹ de phosphate supertriple. 50 kg d'urée sont apportés sur le blé au début du tallage et sur le maïs à la moitié du cycle.

En condition de non travail du sol, les stratégies de désherbage chimique qui ont été appliquées sont : une application de glyphosate à une quantité de 3-4 l.ha⁻¹ pour contrôler les mauvaises herbes avant le semis et en condition de jachère. Avant le semis, blé, fourrage et jachère sont traités avec le chlorosulfuron à 10 g.ha⁻¹. Le maïs et la lentille sont traités au moment du semis à la simazine avec un taux de 1,5 et 1 l.ha⁻¹ respectivement. L'utilisation de ces herbicides assure un contrôle adéquat long de la saison de croissance et en période de jachère.

Le travail du sol consiste en un travail conventionnel (Cover Crop (CC)) effectué en parcelle labourée ; c'est le labour primaire au pulvérisateur à disques (10 à 15 cm de profondeur) pour préparer les lits de semences et pour enfouir les résidus. Le non travail du sol (Semis Direct (SD)) consiste en une ouverture de 2 à 3 cm du sol pour placer la semence à 5 cm de profondeur, réalisé par un semoir spécial semis direct « TYE ».

Echantillonnage

Les prélèvements des échantillons du sol ont été effectués en juin 2002 à l'aide d'une pelle pour l'horizon de surface (0-5 cm) des parcelles sous rotations céréalières JB, BB et JBO. Ces échantillons ont été tamisés pour obtenir des agrégats de taille 3 à 5 mm. Au laboratoire, ces agrégats subissent une dessiccation à 105 °C pendant 24 heures. Ils sont ensuite placés dans les pénétromètres du porosimètre type « Micromeritics Pore Sizer 9310 » afin de déterminer la porosité de ces échantillons. Le principe de la porosimétrie au mercure consiste à déterminer le volume de mercure pénétrant dans un échantillon poreux, sec et dégazé, sous l'effet d'une pression crois-

Tableau 1 - Propriétés générales du sol à Sidi El Aydi en 1994 (Mrabet, 1997)

Table 1 - Typical properties of Sidi El Aydi Soil in 1994 (Mrabet, 1997)

Propriétés	Profondeur (0-200 mm)
Type de sol	Calcimagnésique Vertique
Argile %	51
Limon %	25
Sable %	24
pH (eau)	8,25
Carbone Organique g.kg ⁻¹	13
Calcaire g.kg ⁻¹	200
Capacité d'échange cationique (cmol Na ⁺ .kg ⁻¹)	50
Densité Apparente à sec (g.cm ⁻³)	1,28
Humidité à 0,3 bar (cm ³ .cm ⁻³)	0,39
Humidité à 15 bars (cm ³ .cm ⁻³)	0,20

sante (Fiès, 1984). L'injection de mercure est utilisée pour décrire la distribution de la taille des pores du sol. Pour chaque pression P (en kPa), on détermine un diamètre de pore équivalent D (en μm) en appliquant la loi de Laplace :

$$D = -4 \sigma (\cos \theta) / P$$

avec σ : tension superficielle du mercure (0,484 Nm⁻¹)

θ : angle de raccordement entre le mercure et la paroi du pore (130°) (Fiès, 1984).

On opère à des pressions P qui varient entre 4 à 2000 KPa pour obtenir une distribution de la taille des pores de 360 à 0,006 μm . Dans cette étude, les volumes de mercure introduits dans les cellules sont mesurés à l'équilibre pour chaque pas de pression. Les résultats sont représentés sous la forme de courbes du volume cumulé de mercure introduit (mm³.g⁻¹) porté en ordonnée, en fonction du diamètre de pore équivalent (μm) en abscisse.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Les courbes des figures 1, 2 et 3, mettent en évidence l'impact des techniques culturales sur la distribution des volumes poraux pour les horizons de surface (0-5 cm).

Pour les trois courbes, on peut distinguer deux volumes poraux distincts qu'on a nommés A et B (figures 1, 2 et 3). On a fixé une limite franche entre ces deux volumes poraux, variant entre 0,10 et 0,12 μm , variation qui n'est pas considérable vu que l'ensemble des échantillons a été pris sur le même site et présente une même constitution granulométrique (tableau 1). Ainsi, le volume poral A défini vers les pores de grande taille pourrait être

Figure 1 - Volume des pores mesurés par la porosimétrie au mercure pour la rotation continue Blé- Blé

Figure 1 - Volume of pores under continuous wheat rotation measured by mercury porosimetry

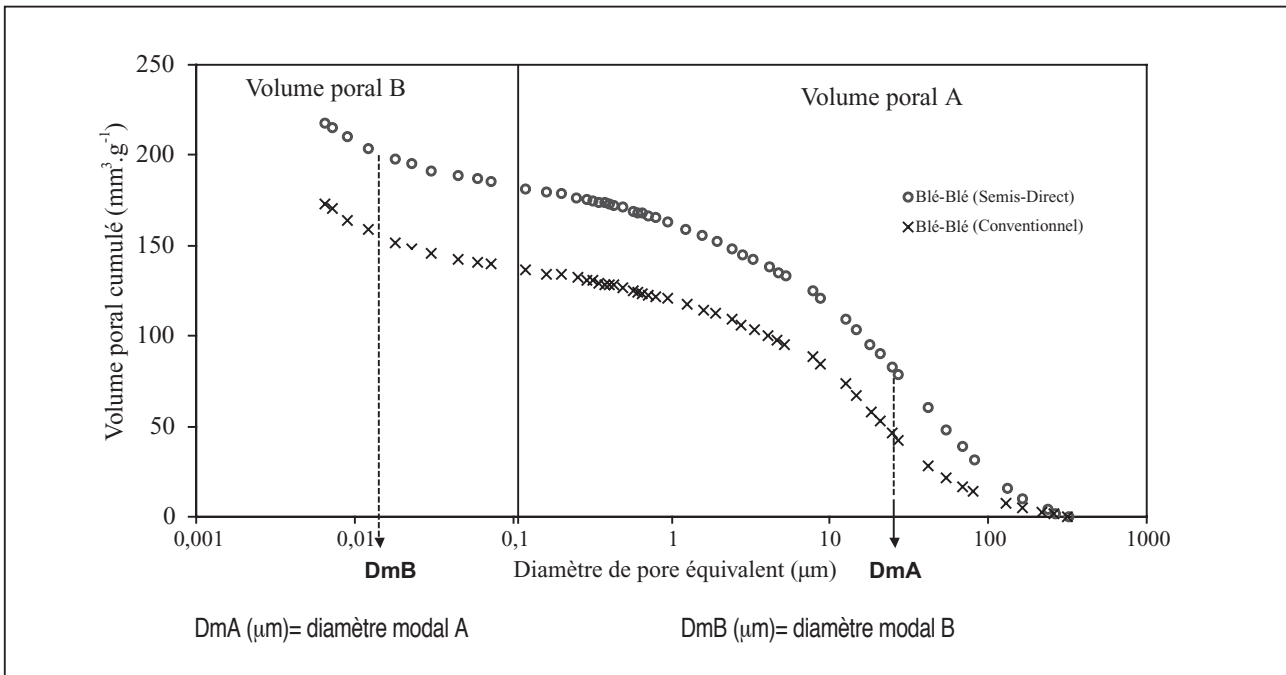


Figure 2 - Volume des pores mesurés par la porosimétrie au mercure pour la rotation biennale Jachère - Blé

Figure 2 - Volume of pores under Fallow-Wheat rotation measured by mercury porosimetry

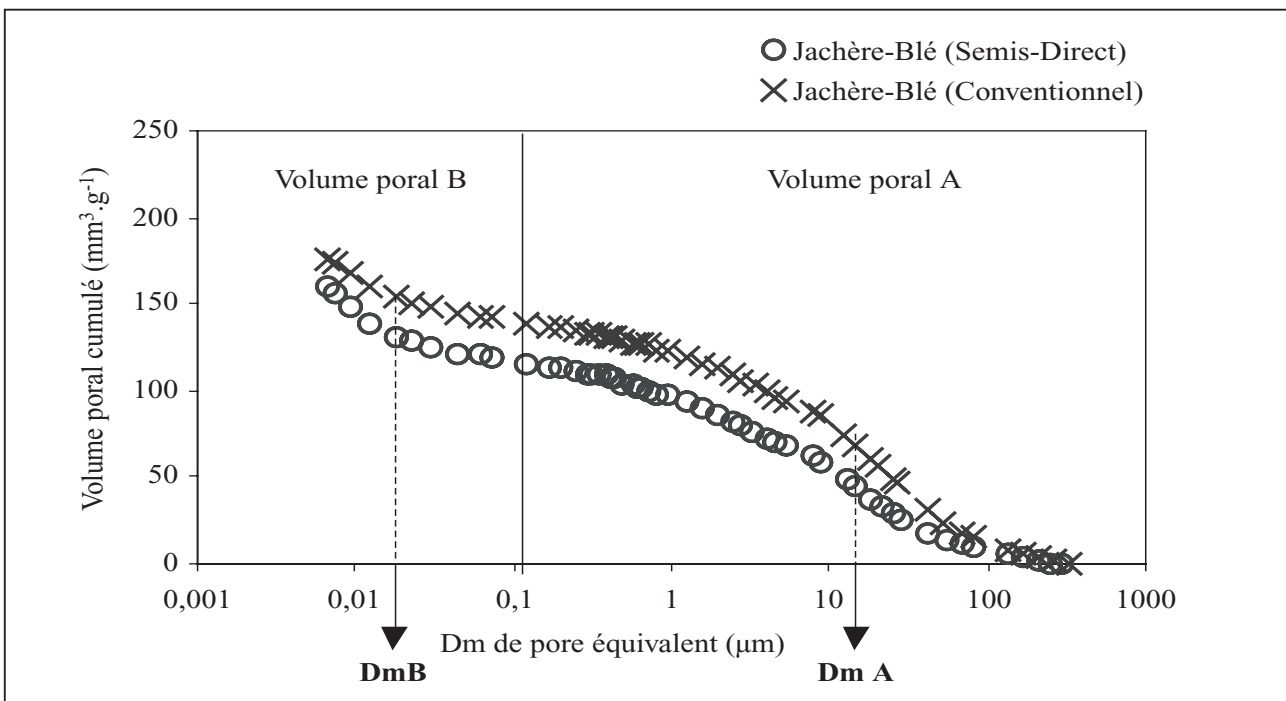
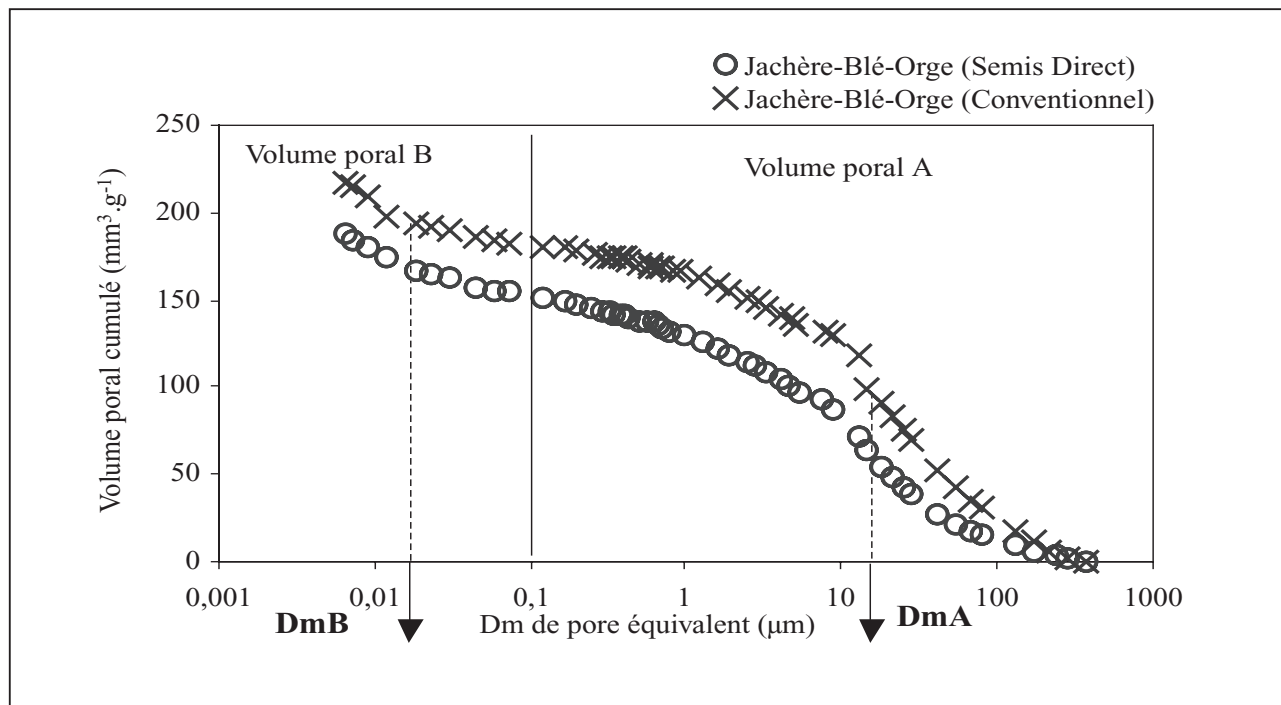


Figure 3 - Volume des pores mesurés par la porosimétrie au mercure pour la rotation triennale Jachère-Blé-Orge**Figure 3** - Volume of pores under Fallow-Wheat-Barley rotation measured by mercury porosimetry

lié probablement à la porosité structurale fine engendrée par les fissures souvent présentes dans un sol argileux très smectitique. Le volume poral A varie pour l'ensemble des échantillons entre 116 (minimum enregistré pour la rotation JB Semis Direct) et 182 mm³.g⁻¹ (maximum enregistré pour la rotation continue BB Semis Direct, *tableau 2*). Ce volume poral A représente donc 73 à 84 % du volume poral total des échantillons (les pores de diamètre < à 0,006 μm n'étant pas pris en compte). On distingue le volume poral B, qui correspond à des pores de plus petite taille représentant la porosité argileuse. Les valeurs du volume poral B mesurées pour l'ensemble des échantillons sont comprises entre 36 et 44 mm³.g⁻¹, soit 16 à 27 % du volume total. Cette faible variation du Volume poral B valable pour tous les échantillons, est due à la teneur en argile qui est identique pour les trois parcelles (BB ; JB et JBO) (*tableau 1*).

On remarque que le volume poral A varie pour les trois types de rotations et sous les deux systèmes de travail du sol. Pour la rotation blé continue (BB) : le volume poral A est plus élevé sous le système non travail du sol (182 mm³.g⁻¹) que sous le système conventionnel (136 mm³.g⁻¹). Pour les deux autres rotations (JB) et (JBO), on remarque que le volume poral A est important sous le travail du sol par rapport au système semis direct. L'effet combiné du travail du sol et de la rotation n'est pas significatif pour ces deux types de rotations.

D'autre part, une étude de la densité apparente du sol entreprise dans le même site après 4 ans d'expérimentation, a révélé un effet significatif de la jachère chimique sur la densité apparente du sol (*tableau 3*) (Lahlou et Mrabet, 2001). Cette diminution de la densité apparente peut se traduire par une augmentation de la porosité totale du sol. En effet, Sanchez *et al.*, (1985) ont rapporté que pendant la période de la jachère, la structure du sol s'améliore, sa densité apparente diminue tandis que sa porosité, sa capacité de rétention et sa teneur en matière organique augmentent. Cependant, dans notre étude, l'introduction de la jachère chimique en rotation céréalière n'a pas eu d'effet significatif sur la porosité structurale du sol pour les horizons de surface. Ainsi, on enregistre un volume poral de 116 mm³.g⁻¹ sous JB, plus faible par rapport à celui enregistré sous la rotation JBO et qui est de 152 mm³.g⁻¹. On peut supposer que la diminution de l'introduction de la jachère en faveur d'une rotation céréalière intensive, ne peut qu'améliorer le taux de la matière organique et par suite la porosité du sol.

Dans le cas de la rotation blé continue (BB), l'effet combiné du non travail du sol et de la rotation céréalière continue a modifié la distribution de la taille des pores. En effet, l'augmentation de la teneur en matière organique sous la rotation (BB) aurait amélioré la porosité structurale fine du sol. Bessam (1999) a montré que la rotation continue Blé-Blé améliore le taux de matière organique le long du profil pour des échantillons prélevés sur le même essai de la sta-

Tableau 2 - Données porosimétriques obtenues d'après les courbes d'entrée de mercure (Essai de Sidi El Aydi)**Table 2** - Mercury porosimetry data of Sidi El Aydi Soil

Références	Volme poral total	Volume poral A		Volume poral B	
	VHg (mm ³ .g ⁻¹)	VA (mm ³ .g ⁻¹)	DmA (mm)	VB (mm ³ .g ⁻¹)	DmB (mm)
BB Conventiannel	173	136	27	37	0,018
BB Semis Direct	217	182	27	36	0,018
Moyenne	195	159	27	36	0,018
JB Conventiannel	177	139	12	37	0,018
JB Semis Direct	159	116	13	44	0,018
Moyenne	168	127	12	40	0,018
JBO Conventiannel	217	181	15	36	0,018
JBO Semis Direct	187	152	15	36	0,018
Moyenne	202	166	15	36	0,018

Vol. por. Total = VHg = volume poral total

DmA (µm)= diamètre modal A

DmB (µm)= diamètre modal B.

Tableau 3 - Influence de la rotation céréalière sur la densité apparente du sol après 4 ans d'expérimentation (Lahlou, 1999)**Table 3** - Soil bulk density as affected by wheat rotation after 4 years of experimentation

Profondeur	0-50 mm	50-100 mm
Rotations Céréalières	Densité Apparente (g.cm ⁻³)*	
Blé-Blé	1,55 A ^a	1,56 A
Jachère-Blé	1,51 A	1,56 A
Jachère-Blé-Orge	1,50 A	1,51 A

* : Densité Apparente mesurée par la méthode du cylindre de volume connu.

^a : Le test de la plus petite différence significative (LSD) a été utilisé pour différencier entre les traitements à un niveau de probabilité de 0,05 (SAS Institute, 1990).

tion expérimentale de Sidi El Aydi. Kay et Vandenbygaart (2002) ont rapporté que les différentes formes de matière organique stabilisent les pores et augmentent leur résistance aux différentes formes de stress.

Le travail conventionnel contribue globalement à accroître la porosité structurale du sol et ceci est représenté essentiellement dans les courbes d'entrée de mercure. La porosité texturale n'est pas affectée par le travail du sol. En effet, plusieurs auteurs ont conclu que les pratiques de labour affectent préférentiellement la porosité structurale du sol (Bruand *et al.*, 1993).

CONCLUSION

Les résultats de cette étude montrent que les variations de la porosité du sol enregistrées en fonction des façons culturales correspondent en partie à une variation du volume poral développé par des pores de très petite taille (pores de diamètre modal compris entre 12 et 27 µm) qui correspondent vraisemblablement à des microfissures souvent présentes dans un sol argileux

gonflant. Ces pores contrôlent plusieurs processus naturels (échanges hydriques, drainage, écoulements, enracinement... etc.) et restent sujets à des changements à court et long terme. L'introduction du non travail du sol (Semis Direct) dans les techniques agricoles a un effet significatif sur la porosité des horizons superficiels du sol. Cet effet est très prononcé sous la rotation céréalière intensive. Une réduction de l'utilisation de la jachère chimique en faveur d'une intensification de la rotation céréalière en régime de non travail du sol pourrait améliorer la porosité structurale du sol au niveau des horizons de surface.

Une étude de la variation du profil poral en profondeur doit être établie pour compléter la présente étude et avoir une vision globale sur l'évolution du système poral sous les différents systèmes de travail du sol et de management des cultures en zone semi-aride Marocaine.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient la coopération franco-marocaine pour le financement de l'étude sur la structure des sols marocains en zone semi-aride dans le cadre du projet PRAD 01-08. Les équipes des laboratoires des Sciences du sol de l'Institut National de la Recherche Agronomique, Centre de recherche d'Orléans en France et l'Institut National de la Recherche Agronomique de Settat, sont remerciées pour leurs encadrements, leurs orientations et leurs contributions aux différentes analyses.

BIBLIOGRAPHIE

- Bessam F., 1999 - Influence des travaux du sol et management des cultures sur la matière organique et sa qualité. Diplôme des Etudes Supérieures Approfondies. Faculté des Sciences. Université Chouaib Doukkali, El Jadida Maroc. 84 p.
- Bruand A., D'acqui L.P., Nyamugafata P., Darthout R. et Ristori G.G., 1993 - Analysis of porosity in a tilled « crusting soil » in Zimbabwe, *Geoderma* Vol 59 : pp. 235-248.
- Bouzza A., 1990 - Water conservation in wheat rotations under several management and tillage systems in semiarid areas. Ph. D. Dissertation. University of Nebraska, Lincoln, NE USA. 200 p.
- Fiès J.C., 1984 - Analyse de la répartition du volume des pores dans les assemblages argile-squelette : comparaison entre un modèle d'espace textural et les données fournies par la porosimétrie à mercure, *Agronomie* Vol 4 : pp. 891-899.
- Fiès J.C. et Bruand A., 1990 - Textural porosity analysis of a silty clay soil using pore volume balance estimation, mercury porosimetry and quantified Backscattered electron scanning image (BESI), *Geoderma* Vol 47 : pp. 209-219.
- Kay B.D. et Vandenbygaart A.J., 2002 - Conservation tillage and depth stratification of porosity and soil organic matter, *Soil and Tillage Research* Vol 66 : pp. 107-118.
- Kacemi M., 1992 - Water conservation, crop rotations, and tillage systems in semiarid Morocco. Ph.D. Dissertation. Colorado State University. Fort Collins, CO USA.
- Lahlou S. et Mrabet R., 2001 - Tillage influence on aggregate stability of a Calcixeroll soil in semiarid Morocco. *In* Proceedings of the I World Congress on Conservation Agriculture: a worldwide challenge. Madrid (Spain), pp. 249-254.
- Lahlou S., 1999 - La qualité physique du sol sous différents systèmes de travail du sol et de management des cultures en zones semi-arides Marocaines. Diplôme des Etudes Supérieures Approfondies. Faculté des Sciences, Université Chouaib Doukkali, El Jadida Maroc. 62 p.
- Mrabet R., Ibno-Namr K., Bessam F., and Saber N., 2001a - Soil chemical quality changes and implications for fertilizer management after 11 years of no-tillage wheat production systems in semiarid Morocco. *Land Degradation & Development*. 12 : pp. 505-517.
- Mrabet R., Saber N., El Brahli A., Lahlou S. et F Bessam., 2001b - Total, particulate organic matter and structural stability of a Calcixeroll soil under different wheat rotations and tillage systems in a semiarid area of Morocco, *Soil and Tillage Research* 57 : pp. 225-235.
- Mrabet R. et Bouzza A. 1994 - Conservation de l'eau sous différentes rotations céréalières et systèmes de gestion des résidus de récolte en semi-aride. INRA Internal Report. Aridoculture Centre.
- Mrabet R., 1997 - Crop residue management and tillage systems in a semiarid area of Morocco. Ph. D. Dissertation Colorado State University. Fort Collins, CO USA.
- McBride R.A., Martin H. et Kennedy B., 1989 - La compaction du sol. Fiche technique, Ministère de l'Agriculture et de l'Alimentation, Ontario, Canada.
- Ouattara B., Sédogo M. P., Assa A., Lompo F., Ouattara K. et Fortier M., 1998 - Modifications de la porosité du sol après trente-trois années de labour d'enfouissement de fumier au Burkina Faso, *Cahiers Agricultures* Vol 7 : pp. 9-14.
- Richard G., Cousin I., Sillon J.F., Bruand A. et Guéris J., 2001 - Effect of compaction on the porosity of a silty soil : influence on unsaturated hydraulic properties, *European journal of soil science* Vol 52 : pp. 49-58.
- SAS Institute, 1990 - SAS/SAT Users Guide, version 6, 4th Edition, Vol.2. SAS Institute, Cary, NC.
- Sanchez P.A., Palm C.A., Davey C.B., Szott L.T. et Russell C.E., 1985 - Tree crops as soil improvers in the humid tropics. Attributes of trees as crop plants. *In*: Cannell MGR, Jackson JE (eds). *Institute of Terrestrial Ecology*, pp. 327-358.

DYNAMIC EVOLUTION OF THE UNSATURATED HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF A DEVELOPING CRUST

O. MALAM ISSA,^{1,2*} I. COUSIN,¹ Y. LE BISSONNAIS¹ AND P. QUÉTTIN¹

¹ INRA, Unité de Science du Sol-SESCPF, Centre de Recherche d'Orléans, Avenue de la Pomme de Pin, 45160 Ardon, France

² Université de Reims Champagne-Ardenne, CREA-GEGENA, 2 esplanade Roland Garros, 51100 Reims, France

Received 30 November 2001; Revised 28 April 2003; Accepted 4 March 2004

ABSTRACT

Understanding the evolution of hydraulic parameters during the different stages of crust formation is necessary to predict infiltration in crusted soil. However, only a few studies have focused on the dynamics of parameters that control infiltration through a developing crust. This study reports the results of laboratory experiments carried out with a specific device, the drip infiltrometer, which enables a crust to form at the surface, and the evolution of the pressure head and the hydraulic conductivity of the soil horizon underneath the crust to be followed simultaneously. Two soils of different susceptibility to crusting were used in the experiments: a silt loam and a silty clay loam of the Bassin de Paris (France). The results show matric potential in the unsaturated range developing below the surface from the early stage of crust formation. The values of matric potential show an increasing trend from the early stage of crust formation and at the late stage respectively for the silt loam and the silty clay loam soils. The hydraulic conductivity of the sub-crust shows significant changes from the early stage for the silt loam soil, but only at the final stages for the silty clay loam. The initial value of the hydraulic conductivity of the sub-crust drops by more than 50 per cent for silt loam compared to about 35 per cent for silty clay loam. The decrease of hydraulic conductivity beneath the surface crust is related to the changes in the soil matrix, induced by the migration of particles detached from aggregate breakdown. The different stages of crust formation were characterized by the variation of the unsaturated conductance of the soil crusted layer, calculated from the relationship between the flux density through the crust and the sub-crust pressure head. The results revealed rapid sealing at the surface of the silty loam soil, whereas sealing occurs gradually at the surface of the silty clay loam. The difference in the susceptibility to crusting and the difference in moisture characteristics between the two soils are probably the causes of the contrast in temporal variation of the sub-crust matric potential. Copyright © 2004 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS: crust; dynamic stages of crust formation; unsaturated hydraulic conductivity; matric potential

INTRODUCTION

Crusting of the soil surface is a widespread phenomenon which affects physical processes such as water infiltration, runoff, soil erosion and chemical transport on bare surfaces. As demonstrated by the pioneering works of Duley (1939), surface crusts reduced soil infiltration capacity. This result has been supported by early works (McIntyre, 1958; Tuckett and Pearson, 1965) and recently, by several laboratory and field experiments that found evidence of change in matric potential following soil surface crusting (Sharma *et al.*, 1981; Morin *et al.*, 1981; Chiang *et al.*, 1993; Philip, 1998) and, lower hydraulic conductivity on the surface crust compared to the underlying soil material (Vandervaere *et al.*, 1997).

Nevertheless, the relation between soil crust and soil hydrological processes seems to be more complicated since the reduction of infiltration capacity is also a cause of structural degradation of the soil surface (Boiffin and Monnier, 1985). Thus there is an interactive effect between the mechanisms of crusting (aggregate breakdown, change in porosity and bulk density) and the soil hydrological processes (Bristow *et al.*, 1995). In addition, because of the wide variety of factors governing the occurrence and the crust properties (soil intrinsic properties, rainfall or irrigation characteristics, topography or microtopography and human activities), crusting is a dynamic process characterized by spatial and temporal variability. For instance, crusts form more readily

* Correspondence to: O. Malam Issa, Université de Reims Champagne-Ardenne, CREA-GEGENA, 2 esplanade Roland Garros, 51100 Reims, France. E-mail: Oumarou.Malam-Issa@orleans.inra.fr

on sandy loam than on clay loam soil and, for soils of similar texture, crusting is related to aggregate stability and soil moisture (Bradford and Huang, 1992). Increasing raindrop intensity and kinetic energy increase the rate and intensity of crust formation for a given soil (Bresson and Valentin, 1990; Luk *et al.*, 1990; West *et al.*, 1992); similarly some human activities also promote soil crusting (van der Watt and Valentin, 1992). A high slope gradient, on the contrary, has a negative effect on crusting intensity (Poesen, 1984).

Although surface crusting has been the subject of several works, only a few have focused on its interactive effect with soil hydraulic properties, or the change of these properties due to spatial and temporal variability of crusting (Edwards and Larson, 1969; Bouma *et al.*, 1971; Sharma *et al.*, 1981; Fox *et al.*, 1998a; Vandervaere *et al.*, 1997). The results reported by Sharma *et al.* (1981) showed that matric potential drops across the crusted surface, while below the crust, the matric potential remained constant for a considerable depth range, but can vary with time depending of the value of air entry (Chiang *et al.*, 1993). The hydraulic conductivity of crusted soil decreases with time of exposure to rain (Edwards and Larson, 1969) and with increasing soil moisture (Bouma *et al.*, 1971), and varies in space in relation to the type of crust – lower values of hydraulic conductivity were found on deposition crusts compared to structural crusts—as indicated by field (Vandervaere *et al.*, 1997) and laboratory experiments (Fox *et al.*, 1998a). The variability of crust hydraulic conductivity under field conditions is also related to the degree of crust formation, which depends of the soil roughness and microtopography (Freebairn *et al.*, 1991; Ahuja and Swartzendruber, 1992).

It is necessary to know the spatial and temporal variability of soil hydraulic properties in order to predict infiltration in a sealing soil. Morin and Benyamini (1977) and Moore (1981) have developed empirical models to predict infiltration in a sealing soil based on the Horton equation. Hillel and Gardner (1969), Ahuja (1983) and Ross and Bristow (1990) have developed models based on the Green and Ampt assumptions. All these models assume the crust to be a thin layer with a constant hydraulic conductivity. These models neglected the dynamic nature of the crust and the change over time in soil hydraulic properties. Recent models of infiltration into crusted soil are more mechanistic (Mualem and Assouline, 1989; Romkens *et al.*, 1990; Mualem *et al.*, 1990; Ahuja and Swartzendruber, 1992; Assouline and Mualem, 2001) and took into account changes of hydraulic properties. They required measurements of hydraulic properties of the crust and underlying material both in saturated and unsaturated ranges.

The present study reports results of hydraulic parameter measurements at the upper part of a soil profile whose surface is undergoing crust development. The aim of the study is to relate the structural evolution of a surface induced by raindrop impact and the subsequent dynamic change of the hydraulic conductivity and other parameters related to water transit through the crust and the underlying material.

MATERIALS AND METHODS

Samples were collected from the A horizon of two different soils from the Bassin de Paris (France): a silt loam soil which readily formed crust, and a silt clay loam soil which takes longer to form crust. The main characteristics of these soils are summarized in Table I.

The samples were stored in a cold room at 5 °C to maintain them in the same hydraulic conditions (water content of about 5 per cent by weight). The analysed soil samples were passed through a 2 cm sieve and packed into metallic cylinders of 20 cm in diameter and 25 cm in length. The cylinders were filled gradually to obtain soil columns with a bulk density of 1.3.

The apparatus utilized in this study, the drip infiltrometer, is closely related to the crust infiltrometer used at field scale by Bouma *et al.* (1971). A schematic representation of the apparatus is given in Figure 1. It comprised

Table I. Selected physical and chemical soil properties of the studied soils (after Fox *et al.*, 1998b)

Soil type	Clay 0–2 µm (g kg ⁻¹)	Fine silt 2–20 µm (g kg ⁻¹)	Coarse silt 20–50 µm (g kg ⁻¹)	Fine sand 50–200 µm (g kg ⁻¹)	Coarse sand 200–2000 µm (g kg ⁻¹)	Organic carbon (g kg ⁻¹)	CEC (cmol kg ⁻¹)
Silt loam	130	152	425	280	13	10.8	10.5
Silty clay loam	335	297	328	20	20	13.1	19.6

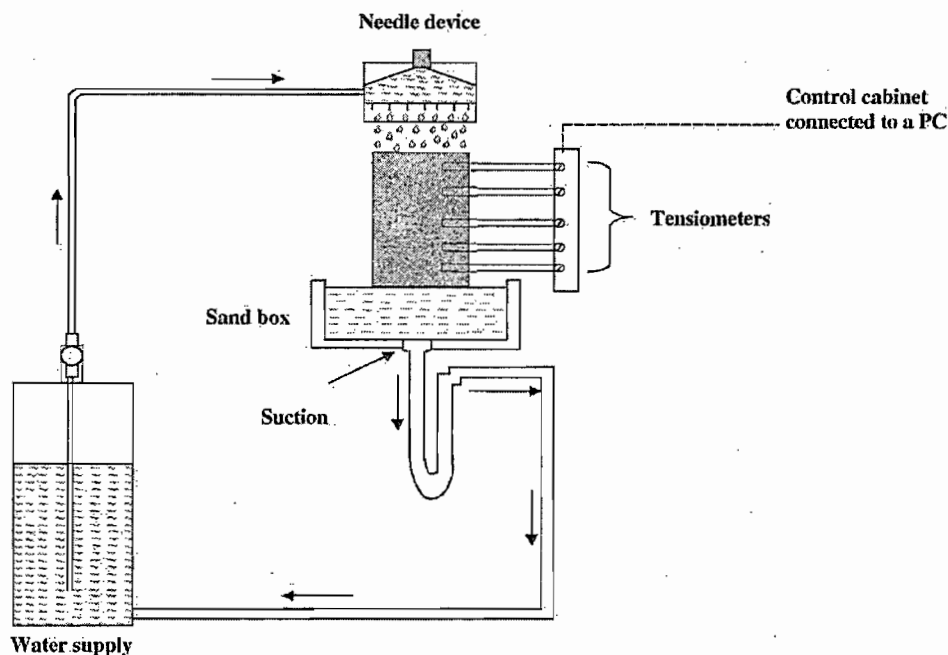


Figure 1. Schematic representation of the drip infiltrometer apparatus.

Table II. Different stages of crust formation

Stages of crust evolution	Rainfall duration (h)	
	Drip infiltrometer (40 mm h ⁻¹)	Rainfall simulator (70 mm h ⁻¹)
Initial	0	0
2	2.5	0
3	20	0
4	20	2
5	20	3

a saturated sand box where the columns of soil were placed. At the top of the samples a device formed of 49 hypodermic needles, connected to a pulsating pump, delivers a given flux of water. At the bottom of the sample a given suction can be applied by means of a vacuum pump connected to the sand box. The pressure head gradient and the downward movement of water through the samples can thus be controlled. Five tensiometers of 6 mm diameter were installed horizontally inside the sample. The first tensiometer was at a depth of about 1.22 cm from the surface of the sample; the others were installed at depth intervals of 3 cm. All the tensiometers were connected to a transducer, which recorded the reading of tensiometers after steady-state flow had been achieved (100 measured values without significant deviation).

The drip apparatus is devoted to measuring the unsaturated hydraulic conductivity of a soil column, submitted to a known steady-state flow, by using Darcy's law. The device can also be used as a small rainfall simulator, which delivered drops with a low kinetic energy. Thus crust can be formed at the surface of the analysed column of soil. A preliminary experiment was performed on the silty clay loam soil, in order to characterize macroscopically the different stages of crust formation. Three gradual stages of crust formation have been obtained by means of the drip apparatus delivering a high rainfall intensity of 40 mm h⁻¹. Two other stages were obtained by using a rain simulator with rainfall intensity of 70 mm h⁻¹. The different combination of rain intensity and defined stages of crusts formation are summarized in Table II.

Table III. Pressure head of the sub-crust measured at different stages of crust evolution (values obtained for a flux density of 10 cm d^{-1} under a suction of -50 cm applied at bottom of the column of soil)

Stages of crust evolution	Sub-crust pressure head (cm)	
	Clay loam soil	Silt loam soil
Initial	-7.25 (± 1.27)	-13.33 (± 3.45)
2	-11.00 (± 0.82)	-10.26 (± 1.25)
3	-9.50 (± 1.85)	-7.23 (± 1.88)
4	-8.60 (± 0.70)	-
5	-4.31 (± 3.19)	-11.41 (± 2.43)

For each stage, measurements of hydraulic properties, comprising the sub-crust pressure head and the hydraulic conductivity of the material underlying the crust, were carried out by using the drip device. A low intensity of rain ranging from 2 to 6 mm h^{-1} was used for measurements. These intensities are very low compared to the intensities used to form crust (40 and 70 mm h^{-1}). It is hypothesized that no aggregate breakdown occurred during the measurements. By varying the magnitude of the flux at a certain suction (-45 to -60 cm), a range of measurements of the hydraulic conductivity is made for each stage of crust formation.

RESULTS

Sub-crust pressure head

Measurement of the sub-crust pressure head was obtained by the first tensiometer located at a depth of 1.22 cm from the soil surface. All measured values of pressure head are in the unsaturated range. Values obtained with a density flux of 10 cm d^{-1} (4 mm h^{-1}) under a suction of -50 cm , applied at the bottom of the sample, ranged from -2 to -18 cm : -2 to -14 cm for crust formed at the surface of the silty clay loam soil compared to -6 to -18 cm for the silt loam soil. Mean values of the measured sub-crust pressure head are shown in Table III. The evolution of the silty clay loam soil surface from stage 1 to stage 2 is characterized by a decrease of mean pressure head: -7.25 (± 1.27) at stage 1 versus -11.00 (± 0.82) at stage 2. At the late stages although pressure head remained negative, an increasing trend was observed (from -9.50 (± 1.85) to -4.31 (± 3.19) at stage 5). The evolution of the silt loam soil surface showed an increasing trend from the early stages of crust formation (mean value at initial stage is -13.33 (± 3.45) vs. -7.23 (± 1.88) at stage 3). On the contrary the late stage showed a decrease of the pressure head (mean value -11.41 (± 2.43) cm at stage 5).

Figure 2 shows the measured sub-crust pressure head plotted against density flux for a suction of -50 cm and -60 cm respectively applied at the bottom of column of the silty clay loam and the silt loam soils. Most of the results obtained for different crust stages showed a linear relationship. The correlation ratio (R) of all the curves ranged between 0.68 and 0.99 with $\alpha = 0.01$ (Figure 2).

Unsaturated hydraulic conductivity of the material underlying the crust

Unsaturated hydraulic conductivity of the material underlying the crust was measured using values of soil-water pressure head ranging between -5 and -20 cm , given by the first two tensiometers. The unsaturated hydraulic conductivity values obtained are plotted against the mean soil-water pressure head (h). Figure 3a and b show an example of the $[K(h)]$ functions.

Most of the data obtained at the different stages of crust formation are well fitted by a simple exponential function:

$$K = a \exp(bh) \quad (1)$$

Values of hydraulic conductivity were calculated for a given soil-water pressure using the $[K(h)]$ function. Thus the evolution of hydraulic conductivity of the soil underlying the crust from one stage of crust formation to another stage can be described.

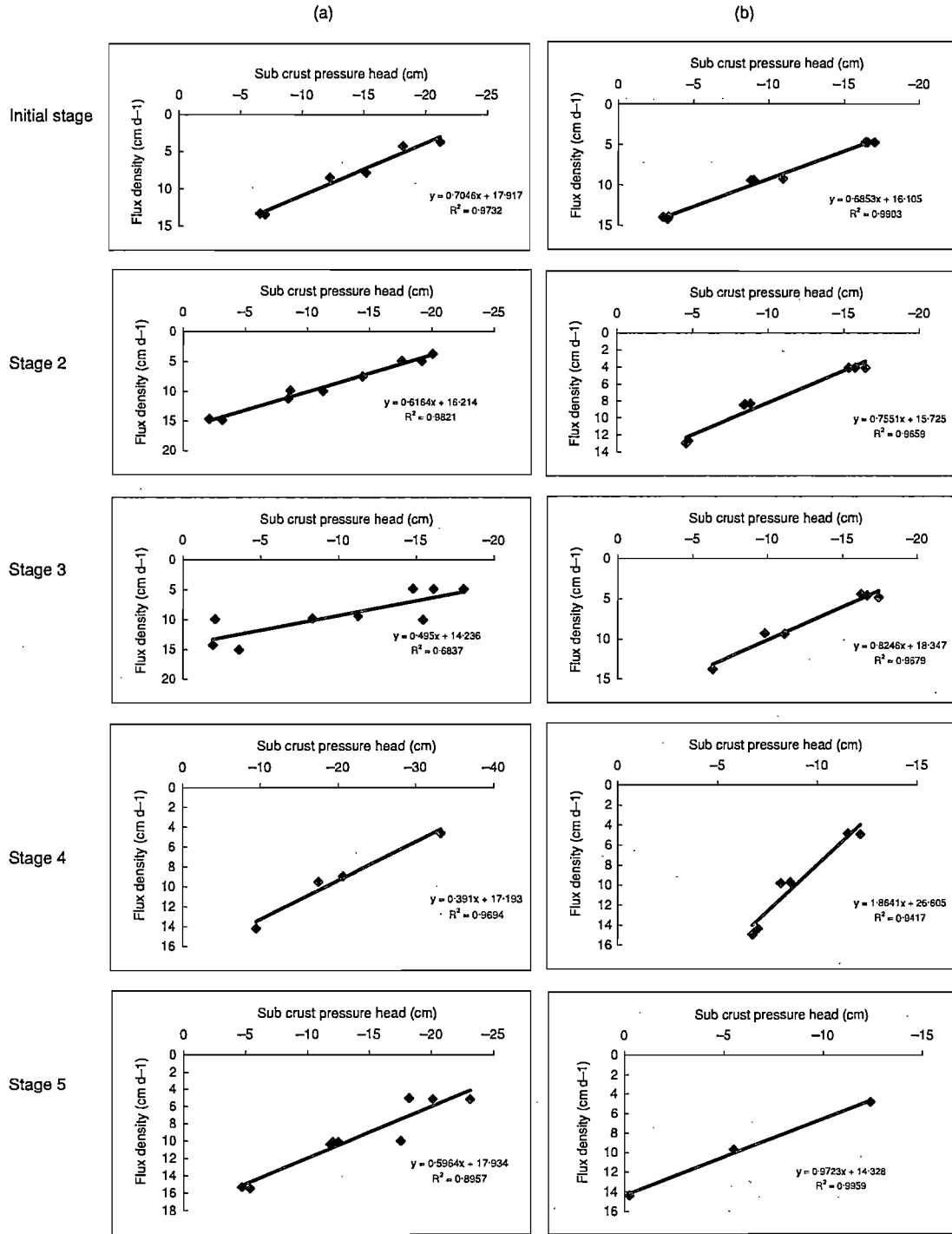


Figure 2. Measured sub-crust pressure head against the flux density for different stages of crust formation. (a) Silt loam soil under a suction of -50 cm. (b) Silty clay loam under a suction of -60 cm

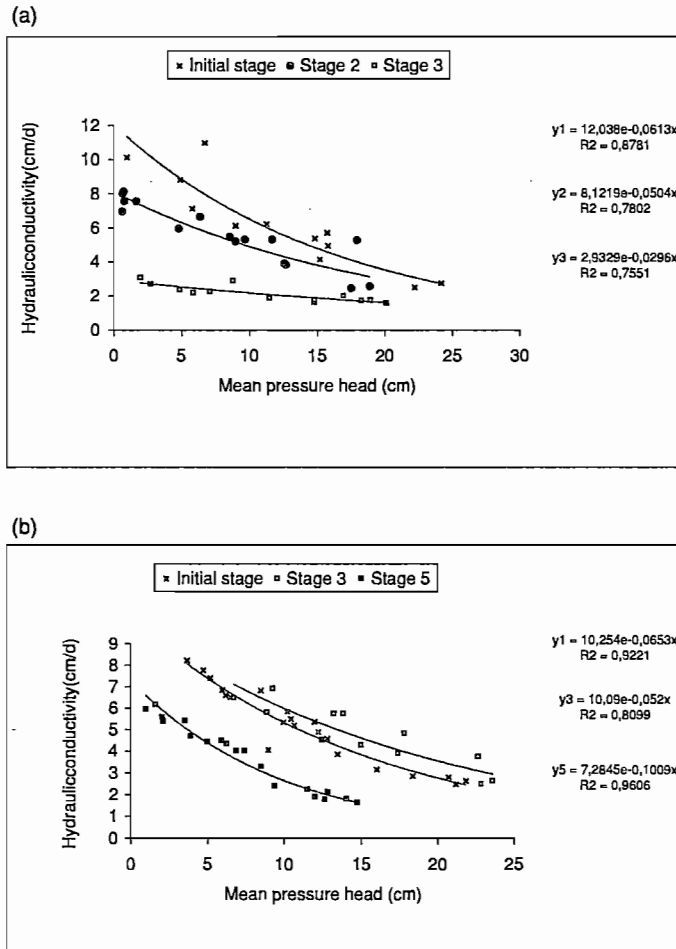


Figure 3. Unsaturated hydraulic conductivity of the material underlying the crust versus matric potential curves obtained by direct measurement with the drip infiltrometer apparatus. (a) Silt loam soil. (b) Silty clay loam soil

For the silty clay loam, the evolution of the soil surface structure from stage 1. to stage 5 is accompanied by the decrease of hydraulic conductivity of the underlying material (Figure 4). Initial value of hydraulic conductivity of the silty clay loam soil drops by 35 per cent from the initial stage to stage 5 (Figure 4b). No significant decrease was observed at the early stages of crust formation (initial stage and stages 2–3).

On the contrary experiments carried out with the silt loam soil, which readily formed crust, showed a significant decrease of hydraulic conductivity from the early stages of crusts formation (Figure 4a). Initial value of hydraulic conductivity decreases by 46 to 55 per cent from the initial stage to stage 3. The rate of hydraulic conductivity decrease between the initial stage and stage 2 amounted to 25 to 30 per cent. The hydraulic conductivity likely keeps on decreasing at stage 4 (51 per cent) and 5 (37 per cent), but because of the lack of a good fit of measured data by an exponential function, no comparison is done with the decrease of hydraulic conductivity at stages 2 and 3.

Determination of a hydraulic parameter to characterize the crust stages

A direct measurement of the crust unsaturated hydraulic conductivity was not obtained in this study because such a measurement requires two tensiometers located inside the crust. We suggest characterizing the crust evolution by estimating a hydraulic parameter using the relationship between the flux density through the soil

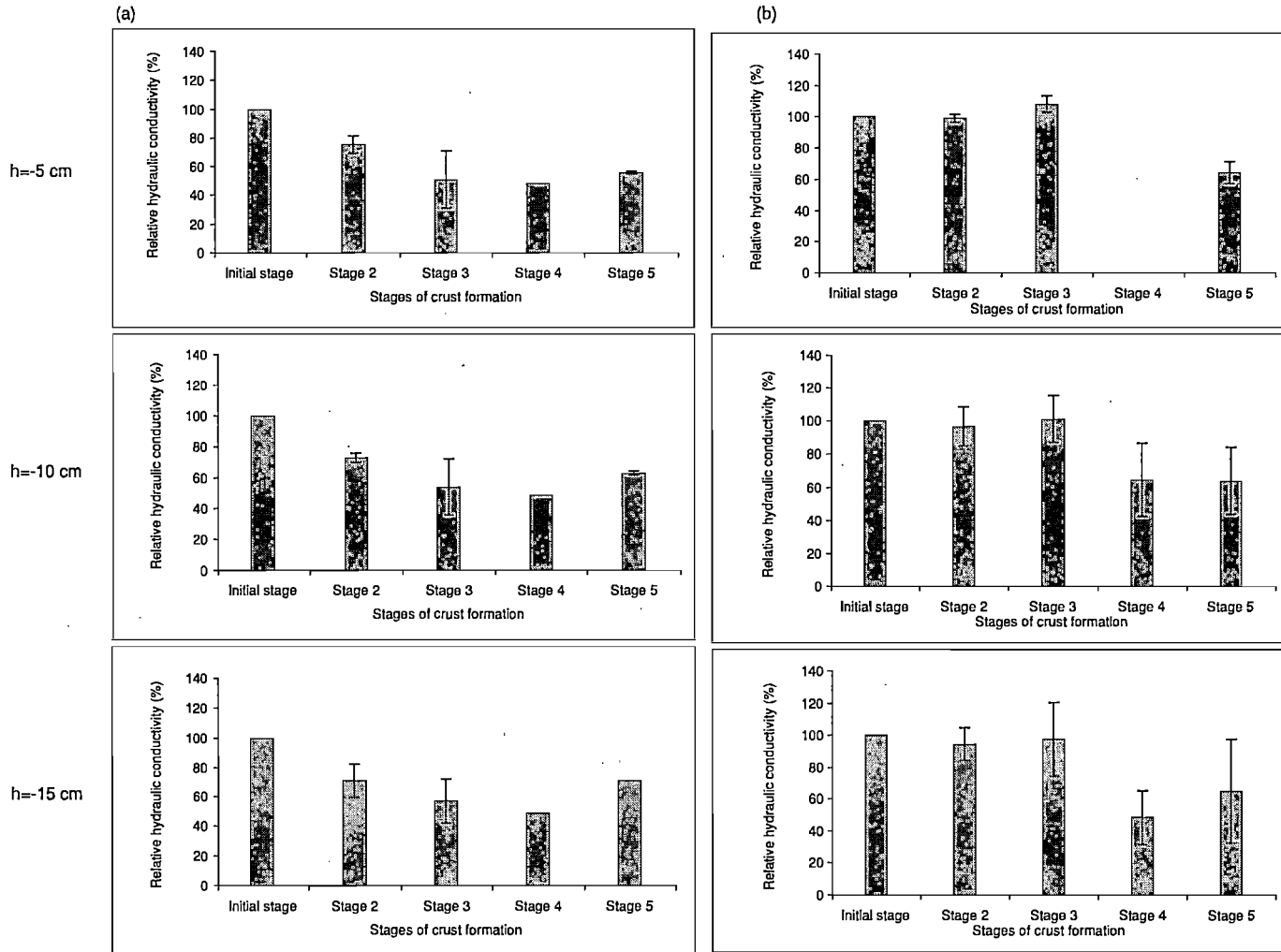


Figure 4. Evolution of the relative hydraulic conductivity (ratio of the hydraulic conductivity of soil at a giving stage of crust formation to the hydraulic conductivity of the initial stage, %) during different stages of crust formation. (a). Silt loam soil. (b) Silty clay loam soil

crusted layer and the sub-crust pressure head given by the first tensiometer (Figure 2). The steady-state infiltration of water through the surface crust and the subsoil is expressed by Darcy's law as follows:

$$q = -k(h) \left(\frac{dh}{dz} - 1 \right) \quad (2)$$

where $dh = (h_1 - h_c)$ and $dz = z_1$; q = flux density (flux divided by the given surface area (cm d^{-1})); $k(h)$ = hydraulic conductivity (cm d^{-1}) of the soil crusted layer from the surface to the first tensiometer; h_c = pressure head of soil surface crust (cm); h_1 = pressure head of the sub-crust (cm); z_1 = distance from the soil surface to the first tensiometer (cm).

Equation 2 can be rearranged to obtain the relationship between the flux density and the sub-crust pressure head:

$$q = -\frac{k}{z_1} h_1 + k \left(\frac{h_c}{z_1} + 1 \right) \quad (3)$$

For a fixed boundary conditions and when the steady state is reached the flux density can be related to the sub-crust pressure head by a linear relationship:

$$q = ah_1 + b \text{ with } a = -\frac{k}{z_1} \text{ and } b = k \left(\frac{h_c}{z_1} + 1 \right) \quad (4)$$

The experimental data of flux density and sub-crust pressure head measurements can be used to obtain the two parameters a and b . The parameter a is the ratio of the unsaturated hydraulic conductivity to the thickness of the soil crusted layer, i.e. the unsaturated conductance of the soil crusted layer; its variation can be used to characterize the different stages of crust formation. The unsaturated conductance of the soil crusted layer calculated for different stages of crust formation under different values of suction are summarized in Tables IV and V. Values obtained for silty clay loam soil are higher than those of silt loam soil. For both soils the unsaturated conductance of the soil crusted layer decreases from the initial stage to stage 2. For the silty clay loam soil, the unsaturated conductance of the soil crusted layer increases from stage 2 to stage 4, while the mean value found at stage 5 of crust evolution ($0.94 (0.08) \text{ d}^{-1}$) is close to the value measured at the initial stage ($0.90 \text{ d}^{-1} (0.09)$). For the silt loam soil only a slight variation of the unsaturated conductance of the soil crusted layer was observed from stage 2 to stage 4.

DISCUSSION

Our experiment shows the difference in behaviour between the silt loam and the silty clay loam soils with regard to infiltration through a developing crust. Because of the ability of the first to readily form a surface crust, change of hydraulic parameters can not be easily isolated with our experimental device. The major structural changes

Table IV. Parameters of the curves of sub-crust pressure head against flux density. Values obtained for different stages of crust formation, under a suction of -45 , -50 and -60 cm applied to a silt loam soil column (numbers in parentheses are the standard deviation of the calculated values)

Stages of crust evolution	-45 cm		-50 cm		-60 cm	
	a	b	a	b	a	b
Initial	0.58	18.08	0.70 (0.18)	16.79 (0.80)	0.4668 (-)	14.328
2	0.33	13.60	0.36 (0.09)	13.02 (0.61)	0.4272 (-)	11.216
3	0.42	16.26	0.44 (0.07)	15.71 (2.09)	0.4131 (-)	13.255
4	0.50	16.76	0.39 (-)	17.193 (-)		
5			0.54 (0.05)	16.22 (1.85)		

Table V. Parameters of the curves of sub-crust pressure head against flux density. Values obtained for different stages of crust formation, under a suction of -40; -50 and -60 cm applied to a silty clay loam soil column (numbers in parentheses are the standard deviation of the calculated values)

Stages of crust evolution	-40 cm		-50 cm		-60 cm	
	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>
Initial	1.07 (0.11)	16.05	0.90 (0.09)	16.57 (1.36)	0.83 (0.14)	16.40 (0.78)
2	—	—	—	—	0.79 (0.07)	17.30 (1.36)
3	1.3047	23.106	1.00 (0.16)	19.62 (3.39)	1.01 (0.26)	19.35 (1.42)
4	—	—	1.15 (—)	20.40 (—)	1.72 (0.20)	23.60 (4.25)
5	—	—	0.94 (0.08)	14.16 (3.32)	0.92 (0.08)	15.73 (1.98)

on silt loam soil may occur very rapidly, probably at the early stage of crust formation. On the contrary the silty clay loam soil shows a gradual evolution of the structure and the hydraulic parameters. Conditions close to saturation occur in the crust at the late stages of its formation.

In the experimental conditions of this study three main factors can affect the soil hydraulic conductivity: the particle migration (washed fine particles comprising clay and silt); the compaction of the surface; and the moisture characteristics of the soil. These factors are related to raindrop impact, kinetic energy and the duration of the experiments. Evidence of the occurrence of particle migration and soil compaction was revealed by micromorphological observations of the silty clay loam soil carried out in the first part of this work reported by Cousin *et al.* (in press). These authors reported the appearance of large pores or cracks and the breakdown of aggregate into several parts during the early stages of crust formation, and the increase of the soil erosion index as well as some changes in soil porosity through the different stages. The results obtained in the present study with the silty clay loam show that the evolution of the soil surface is accompanied by a significant decrease of the hydraulic conductivity of the underlying material at the late stage of crust formation. In contrast, the results obtained with the silt loam soil, which readily formed crust, showed a significant decrease of hydraulic conductivity from the early stages of crust formation. These results reflected the influence of the changes in the soil matrix – induced by the migration of particles detached from aggregate breakdown at the early stage of crust formation – on soil hydraulic parameters. Because of the large pores and cracks and the gradual evolution at the surface of the silty clay loam soil, no significant decrease of hydraulic conductivity was observed at the early stages of crust formation. The difference between hydraulic conductivity of the sub-crust and the decreasing hydraulic conductivity of the soil crusted layer is responsible for the negative pressure head that developed below the surface of both soils (Sharma *et al.*, 1981; Morin *et al.*, 1981; Chiang *et al.*, 1993; Philip, 1998). This development of negative pressure head below the crust is also a factor of crust development as it favours soil particle consolidation (Segeren and Trout, 1991). As a consequence the sub-crust pressure head may be expected to become more negative during the evolution of crust. However, in our case although the sub-crust pressure head remained negative, it showed an increasing trend at the late stages of crust formation for the silty clay loam soil, and from the early stages for the silt loam soil. This may result from changes in the water content of the soil, in particular from the desaturation of the soil beneath the crust as reported by Chiang *et al.* (1993). The sub-crust pressure head decreases during the evolution of the crust, but when it becomes more negative than the air-entry value that causes the desaturation of the soil beneath the crust, the final result is a reduction of the difference between the hydraulic conductivities of the crust and the sub-crust. The sub-crust pressure can hence vary to establish a steady flow (Chiang *et al.*, 1993). On the sandy loam soils studied by Chiang *et al.* (1993), evidence of desaturation occurred beneath the crust in a short time (after 30 to 60 min) under a moderately intense rainfall (50 mm h⁻¹). In our study the desaturation occurred beneath the crust from the early stages for the silt loam soil (after 2.5 h of rainfall) with high susceptibility to crusting. In contrast, evidence of desaturation occurred only at the late stages of crust formation for the silty clay loam soil (after 20 h of rainfall). Similarly to the sandy loam prone to crusting studied by Chiang *et al.* (1993), conditions of desaturation prevailed in the case of silt loam soil studied here because of its high propensity to form a surface crust. The contrast observed between the silt loam and the silty clay loam soils is probably related to the difference in propensity to crusting, added to the difference in moisture characteristics due to different clay content between the two soils.

During the crust formation, the initial distance from the surface to the first tensiometer location (1.22 cm) is supposed to decrease because of soil compaction induced by the raindrops. The water status of the first centimetre of soil is likely to change due to particle migration, the change in soil matrix and porosity. The unsaturated conductance of the soil crusted layer, i.e. the ratio of the hydraulic conductivity over the distance from the soil surface to the location of the first tensiometer, was chosen as a hydraulic parameter likely to describe the compaction of the soil and the change of the water status at the first centimetre of soil during the different stages of crust formation. From stage 2 to stage 4 in the dynamics of crust formation at the surface of silty clay loam this parameter increased. These results indicate that the most important compaction of soil may occur during these stages. For the loamy soil, the important compaction of soil likely occurs during the early stages, as only a small variation of the crust hydraulic parameter was observed at the late stages.

The crust hydraulic parameter can also reflect the water status of the crust region. Considering Equation 4 obtained from Darcy's law during steady-state infiltration:

$$q = ah_1 + b \text{ with } a = -\frac{k}{z_1} \text{ and } b = k \left(\frac{h_c}{z_1} + 1 \right) \quad (4)$$

we can obtain:

$$hc = -z_1 - \frac{b}{a} \quad (5)$$

When ponding occurs at the surface of the crust:

$$hc > 0 \Rightarrow -\frac{b}{a} > z_1$$

When the surface of the crust is saturated:

$$hc = 0 \Rightarrow -\frac{b}{a} = z_1$$

When the surface of the crust is unsaturated:

$$hc < 0 \Rightarrow -\frac{b}{a} < z_1$$

The initial distance from the surface to the first tensiometer z_1 is in all cases less than or equal to 1.22 cm. The parameters a and b are known for given values of suction and flux density (Table IV). In any case, the value of $-(b/a)$ is less than or equal to z_1 , it can be concluded that the matric potential of the crust is in the unsaturated range.

CONCLUSION

This study reported results of measurements of hydraulic properties on a developing soil surface crust. The results were obtained by using a specific method, well adapted to studying the dynamic characteristics of crusting, a field that has been expressed by many previous workers as needing further research. A contrast was found between the evolution of hydraulic parameters during crust formation at the surface of a silt loam soil and that of a silty clay loam soil. The hydraulic conductivity of the sub-surface shows a significant decrease and the sub-crust matric potential shows an increasing trend from the early stage of crust formation at the surface of the silt loam soil. On the contrary, crusting of the silty clay loam soil surface is accompanied by significant changes of sub-crust hydraulic conductivity and matric potential only at the final stages. The unsaturated conductance of the soil crusted layer used to characterize the different crusting stages shows a significant increase for the silty

clay loam soil, and a slight variation for the silt loam. The temporal variation of hydraulic properties revealed the difference in moisture characteristics and in propensity to crusting between the two soils: the silt loam soil shows a rapid sealing of the surface while the surface of the silty clay loam shows a gradual sealing. These results should be taken into account in predicting infiltration into crusting soils. However, further investigations are needed including: (i) more data by analysing other soils with contrasting texture; (ii) research into the relationship between the hydraulic parameters and other physical properties of soil such as aggregate stability, density and the structural pore system that developed during the crust formation.

ACKNOWLEDGEMENTS

The research is funded by the Department of Environment and Agronomy of INRA (Institut National de la Recherche Agronomique). The authors gratefully acknowledge L. M. Bresson for fruitful discussions, and C. Le Lay and B. Renaux for their skilled technical assistance. The authors thank J. Feyen and an anonymous reviewer for their constructive suggestions and correction of the English.

REFERENCES

- Ahuja LR. 1983. Modeling infiltration into crusted soils by the Green-Ampt approach. *Soil Science Society of America Journal* **47**: 412–418.
- Ahuja LR, Swartzendruber D. 1992. Flow through crusted soils: analytical and numerical approaches. In *Soil Crusting: Chemical and Physical Processes*, Sumner ME, Stewart BA (eds). Advances in Soil Science. Lewis Publishers: USA; 93–122.
- Assouline S, Mualem Y. 2001. Soil seal formation and its effect on infiltration: uniform versus nonuniform seal approximation. *Water Resources Research* **37**: 297–305.
- Boiffin J, Monnier G. 1985. Infiltration rate as affected by soil surface crusting caused by rainfall. In *Assessment of Soil Surface Sealing and Crusting*, Gabriels D, De Boodt M, Callebaut F (eds). Flanders Research Centre for Soil Erosion and Soil Conservation: Ghent, Belgium; 210–217.
- Bouma J, Hillel DI, Hole FD, Amerman CR. 1971. Field measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through artificial crusts. *Soil Science Society of America Proceedings* **35**: 362–364.
- Bradford JM, Huang C. 1992. Mechanisms of crusts formation: physical components. In *Soil Crusting: Chemical and Physical Processes*, Sumner ME, Stewart BA (eds). Advances in Soil Science, Lewis Publishers: USA; 55–72.
- Bresson L-M, Valentin C. 1990. Comparative micromorphological study of soil crusting in temperate and arid environments. *Final Proceedings of 14th International Congress on Soil Science*, Kyoto, Japan: 238–243.
- Bristow KL, Cass A, Smettem KRJ, Ross PJ. 1995. Water entry into sealing, crusting and hardsetting soils: a review and illustrative simulation study. In *Sealing, Crusting and Hardsetting Soils: Productivity and Conservation*, So HB, Smith GD, Raine SR, Schafer BM, Loch RJ (eds), Australian Society of Soil Science Inc., Queensland Branch: Australia; 183–203.
- Chiang SC, Radcliffe DE, Miller WP. 1993. Hydraulic properties of surface seals in Georgia soils. *Soil Science Society of America Journal* **57**: 1418–1425.
- Cousin I, Malam Issa O, Le Bissonnais Y. In press. Microgeometrical characterisation and percolation threshold evolution of a soil crust under rainfall. *Catena*.
- Duley F. 1939. Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. *Soil Science Society of America Proceedings* **4**: 60–64.
- Edwards WM, Larson WE. 1969. Infiltration of water into soils as influenced by surface seal development. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* **12**: 463–465.
- Fox DM, Le Bissonnais Y, Quélin P. 1998a. The implications of spatial variability in surface seal hydraulic resistance for infiltration in a mound and depression microtopography. *Catena* **32**: 101–114.
- Fox DM, Le Bissonnais Y, Bruand A. 1998b. The effect of ponding depth on infiltration in a crusted surface depression. *Catena* **32**: 87–100.
- Freebairn DM, Gupta SC, Rawls WJ. 1991. Influence of aggregate size and microrelief on development of surface soil crust. *Soil Science Society of America Journal* **55**: 188–195.
- Hillel D, Gardner WR. 1969. Steady infiltration into crust-topped profiles. *Soil Science* **108**: 137–142.
- Luk S, Dubbin W, Mermut A. 1990. Fabric analysis of surface crusts developed under simulated rainfall on loess soils, China. *Catena* **17**: 29–40.
- McIntyre DS. 1958. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Science* **85**: 185–189.
- Moore ID. 1981. Effect of surface sealing on infiltration. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* **24**: 1546–1552.
- Morin J, Benyamini Y. 1977. Rainfall infiltration into bare soils. *Water Resources Research* **13**: 813–817.
- Morin J, Benyamini Y, Michaeli A. 1981. The effect of raindrop impact on the dynamics of soil surface crusting and water movement in the profile. *Journal of Hydrology* **52**: 321–335.
- Mualem Y, Assouline S. 1989. Modeling soil seal as a nonuniform layer. *Water Resources Research* **25**: 2101–2108.
- Mualem Y, Assouline S, Rohdenburg RH. 1990. Rainfall induced soil seal (A). A critical review of observations and models. *Catena* **17**: 185–203.
- Philip JR. 1998. Infiltration into crusted soils. *Water Resources Research* **34**: 1919–1927.
- Poesen J. 1984. The influence of slope angle on infiltration rate and Hortonian overland flow volume. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* **49**: 117–131.

- Romkens MJM, Prasad SN, Whisler FD. 1990. Surface sealing and infiltration. In *Process Studies in Hillslope Hydrology*, Anderson MG, Burt TP (eds). John Wiley and Sons Ltd: New York; 127–172.
- Ross PJ, Bristow KL. 1990. Simulating water movement in layered and gradational soils using the Kirchhoff transform. *Soil Science Society of America Journal* **54**: 1519–1524.
- Segeren AG, Trout TJ. 1991. Hydraulic resistance of soil surface seals in irrigated furrows. *Soil Science Society of America Journal* **55**: 640–646.
- Sharma PP, Gantzer CJ, Blake GR. 1981. Hydraulic gradients across simulated rain-formed soil surface seals. *Soil Science Society of America Journal* **45**: 1031–1034.
- Tuckett JL, Pearson RW. 1965. Some characteristics of soil crusts formed by simulated rainfall. *Soil Science* **99**: 407–413.
- Vandervaere J-P, Peugeot C, Vauclin M, Angulo Jaramillo R, Lebel T. 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *Journal of Hydrology* **188–189**: 203–223.
- van der Watt H vH, Valentin C. 1992. Soil crusting: the african view. In *Soil Crusting: Chemical and Physical Processes*, Sumner ME, Stewart BA (eds). Advances in Soil Science. Lewis Publishers: USA; 301–338.
- West LT, Chiang SC, Norton LD. 1992. The morphology of surface crusts. In *Soil Crusting: Chemical and Physical Processes*, Sumner ME, Stewart BA (eds). Advances in Soil Science. Lewis Publishers: USA; 73–92.



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

Geoderma 124 (2005) 279–292

GEODERMA

www.elsevier.com/locate/geoderma

Splash distance and size distributions for various soils

C. Legout^{a,*}, S. Legu dois^b, Y. Le Bissonnais^b, O. Malam Issa^c

^a*Institut National de la Recherche Agronomique, U.M.R. Sol Agronomie Spatialisation, 65 rue de Saint-Brieuc, C.S. 84215, 35042 Rennes Cedex, France*

^b*Institut National de la Recherche Agronomique, Science du Sol, BP 20619 Ardon, 45166 Olivet Cedex, France*

^c*Université de Reims 2, esplanade Roland Garros, 51100 Reims, France*

Received 27 May 2003; received in revised form 5 April 2004; accepted 13 May 2004

Available online 10 July 2004

Abstract

Splash is an important process in interrill erosion because it produces movement of soil fragments. However, this process is technically difficult to measure and little is known about its size selectivity. In this study, a splash ring device was used to characterise the spatial variation of the quantity and the aggregate size distribution of splashed soil fragments. Soil aggregates were placed at the centre of an experimental device subjected to a 29 mm h^{-1} simulated rainfall with a kinetic energy of 17 J mm^{-1} . Splashed soil fragments were collected in concentric rings and analysed for masses and fragment size distributions. Four different soils, with various textures, were tested.

Soils fragments were splashed across the whole splash device up to 45 cm from the source, and the quantity of splashed fragments decreased exponentially with the distance. For the four tested soils, the splash parameters were significantly correlated to the results of aggregate stability measurements with $r=-0.96$ and $r=0.95$, respectively, for the total splashed mass and the mean weight diameter (MWD) of the whole splashed fragments. The measurement of the splashed fragment size distributions showed that fragments up to $2000 \mu\text{m}$ were transported by raindrop impacts. The mass percentage of the coarsest fractions of splashed soil fragments exponentially decreased with the distance from the source. The extent of this decrease depends on the soil type. The size distributions of splashed soil fragments were compared with those of soil fragments produced by breakdown. Comparison of splash data to aggregate breakdown data showed an enrichment of the $200\text{--}1000 \mu\text{m}$ size fraction in the splashed fragments.

  2004 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Splash; Fragment size distribution; Splash distance; Aggregate breakdown

1. Introduction

Interrill erosion on cultivated soils results from detachment of soil fragments by raindrop impact

* Corresponding author. Tel.: +33 2 2348 5432; fax: +33 2 2348 5430.

E-mail address: legout@roazhon.inra.fr (C. Legout).

and transport by splash and overland flow. Despite numerous splash experiments, there are a significant lack of studies that partition interrill erosion into its sub-processes (Sutherland et al., 1996a). Results have generally shown that fragments transported by interrill flow are finer than the original soil (Farres, 1987; Sutherland et al., 1996a,b) as a result of selective removal of silt and clay-sized particles and aggregates, or preferential deposition of coarse fragments (Young, 1980; Alberts et al., 1983). However, the size selectivity of wash and splash sub-processes have generally been studied in comparison with the soil matrix without considering aggregate breakdown (Gabriels and Moldenhauer, 1978; Poesen and Savat, 1981; Miller and Baharuddin, 1987; Parsons et al., 1991; Sutherland et al., 1996a,b; Wan and El-Swaify, 1998). Experiments of Legu dois and Le Bissonnais (in press) comparing splash and wash sub-processes to the breakdown sub-process lead to the same conclusions, i.e. enrichment of silt and clay fractions.

Raindrop impact detaches soil particles from the surface layer of the soil matrix. It produces detached material that can be transported by splash. The primary role of overland flow is to transfer the detached aggregates downslope (Young and Wiersma, 1973; Meyer, 1981; Kinnell, 1990). The detachment process, caused by raindrop impact, can be conceptually divided in two sub-processes:

- (I) aggregate breakdown, the wetting of aggregates induces slaking or micro-cracking physical mechanisms (Le Bissonnais, 1996);
- (II) movement initiation of breakdown products, if the fragments are of an appropriate weight and size, the kinetic energy of raindrops can put them into motion.

Even if the two sub-processes are quasi-simultaneous physical processes, it is still necessary to distinguish between a process which is essentially soil-dependent (the breakdown) and a process which is essentially rainfall-dependent (the movement initiation). In these circumstances, the size distribution of the fragments provided by the splash process depends on both the size distribution of fragments provided by previous aggregate breakdown and the physical

capacity of raindrop splash to transport the size fragments.

Much data is available on the splash process resulting from a wide range of experimental techniques (Ellison, 1944; Kwaad, 1977; Quansah, 1981; Savat and Poesen, 1981; Poesen and Torri, 1988; Wan et al., 1996; Legu dois and Le Bissonnais, in press), but the major problem with these experiments is that the distance of splash is unknown. Splash cups are often used to collect soil fragments coming from the surrounding area. The problem is that the amount of soil fragments collected in the cup is dependent on the area of the soil surface involved in detachment (van Dijk et al., 2002). The calculation of splash rates from such experiments must be considered ill-defined, experiment-specific (van Dijk et al., 2002), and not easily applicable to the field scale.

Data on the size distribution of fragments resulting from the splash process are essential for incorporation in physically based soil erosion and chemical transport models (Sutherland et al., 1996b; Wan and El-Swaify, 1998). The objectives of experiments with the splash ring device presented in this paper are to bring reliable data on (1) detachment and (2) splash transport characteristics:

- (1) from previous experiments, we have data on the aggregate breakdown sub-process for the soils studied and for similar rainfall conditions (Legout et al., in press). The comparison of data on the whole splashed fragments with data on the breakdown experiments makes it possible to evaluate the size selectivity of the initiation of movement compared to the aggregate breakdown. This enables an assessment of the hypothesis that movement initiation by raindrops is a rainfall-dependent process in terms of the physical capacity of raindrops to put soil fragments in motion;
- (2) the amount and size distribution of fragments splashed give information on the size selectivity according to various radial distances of the splash transport process. It gives information for the extrapolation, and describes the significance of, classical splash measurements by comparing results from splash box experiments to results from the splash ring device.

2. Materials and methods

2.1. Soils

Samples were collected from the top 15 cm of the A-horizon of four cultivated soils. The soil characteristics are reported in Table 1. The silt loam was formed from aeolian deposits of the western part of the Paris Basin (Normandy, France), which is a zone very prone to erosion. The clay loam was formed from a marly molass of the Basin of Aquitaine (Lauragais, France). The silty clay loam is cryoclastic limestone coming from a region without interrill erosion problems (Beauce, France). The sand is a ferruginous tropical soil from Senegal (West Africa), poorly aggregated, with great susceptibility to crusting (Valentin, 1995). After sieving, 3–5 mm aggregates from each soil were selected for experiments.

2.2. Splash ring experiments

Simulated rainfalls with deionised water were applied at 28.9 mm h^{-1} (standard error = 0.8 mm h^{-1}). The rainfall simulation system is a sprayer and its characteristics are described by Valentin (1979) and Chaplot and Le Bissonnais (2000). The rainfall was characterised with an optical spectro-pluviometer (Salles and Poesen, 1999). The kinetic energy of the simulated rainfall is 17 J mm^{-1} and the mean velocity is 6 m s^{-1} . The range in raindrop size varies from 0.5 to 3 mm, with a median diameter of 1.4 mm.

The experimental device (Fig. 1) was built to deliver rainfall to an 18-cm^2 source circle, where 5 g

of 3–5 mm aggregates were placed on filter paper supported by a solid grid. The fragments splashed out of this source circle did not receive any more raindrops, except accidentally in the case of the first ring. The upturned funnel and plastic cover were high enough not to disrupt the trajectories of splashed fragments. The filter paper holding the 3–5 mm aggregates ensured sufficient infiltration, so that infiltrated water was recovered and weighed for each rainfall series. The target was placed horizontally for the simulation on the clay loam, the silty clay loam and the silt loam. For the sand, the slope angle was 5% and each splash ring was separated into upslope and downslope parts.

Three replicated experiments were performed for each soil. Each experiment was the result of several rainfall series of identical length and intensity on different 5 g soil samples. For each soil, the number of rainfall series (Table 1) was chosen to obtain a sufficient amount of splashed fragments in each ring so that a significant fragment size distribution measurement was possible. The raindrops which impacted on the 3–5 mm aggregates placed on the source circle ejected soil fragments. As each rainfall event progressed, less and less aggregates were available on the source circle. To ensure that an aggregate layer covered the whole 18 cm^2 source circle at all times, the mass of aggregates was changed approximately every hour. The exact time of aggregate loading depended on the rapidity with which the soil broke down. The times we determined for each soil are presented in Table 1 as “Rainfall duration”. At the end of each experiment, the whole splashed fragments were collected with ethanol for each of the seven rings (Fig. 1). Ethanol was used to preserve the aggregate structure (Concaret, 1967; Le Bissonnais, 1996).

2.3. Previous aggregate breakdown experiments

Legout et al. (in press) made previous experiments of aggregate breakdown on the same soils (clay loam, silty clay loam and silt loam), collected from the same place and on the same dates. In these experiments, 5 g of 3–5 mm aggregates were placed on the same 18 cm^2 source circle which was placed in a 280-cm^2 breakdown cylindrical collector. This collector was high enough to collect the whole

Table 1
Characteristics of the studied soils and rainfall experiment

Soil	Silt loam	Clay loam	Silty clay loam	Sand
<i>Soil characteristics (g/1000 g)</i>				
Clay (0–2 μm)	112	360	354	11
Fine silt (2–20 μm)	147	231	305	20
Coarse silt (20–50 μm)	449	154	305	37
Fine sand (50–200 μm)	287	134	19	370
Coarse sand (200–2000 μm)	5	121	17	562
Organic matter	20	18	24	<5
<i>Simulated rainfall</i>				
Rainfall duration (min)	60	90	90	45
Number of rainfall series	5	5	3	6

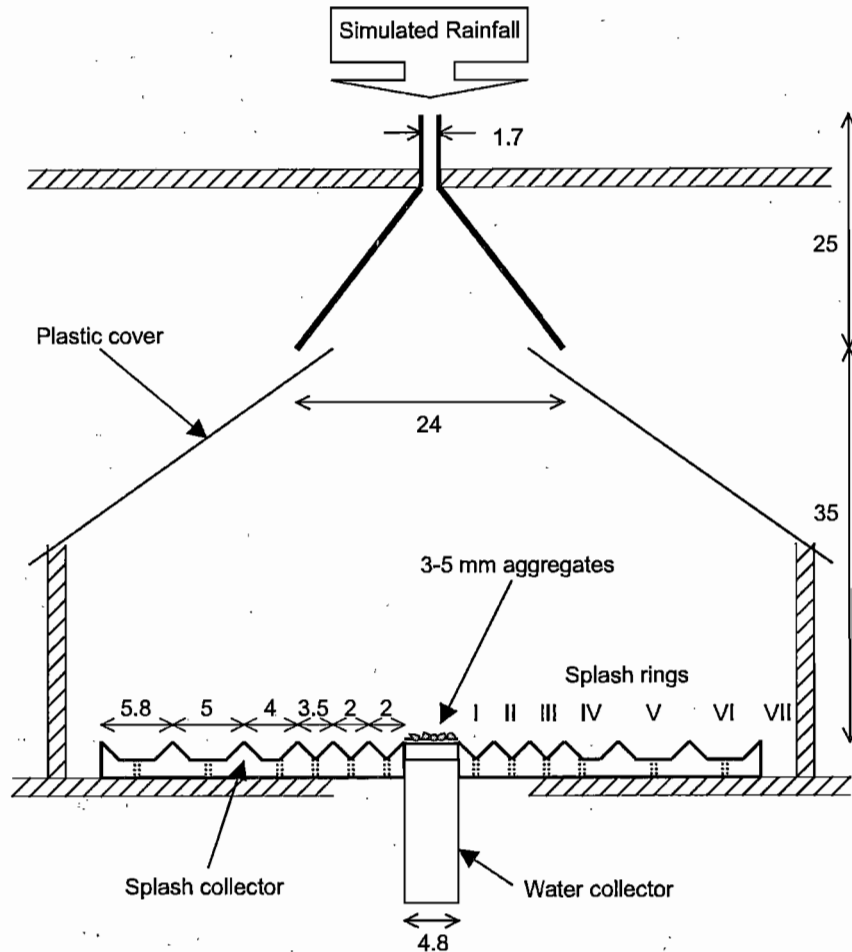


Fig. 1. Schematic design of the splash device. All measurements are in centimeters.

fragments ejected from the source circle. The size distributions of the whole fragments produced by aggregate breakdown and put into motion by raindrops were analysed, for various cumulative rainfalls at a 30 mm h^{-1} rainfall rate. The objective of these experiments was to obtain data on aggregate breakdown dynamics, without considering the splash transport process. Consequently, both the fragments ejected out of the source circle and the fragments remaining on the source circle, were considered to be breakdown products.

In these aggregate breakdown experiments, the fragment size distribution of breakdown products for various cumulative rainfalls were compared to the fragment size distribution of breakdown products resulting from aggregate stability measurements. These aggregate stability measurements consisted of

three treatments applied to 3–5 mm aggregates (Le Bissonnais, 1996) 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 aggregate behaviour during continuously wet periods.

2.4. Fragment size distribution measurements

The fragment size distribution measurements were performed in ethanol and obtained by combining sieving and laser diffraction. Soil fragments were sieved in ethanol at 2000, 1000 and 500 μm . Fragments

smaller than 500 μm were analysed with a laser diffraction sizer in 12 fractions ranging from 0.05 to 500 μm . The results of laser diffraction measurements were expressed in volume frequencies. The four size fractions (>2000, 1000–2000, 500–1000, 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 was constant. Then, fragment size distributions were expressed with the mean weight diameter (MWD), which is the sum of the mass percentage of each size fraction multiplied by the arithmetic mean size of the fraction (Kemper and Rosenau, 1986).

2.5. Splash enrichment ratio

For each fragment size fraction, the enrichment ratio (ER) was calculated. The splash ER compares the mass percentage measured in these splash experiments to the mass percentage measured in previous

breakdown experiments (Legout et al., in press). For these calculations, the mass percentage of each size fraction correspond to the whole fragments put in motion, i.e. ejected out of the source circle. An ER value >1 indicates enrichment of the fraction, and <1 that the fraction was depleted.

3. Results

3.1. Amount of splashed fragments

The masses of splashed soil fragments for each soil and ring are presented in Fig. 2. To obtain comparable data for the different soils and the seven rings, the splashed mass m was normalised by the width w of the ring (in centimeters) and the cumulative rainfall p (in millimeters) applied during the experiment:

$$m_s = \frac{m}{wp}. \quad (1)$$

For the four soils, we observed that the splashed fragment mass at a radial distance r from the source circle centre decreases exponentially as r increases.

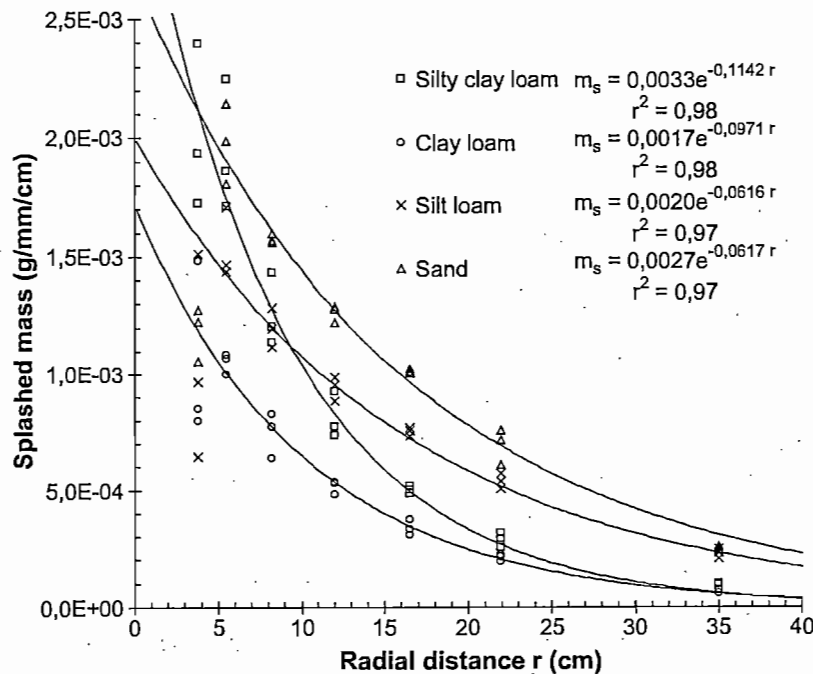


Fig. 2. The mass of fragments splashed m_s at a radial distance r from the source circle centre. Values of radial distances correspond to the centre of each ring. Splashed mass m_s (g) are values for 1 mm of rainfall and for a 1 cm large ring. r^2 is the coefficient of determination.

For each ring, the splashed mass m_s (in $\text{g mm}^{-1} \text{cm}^{-1}$) can be expressed by the following equation:

$$m_s = ae^{-br} \quad (2)$$

where a and b are constants depending on soil characteristics. For each soil, a and b parameters have been optimised by minimising the sum of square residuals (SSR) due to regression. These optimisations and the calculation of the coefficient of determination have been made without the results of the first and the last rings because of experimental artefacts. The inner ring was not perfectly protected from rainfall, so sediments collected there could be lost by secondary splash. The outer ring was delimited by a vertical piece of plastic, so soil fragments that would normally be deposited outside the device were collected with the soil fragments of the outer ring. We obtained significant coefficients of determination for the four soils (Fig. 2). For each soil, the total splashed mass M_s per mm of cumulative rainfall is given by:

$$M_s = a \int_0^R e^{-br} dr \quad (3)$$

where a and b are the optimised parameters for each soil, and R the theoretical maximum splash distance. Considering $R=100$ cm, Eq. (3) makes it possible to calculate the total amount of soil fragments transported by raindrop splash at the field scale. Average values for a 30 mm rainfall event are given in Table 2.

An average splash distance has been calculated from experimental values for each soil (Table 2). It is

the mass-weighted average radial distance from the source circle centre over which the particles are splashed (van Dijk et al., 2002).

3.2. Size distribution of splashed fragments

Fig. 3 compares the radial distribution of the splashed fragment MWDs between soils. A global MWD has been calculated for each soil (Table 2). The radial distribution is different for each soil. As the MWDs of the second (short splash distance) and the seventh rings (long splash distance) were significantly different at the 0.05 probability level for each soil (Fig. 3), we calculated the MWD decrease between these two rings. This MWD decrease is 54 μm for the sand, 95 μm for the silt loam, 157 μm for the clay loam, and 315 μm for the silty clay loam. The variations of mass percentage of the different size fractions at different distances (Fig. 4) show that the fragment size distribution is much more sensitive to the distance of splash for the silty clay loam than for the sand. For the sand, the size selectivity of the splash transport process in terms of distance is not strongly marked. The splash transport process is also more size selective in terms of distance for the silty clay loam than for the clay loam.

Data on the size composition of splashed fragments (Fig. 4) show that the splash process puts fragments up to 2000 μm into motion. The fragment size distributions are bimodal frequency curves for the four soils. For the sand, the first peak is the 250–500 μm size fraction and the second the 100–200 μm size fraction. For the three other soils, the first peak is at 500–1000 μm and the second at approximately 50 μm .

Table 2
Splash characteristics and aggregate stability measurements

Soil	Silt loam	Clay loam	Silty clay loam	Sand
<i>Splash characteristics</i>				
Average splash amount ^a (t ha^{-1})	5.5 (0.1)	2.9 (0.1)	4.9 (0.3)	7.3 (0.2)
Average splash distance (cm)	11.9 (0.1)	10.4 (0.0)	10.0 (0.1)	11.8 (0.0)
Global MWD (μm)	380.5 (15.8)	673.9 (7.3)	689.7 (2.7)	261 (3.1)
<i>Aggregate stability measurements</i>				
MWD for the stirring treatment ^b (μm)	699.8 (21.1)	1900.5 (41.9)	1416.0 (29.9)	185.9 (8.4)

Values in parentheses are standard errors.

^a Splash amount calculated for a 30 mm rainfall event.

^b The stirring treatment (Le Bissonnais, 1996), is the best predictor of breakdown occurring under our rainfall conditions (Legout et al., 2004).

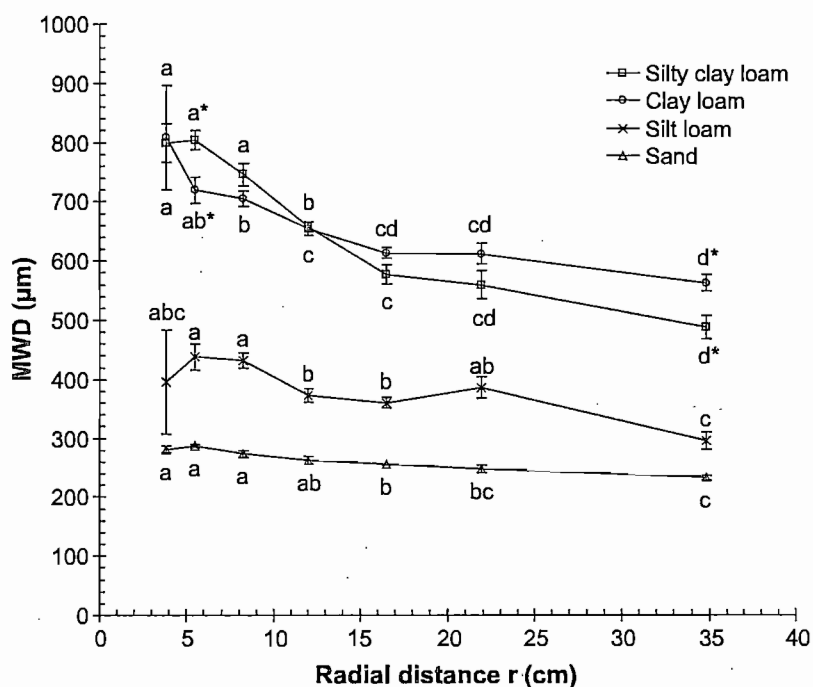


Fig. 3. Mean weight diameters (MWD) of splashed fragments as a function of distance. Standard errors are represented for each soil and ring. MWD values followed by a different lowercase letter within the same soil and between the seven splash rings are significantly different at the 0.05 probability level. Values followed by an asterisk within the same splash ring and between the silty clay loam and the clay loam are significantly different at the 0.05 probability level.

This second peak is not so noticeable for the clay loam and silty clay loam because of their greater aggregate stability than for the silt loam (Legout et al., in press).

For the silty clay loam, the clay loam and the silt loam, we can distinguish four fragment size ranges with different behaviours as a function of splash radial distance r (Fig. 4):

- (1) the mass percentage of the coarsest fragments (1000–2000 μm) decreases as r increases. This decrease is strongly marked up to the fourth ring;
- (2) the 500–1000 μm fraction has an intermediate behaviour and its mass percentage of splashed fragments increases with r up to 10 cm from the source circle centre (third ring) and then decreases;
- (3) from 50 to 500 μm , the mass percentage of each size fraction increases with r ;
- (4) for the finest fragments (<50 μm), the mass percentage decreases up to 10 cm from the source circle centre, and seems to be constant for $r > 10$ cm distances.

For the sand (Fig. 4), there is no 1000–2000 μm fragment splashed. The largest size range includes fragments from 250 to 1000 μm in diameter. Its mass percentage decreases with r . The next largest size range includes fragments from 50 to 250 μm in diameter. The mass percentage of these fragments increases with r . The mass percentage of the smallest size range seems to be constant whatever the distance.

4. Discussion

4.1. Detachment: a soil-dependent process

As shown by the results of Epstein and Grant (1967), the sand, which had the lowest amount of clay, had the greatest mass of total splashed fragments. When aggregate breakdown is rapid, more fragments are quickly available to be put into motion by raindrops. The very low value of the MWD obtained after the stirring treatment (Table 2) confirms that the internal cohesion of the sand is very low, so that breakdown is instantaneous and all the trans-

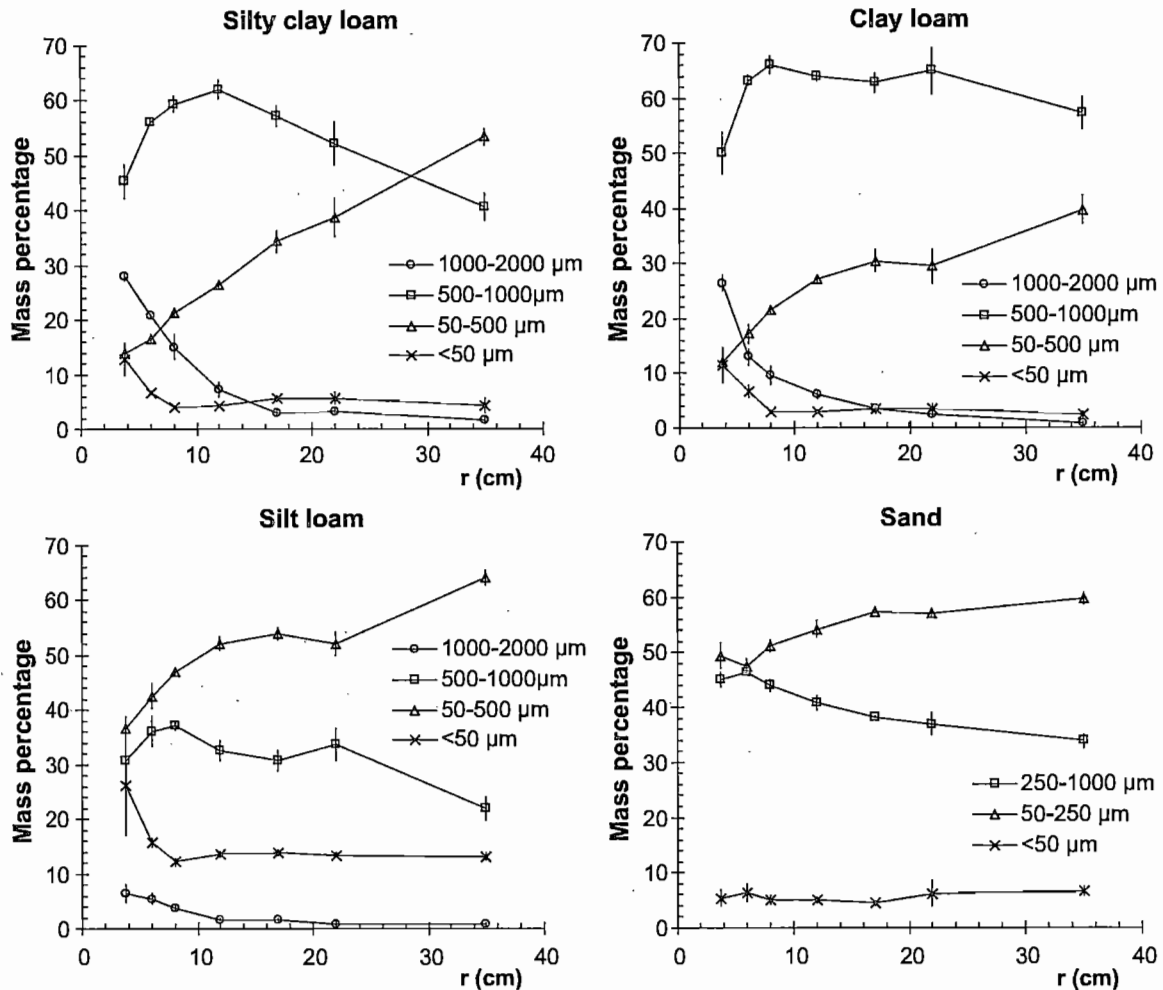


Fig. 4. Size composition of splashed fragments as a function of distance from the source circle centre. Standard errors are represented for each mean mass percentage. The behaviour of the silty clay loam, the clay loam and the silt loam are described by four granulometric size ranges. The behaviour of the sand is described by three size ranges.

portable particles are available immediately after the beginning of rainfall. In contrast, the clay loam, which had the greatest amount of clay and the greatest aggregate stability (Table 2), produced the lowest splashed mass. Nevertheless, for these four soils, clay content or any other textural properties did not have any significant correlation with splashed mass at the 0.05 probability level (Table 3). This indicates the lack of a direct relationship between soil textural properties and the actual forces that determine soil detachability (Al-Durrah and Bradford, 1982). The best predictors for splashed mass are the MWDs obtained with the aggregate stability measurements performed with the method of Le Bissonais (1996) (Table 3).

The global MWD (Table 2) calculated for each soil is a synthetic index of the fragment size distribution of the whole fragments put into motion without considering the distance. This qualitative index is significantly correlated (Pearson correlation coefficient $r=0.99$) with clay content at the 0.05 probability level (Table 3). As mentioned above, the textural properties of the four soils studied are not good predictors for the quantity of fragments put in motion. Instead, the clay content could be used to predict the size distribution of splashed soil fragments. The silty clay loam and the clay loam, which have almost the same clay content, do not have significantly different MWDs at the 0.05 probability level (Fig. 3). Considering all the studied soils, the bigger the global MWD of splashed

Table 3
Pearson correlation coefficients between various splash parameters and selected soil characteristics

	Total splashed mass	Average splash distance	Global splash MWD
Clay	-0.88	-0.93	0.99*
Silt	-0.52	-0.39	0.58
Sand	0.75	0.69	-0.84
OM	-0.59	-0.62	0.74
MWD stirring treatment	-0.96*	-0.84	0.95*
Total splashed mass	1	0.67	-0.85

* Significant at the 0.05 probability level.

fragments, the smaller is the splashed mass. The correlation coefficient between these two variables is moderate but not significant (Table 3), so a relationship between the global MWD and the splash amount exists. Nevertheless, the behaviour of the silty clay loam is different from that of the other soils, especially the clay loam, regarding the mass of splashed fragments. This behaviour could be explained in terms of detachability. The greater mass of splashed fragments for the silty clay loam can be

explained by a greater number of particles which can be put into motion and transported by raindrop splash. In previous experiments on dynamics of breakdown under rainfall (Legout et al., in press), aggregate breakdown was more rapid for the silty clay loam than for the clay loam. This means that more fragments are available to be put into motion by raindrop impact. In cases of soils with great aggregate structural stability like clay loam (Table 2), the breakdown process is slow and becomes the limiting factor for the splash transport process.

4.2. Detachment: size selectivity of movement initiation

Fig. 5 shows that not all fragment sizes are equally susceptible to movement initiation by raindrops (Farmer, 1973). Splash ER values for >1000 μm fragments are close to 0. This indicates that raindrops do not easily put into motion fragments of this size under our experimental conditions, in comparison with the previous breakdown experiments of Legout et al. (in press). We obtained few splashed fragments

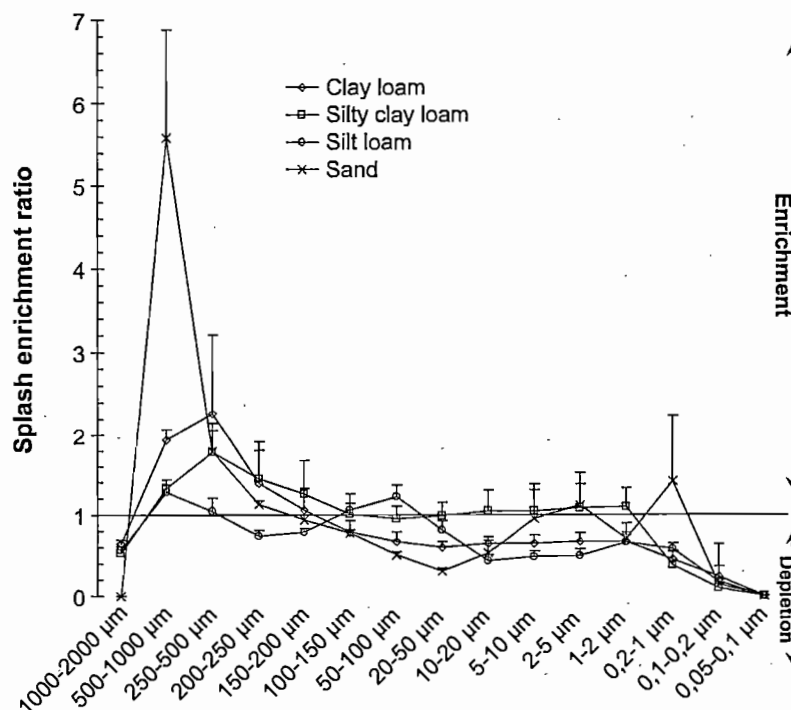


Fig. 5. Splash enrichment ratio for each size fraction. Splash enrichment ratio corresponds to the mass percentage of fragments of size i transported by splash divided by the mass percentage of fragments of size i resulting from breakdown. Standard errors are represented for each mean ER.

for the 1000–2000 μm size fraction and this means that our raindrops did not have sufficient energy to put these coarse fragments into motion. For the clay loam, the silty clay loam and the sand, we observed an enrichment of the 200–1000 μm splashed fragments relative to aggregate breakdown, which is the size of coarse and fine sand. Similar observations were made by comparing splashed fragments to the soil matrix (Farmer, 1973; Profitt et al., 1993; Sutherland et al., 1996b; Wan and El-Swaify, 1998). For the silt loam, the 500–1000 μm fragments and 50–150 μm fragments are preferentially put into motion.

Considering the enriched fractions, we observed that raindrops do not put into motion many >1000 μm fragments because of limited raindrop capacity. Also, 200–1000 μm fragments were preferentially put into motion, but raindrops put fragments into motion proportionally to the mass percentage of fragments provided by aggregate breakdown. As there are not many >1000 μm fragments in the size distribution of splashed fragments, the mass percentage is accentuated for the peak values. This explains why the enriched fractions correspond to the peaks of fragment size distribution obtained in the breakdown experiments (Legout et al., in press). Therefore, the initiation of movement is dependent on the aggregate breakdown process and is essentially rainfall-dependent in terms of the physical capacities of the raindrops able to put into motion fragments produced by aggregate breakdown. Also, raindrops do not easily put into motion gravel and coarse sand-size fragments, because of their physical masses. The initiation of movement is the limiting factor for coarse fragments. For the other <1000 μm fragments, we can say that the fragment size distribution of splashed fragments is dependent on the fragment size distribution of aggregate breakdown products and also on the soil structural stability involved in soil detachability.

4.3. *The splash process: distance of transport*

Our results confirm the results of Savat and Poesen (1981), Poesen and Savat (1981), Riezebos and Eperma (1985), Torri et al. (1987) and van Dijk et al. (2002), that there is an exponential decrease of splashed mass with increasing radial distance from the source.

Considering the average splash distance, we can distinguish two different behaviours for the studied soils:

- (1) the silty clay loam and the clay loam, which are the soils with the greatest aggregate stability (Table 2), have an average splash distance around 10 cm;
- (2) the silt loam and the sand have the lowest aggregate stability (Table 2) and a larger average splash distance around 12 cm. The average splash distance of the silt loam and the sand are not significantly different at the 0.05 probability level.

Examining the evolution of the fragment size ranges (Fig. 4), we observed a different behaviour for the sand compared to the other soils. Firstly, no 1000–2000 μm fragments are transported by splash for the sand because (1) there is less than 5% of 1000–2000 μm elementary particles in this sand; (2) clay content and organic matter are so low that no 1000–2000 μm fragments can be built up from fine elementary particles; (3) the only 1000–2000 μm elementary particles available to be put into motion have high densities, around 2.6 (Chepil, 1950), and our simulated 0.5–3 mm raindrops do not seem to be able to put such particles into motion. Secondly, for the sand, 250–1000 μm fragments are preferentially splashed to short distances because of their individual weight, whereas 50–250 μm fragments are preferentially transported to long distances (Fig. 4). The mass percentage of the intermediate fraction increases over a short radial distance and then decreases for greater radial distances. This intermediate fraction is around 250 μm for the sand, whereas it is around 750 μm for the three other soils. The ratio (median diameter of raindrop size/fragment size) shows that fragments that are preferentially splashed to long distances are from 6 to 30 times smaller in diameter than the raindrops for the sand, and from 2 to 30 times smaller for the three other soils. This suggests that fragments available to be put into motion by raindrops have, for equivalent diameters, higher densities for the sand than for the other soils. The sand has a very weak structural stability (Table 2). Aggregate breakdown is not the limiting factor because it occurs quasi-instantaneously at the commencement of the rain so

that entire elementary particles are available to be put into motion by raindrop impact. The size composition of splashed fragments in terms of distance from the source is also dependent on the physical capacity of raindrops to transport particles.

4.4. The significance of splash measurements

To quantify splash detachment and transport, a wide range of techniques have been developed (van Dijk et al., 2002). Compared to common splash experiments, the splash ring device presents two advantages:

- (1) Studies performed with splash cups (Poesen and Torri, 1988), splash boards (Ellison, 1944; Kwaad, 1977) or splash trays (Quansah, 1981; Savat and Poesen, 1981; Wan et al., 1996; Leguédouis and Le Bissonnais, in press) present a major problem: the amounts of fragment ending up in the splash collectors themselves depend on the distribution of distances over which the splashed fragments travel (van Dijk et

al., 2002). The splash ring device is based on the reciprocal experiment where the cup is filled with aggregates and exposed to rainfall. The fragments transported out of the cup are then collected. Also, we know the distance of splash with an error at the most of the cup radii.

- (2) Such experiments have been performed using cups with a diameter of a few to >10 cm (van Dijk et al., 2002). If the cup is small compared to the average splash length, the bulk of sediment splashed from the cup would end up outside the cup (Rose, 1960). The size of our experimental device seems to have little effect on measured splash rate because of a low ratio (source circle radius/average splash length) (van Dijk et al., 2002), so the extrapolation of splashed mass from our 18 cm² circle to the hectare scale is realistic.

The calculation of the total amount of soil put into motion at the field scale is slightly over-estimated because of the redistribution of some fragments

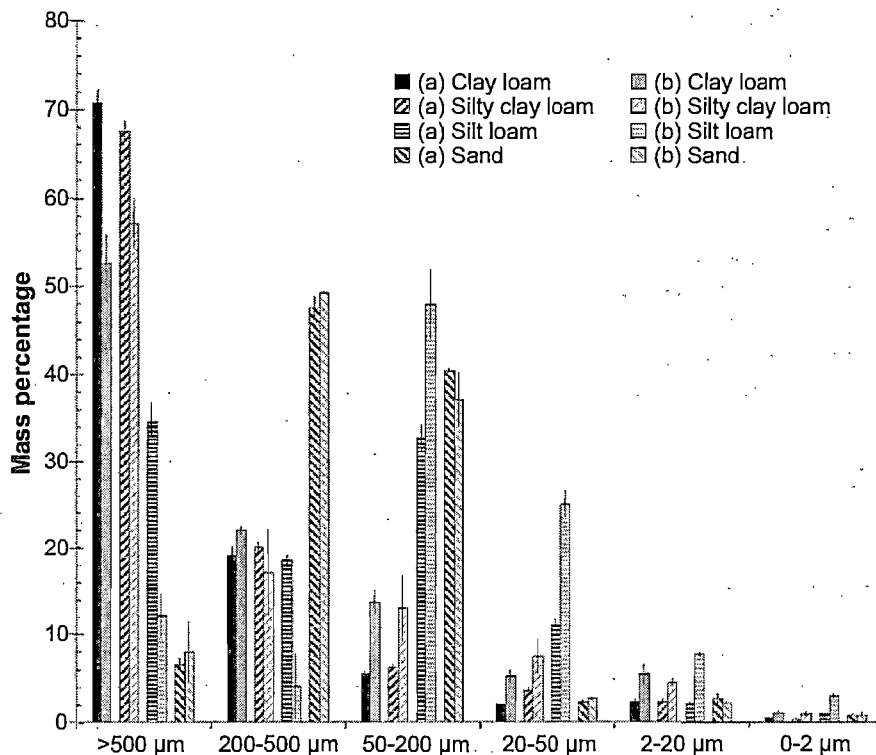


Fig. 6. A comparison of fragment size distributions of splash measured (a) with the splash ring device described in Fig. 1, and (b) with the splash box in previous experiments on soil trays. Standard errors are represented for each mean mass percentage.

splashed into the first ring. Nevertheless, values in t ha^{-1} for a 30 mm rainfall event are in the same order of magnitude as measurements of splash at the field scale (Bollinne, 1975). These extrapolation give information on the total amount of soil fragments that are redistributed over the soil surface, as it becomes crusted. Erosion values are logically smaller than the total mass of soil redistributed by raindrops because of runoff transport size selectivity (Farres, 1987; Leguédou and Le Bissonnais, in press; Sutherland et al., 1996a,b).

Fig. 6 illustrates that the first technical problem described above influences the travel distance and the amount of splash collected. Leguédou and Le Bissonnais (in press) made previous experiments on the same soils (clay loam, silty clay loam and silt loam) collected at the same date. The fragments transported by splash were collected in vertical splash collectors placed at the upslope side of $0.5 \times 0.5 \text{ m}^2$ soil trays with 5% slope. A 30 mm h^{-1} rainfall was applied with the same simulation system. Compared with the rings experiment, the size distribution of

splashed fragments obtained from Leguédou and Le Bissonnais (in press) are systematically enriched in fine fragments ($<200 \mu\text{m}$). As described by van Dijk et al. (2002) for the amount of fragments collected in splash traps, the explanation of this enrichment could be that the size of the area of the soil surface involved in detachment is different between the fragment size range: Fig. 4 showed that the mass percentage of the 50–500 μm size range increased with the distance from the source and the mass percentage of the $<50 \mu\text{m}$ fraction was relatively constant for long distances. This means that the finest fragments travel longer distances than $>500 \mu\text{m}$ fragments and could explain why the size distribution of splashed fragments from Leguédou and Le Bissonnais (in press) were enriched in fine fragments. Another factor that could partially explain the enrichment in fine fragments would be the slope angle and the upslope position of the splash collector. Wan and El-Swaify (1998) show that the geometric mean diameter of splashed fragments is smaller upslope than downslope. They observe that, for upslope splash, the geometric mean diameter of

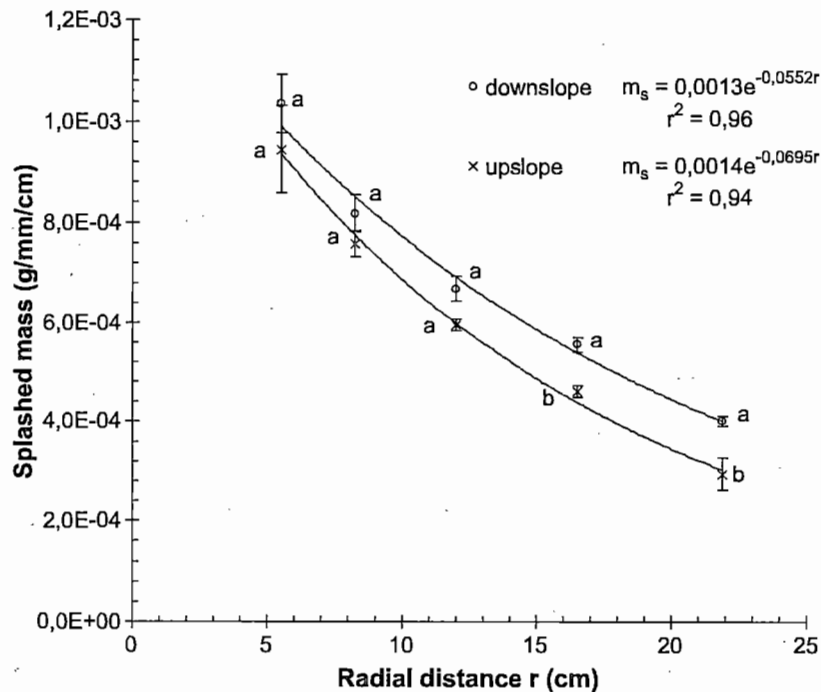


Fig. 7. The mass of fragments splashed at a radial distance r from the source circle centre for the sand. This experiment was made with a 5% slope. Fragments from the upslope half and the downslope half were collected separately for each ring. Standard errors are represented for each mean mass percentage. Mass percentage followed by a different lowercase letter within the same distance r are significantly different at the 0.05 probability level.

fragments decreases significantly with increasing slope angle.

For the sand, the experiments with the splash rings device have been performed with a 5% slope separating each splash ring in two parts: upslope and downslope. Data are compared to previous experiments carried out with the same splash collector used by Legu dois and Le Bissonnais (in press) at the upslope side of $0.5 \times 0.5 \text{ m}^2$ soil trays with 5% slope, but at greater rainfall intensities (70 mm h^{-1}). The comparison is made for similar cumulative rainfall amounts, but the enrichment in fine fragments was not observed (Fig. 6). This could be related to the soil characteristics. The enrichment we observed for the other three soils refers to the $<200 \text{ }\mu\text{m}$ fragments, and is strongly marked for the $<50 \text{ }\mu\text{m}$ fraction. As the sand has only 6.8% of $<50 \text{ }\mu\text{m}$ particles, the enrichment is not obvious. Moreover, we did not observe any significant differences between the fragment size distribution of the upslope half and the downslope half. For long distances ($>15 \text{ cm}$), we found that the mass splashed downslope was significantly greater than the mass splashed upslope (Fig. 7). Under our rainfall conditions and for the sand, we can say that the 5% slope did not significantly affect the fragment size distribution of the fragments splashed downslope and upslope.

5. Conclusion

The major objective of this study was to obtain reliable data on splash characteristics for various soils. Values on the splash amount, average splash distance, and fragment size distribution confirm that there is a splash gradient related to soil structural stability. The greatest amount of splash was measured for the sand, followed by the silt loam, and then the clay soils.

In our study, the size distribution of splashed fragments is compared to the size distribution of fragments resulting from aggregate breakdown and not to the original soil matrix. Comparing the results to aggregate breakdown data, these experiments give information on the selectivity of the initiation of particle movement. The size distribution of splashed fragments depends indirectly on the size distribution of aggregate breakdown products and directly on the size selectivity of the initiation of movement. This

size selectivity for $<1000 \text{ }\mu\text{m}$ fragments is due to the physical capacities of raindrops to be able to put fragments in motion. It would be necessary to test other rainfall intensities in order to evaluate the influence of rainfall kinetic energy.

The splash ring device allowed us to collect data on fragments redistributed by splash transport, especially their amount and size distribution as a function of radial distance from the source circle centre. A practical application of these radial distribution data could be the spatial distribution modelling of fragments transported by splash. The slope influence needs to be further analysed.

Acknowledgements

The authors appreciate the skilled technical assistance of B. Renaux and L. Prud'Homme for rainfall simulations, H. Gaillard for aggregate stability measurements, F. Darboux for scientific discussions, K. Wein and S.R. Cattle for English language corrections.

References

- Alberts, E.E., Wendt, R.C., Pierst, R.F., 1983. Physical and chemical properties of eroded soil aggregate. *Transactions of the ASAE* 26, 465–471.
- Al-Durrah, M.M., Bradford, J.M., 1982. Parameters for describing soil detachment due to single waterdrop impact. *Soil Science Society of America Journal* 46, 836–840.
- Bollinne, A., 1975. La mesure de l'intensité du splash sur sol limoneux. Mise au point d'une technique de terrain et premiers résultats. *Pédologie* 25, 199–210.
- 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.
- Concaret, J., 1967. Etude des mécanismes de destruction des agrégats de terre au contact de solutions aqueuses. *Annales agronomiques* 18, 99–144.
- Ellison, W.D., 1944. Studies of raindrop erosion. *Agricultural Engineering* 25, 131–136.
- Epstein, E., Grant, W.J., 1967. Soil losses and crust formation as related to some soil physical properties. *Soil Science Society of America Proceedings* 31, 547–550.
- Farmer, E.E., 1973. Relative detachability of soil particles by simulated rainfall. *Soil Science Society of America Proceedings* 37, 629–633.

- Farres, P.J., 1987. The dynamics of rainsplash erosion and the role of soil aggregate stability. *Catena* 14, 119–130.
- 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.
- Kemper, W.D., Rosenau, R.C., 1986. Aggregate stability and size distribution. In: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis*, Part 1, *Agronomy Monographs*, vol. 9. American Society of Agronomy, Madison, WI.
- Kinnell, P.I.A., 1990. The mechanics of raindrop-induced flow transport. *Australian Journal of Soil Research* 28, 497–516.
- Kwaad, F., 1977. Measurements of rainsplash erosion and the formation of colluvium beneath deciduous woodland in the Luxembourg Ardennes. *Earth Surface Processes* 2, 161–173.
- 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.
- Legout, C., Leguédou, S., Le Bissonnais, Y., 2004. Aggregate breakdown dynamics analysis. *European Journal of Soil Science* (in press).
- Leguédou, S., Le Bissonnais, Y., 2004. Aggregate stability as an indicator of soil crusting, soil erodibility and sediment characteristics for interrill erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* (in press).
- Meyer, L.D., 1981. How rainfall intensities affects interrill erosion. *Transactions of the ASAE* 23, 1472–1475.
- Miller, W.P., Baharuddin, M.K., 1987. Particle size of interrill eroded sediments from highly weathered soils. *Soil Science Society of America Journal* 51, 1610–1615.
- Parsons, A.J., Abrahams, A.D., Luk, S.-H., 1991. Size characteristics of sediment in interrill overland flow on a semiarid hillslope, southern Arizona. *Earth Surface Processes and Landforms* 16, 143–152.
- Poesen, J.; Savat, J., 1981. Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash: Part II. detachability and transportability measurements. *Catena* 8, 19–41.
- Poesen, J., Torri, D., 1988. The effect of cup size on splash detachment and transport measurements: Part II. Field measurements. *Catena Supplement* 12, 113–126.
- Profitt, 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.
- Quansah, C., 1981. The effect of soil type, rain intensity and their interactions on splash detachment and transport. *Journal of Soil Science* 32, 215–223.
- Riezebos, H.T., Eperma, G.F., 1985. Drop shape and erosivity: Part II. Splash detachment, transport and erosivity indices. *Earth Surface Processes and Landforms* 10, 69–74.
- Rose, C.W., 1960. Soil detachment caused by rainfall. *Soil Science* 89, 28–35.
- Salles, C., Poesen, J., 1999. Performance of an optical spectropluviometer in measuring basic rain erosivity characteristics. *Journal of Hydrology* 218 (3–4), 142–156.
- Savat, J., Poesen, J., 1981. Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash: Part I. The calculation of absolute data on detachability and transportability. *Catena* 8, 1–17.
- Sutherland, R.A., Wan, Y., Ziegler, A.D., Lee, C.-T., El-Swaify, S.A., 1996a. Splash and wash dynamics: an experimental investigation using an Oxisol. *Geoderma* 69, 85–103.
- Sutherland, R.A., Wan, Y., Lee, C.-T., Ziegler, A.D., 1996b. Aggregate enrichment ratios for splash and wash transported sediment from an Oxisol. *Catena* 26, 187–208.
- Torri, D., Sfalanga, M., Del Sette, M., 1987. Splash detachment: runoff depth and soil cohesion. *Catena* 14, 149–155.
- Valentin, C., 1979. Problèmes méthodologiques liés à la simulation de pluie. Application à l'étude de l'érodibilité des sols. In: Vogt, H., Vogt, T. (Eds.), *Colloque "Erosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen"*. Publication Université Louis Pasteur, Strasbourg, pp. 117–122.
- Valentin, C., 1995. Sealing, crusting and hardsetting soils in Sahelian agriculture. In: So, H.B., Smith, G.D., Raine, S.R., Schafer, B.M., Loch, R.J. (Eds.), *Sealing, Crusting and Hardsetting Soils: productivity and conservation*, Proc. 2nd Intl Symposium on Sealing, Crusting and Hardsetting Soils: Productivity and Conservation. Aust. Soc. Soil Sci., Brisbane, Australia, pp. 53–76.
- 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.
- 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.
- Young, R.A., 1980. Characteristics of eroded sediment. *Transactions of the ASAE* 23, 1139–1142, 1146.
- Young, R.A., Wiersma, J.L., 1973. The role of rainfall impact in soil detachment and transport. *Water Resources Research* 9, 1629–1636.



Microgeometrical characterisation and percolation threshold evolution of a soil crust under rainfall

Isabelle Cousin*, Oumarou Malam Issa, Yves Le Bissonnais

INRA, Unité de Science du Sol, Avenue de la Pomme de Pin, BP 20619, 45166 Ardon cedex, France

Abstract

An experiment has been carried out in order to both measure the unsaturated hydraulic conductivity of a soil crust when it is developing and to characterize its macro- and microstructural evolution. Five stages of a structural crust developing in a loamy clay soil have been identified. Mercury intrusion experiments and micromorphological descriptions have provided information on the structural evolution of the crust at the microscale. Quantitative image analysis from images of the crust microstructure has led to the definition of a particle erosion index at the microscopic scale, which is the mean chord length calculated in the solid phase. This index decreases from 60 to 11 μm during the whole experiment, the lowest value being recorded at the fourth stage. Specific measurements of the percolation threshold in the soil crust at different stages during its formation have given quantitative data to interpret the modifications of the unsaturated hydraulic conductivity of this crust when it develops. The percolation threshold decreases from 130 μm at the second stage down to 40 μm at the fifth stage. Between the same stages, the unsaturated hydraulic conductivity at -5 kPa decreases from 12.2 to 4.7 cm/h. Both the structural information given by the chord size distribution and the functional information obtained from the percolation threshold can be related to propose a new model of soil crusting.
© 2005 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Soil; Crust; Mercury porosimetry; Micromorphology; Percolation; Unsaturated hydraulic conductivity

1. Introduction

Soil surface crusting and sealing under raindrop impact is responsible for strong modifications of the soil properties, especially the reduction in infiltrability that increases

* Corresponding author. Fax: +33 2 38 41 78 69.

E-mail address: Isabelle.Cousin@orleans.inra.fr (I. Cousin).

runoff susceptibility and/or soil erosion. It is also responsible for the modification of mechanical properties which can initiate seedling emergence problems. The soil crust, whatever the degree of its development, is due to a modification in the soil particle arrangement at the microscopic scale. For that reason, micromorphology and description of the soil crust at the microscopic scale has been widely used to study the changes in the soil surface properties. The soil crusts have been qualitatively described by optical or scanning electron microscope, either at the end of the crusting process (Duley, 1939; MacIntyre, 1958) or after specific durations being considered as thresholds in the evolution of the soil crust; Tarchitzky et al. (1984), for example, consider 3 stages in the crust formation: the initial stage, the beginning of runoff and the time when runoff has reached a steady-state. In similar way, Chen et al. (1980) or Onofiok and Singer (1984) described the crust evolution at the initial state, at the beginning of ponding and after 1 h rainfall. Nevertheless, the crust formation is not a linear process and more precise studies, as far as time is concerned, have shown that the formation of crust is a gradual process (Luk et al., 1990), the crust being eventually destroyed during its formation (Farres, 1978; Luk et al., 1990). Macroscopic and microscopic observations have allowed the development of a classification of the microhorizons that can be identified inside a crust (Boiffin and Bresson, 1987; Bresson and Boiffin, 1990) as well as the creation of a typology of crusts (Bresson and Valentin, 1992; Valentin and Bresson, 1992).

In order to understand more clearly the relationships between the microstructure of the crust and some of its physical properties, quantitative image analysis has been performed. For example, Epstein and Grant (1973) have attributed the reduction of the porosity in a crust to the compaction of the surface by the raindrop impact. Based on a morphological classification of crust pores Norton (1987) evidenced a linear relationship between the quantity of planar pores and the infiltration rate into the crust. Tanaka and Kyuma (1992) defined an index calculated from image analysis of crust pictures to characterise the crusting sensitivity.

On one hand, precise temporal evolution of the soil crust have been made, without any clear relationships with its physical properties. On the other hand, quantitative descriptions of the initial and final stages of the crust formation have been achieved as well. However, a continuous dynamic analysis of crust structure and physical properties is still missing from our understanding.

In that context, the objectives of the experimental study presented here are (i) to describe the microstructure evolution of the soil crust during its formation, and (ii) to assess the modifications of its infiltration characteristics through measurements of mean unsaturated hydraulic conductivities.

2. Materials and methods

2.1. Fabrication of soil crusts and hydraulic conductivity measurements

Soil crusts were made in the laboratory by using an experimental specific set-up used to both make a crust and measure its unsaturated hydraulic conductivity during its formation (Malam Issa et al., 2004). Briefly, dried soil aggregates from a loamy-clay soil

gently sensitive to soil crusting (Table 1) were sieved down to 2 cm in diameter (Table 2) and packed in a steel cylinder (20 cm high and 15 cm in diameter) to obtain a bulk density of 1.3 kg dm^{-3} . The cylinder was installed over a sand box that assumed a constant hydraulic suction at the bottom of the system (Fig. 1). Five tensiometers, at different depths along the cylinder, allowed recording of the matric potential inside the soil. At the top, a small infiltrometer provided water at a constant rainfall intensity. The distance between the infiltrometer and the top of the cylinder was equal to 35 cm, making the kinetic energy of the raindrops very small (0.036 J min^{-1}). Before starting the real experiment, the suction in the sand box was very low and water at very low rainfall intensity was provided to the soil surface. After that and before the beginning of the experiment, at the initial state, the soil aggregates were quasi-saturated in water. The infiltrometer provided rainfall at the top of the cylinder and matric potentials were recorded with five tensiometers along the cylinder and in the suction box. If the matric potential was becoming higher in the column than in the suction box, the rainfall intensity from the infiltrometer was automatically adjusted. Once a constant total potential was reached in the cylinder the steady-state was obtained and the unsaturated hydraulic conductivity could be calculated using Darcy's law. The range of matric potentials at which the measurements were done was between -5 and -30 kPa . With this experimental device, three stages of crust formation were macroscopically identified when rainfall was accumulated on the soil column (Table 3). Two further stages (stages 4 and 5) were done after the soil cylinder was placed under a rainfall simulator, in order to bring more kinetic energy at the soil surface and obtain more developed crusts (Table 1). For stages 1 to 3, the kinetic energy of the rainfall at 40 mm/h was equal to 0.036 J min^{-1} and for stages 4 and 5, the kinetic energy of the rainfall at 70 mm/h was equal to 1129 J min^{-1} (std: 167 J min^{-1}).

At each of the five stages, undisturbed samples of the soil surface were carefully removed to preserve their microscopic structure. In order to have results on a soil column not disturbed by sampling, the crusts were removed from each core only at the end of an experiment. It means crusts from the first stage were removed from experiments stopped at the first stage, crusts from the second stage were removed from experiments stopped at the second stage, and so on.

2.2. Microscopic analysis of the soil crust

After air drying, crust samples were impregnated by using a polyester resin and thin sections, $45 \times 60 \text{ mm}$ in size, were made perpendicular to the soil surface in order to allow an analysis of the vertical evolution of the soil structure from the surface. These thin sections were examined both by optical microscopy and by scanning electron microscopy

Table 1
Granulometric characteristics of the soil used during the experiment

Clay 0–2 μm g kg^{-1}	Fine silt 2–20 $\mu\text{m g kg}^{-1}$	Coarse silt 20–50 $\mu\text{m g kg}^{-1}$	Fine sand 50–200 $\mu\text{m g kg}^{-1}$	Coarse sand 200–2000 $\mu\text{m g kg}^{-1}$	Organic content g kg^{-1}	CEC cmol kg^{-1}
335	297	328	20	20	13.1	19.6

Table 2
Granulometric distribution of the aggregates used to fill the column of the experimental set-up

Size (μm)	Percent
>2000	71.3
1000–2000	14.6
500–1000	4.8
200–500	3.7
100–200	1.8
50–100	1.9
20–50	1.4
10–20	0.4
5–10	0.1
2–5	0.1

(SEM) using backscattered electron mode (Bruand et al., 1993) at the $\times 200$ magnification, that allows the optimal description of the arrangement of the elementary particles. Our microscope (Cambridge 90) enabled us to take directly numerical images that were saved as tiff files and could be used in other software. The pictures were taken at a 15 kV acceleration voltage with a working distance of 12 mm. The resulting digitised images were 768×512 pixels, with a pixel size of $0.61 \mu\text{m}$.

Quantitative analysis of the microstructure evolution at high magnification has been done by image analysis. Once the images have been thresholded in order to separate the pore and the solid phases, the total pore area of each image and the chord size distribution in the porous phase have been determined in order to describe the evolution of the porosity

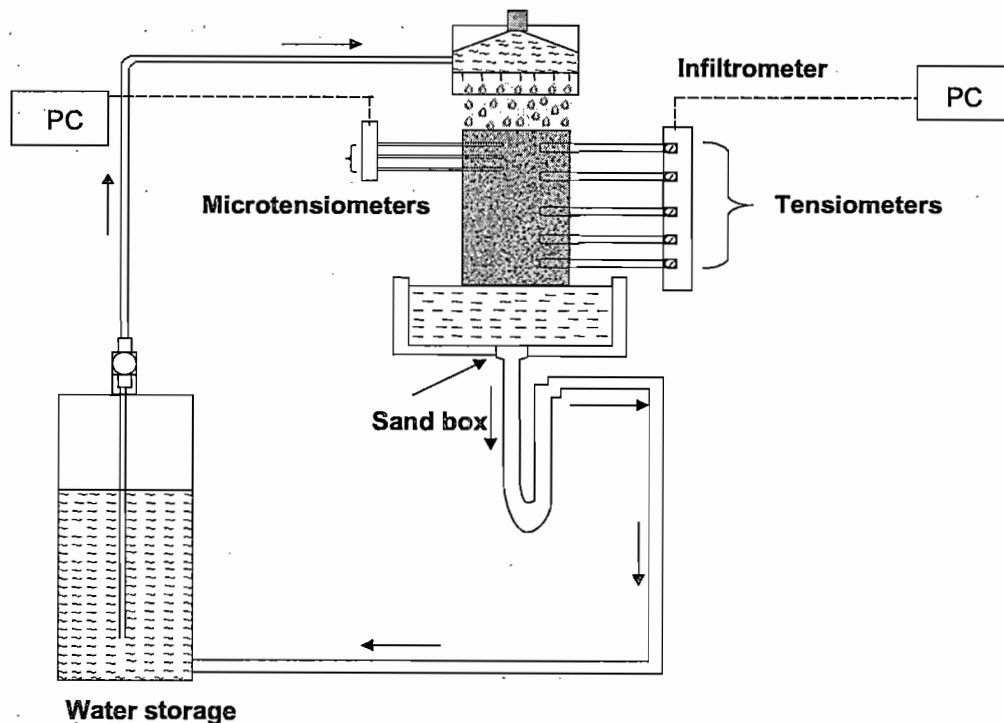


Fig. 1. Experimental set-up used to both measure the hydraulic conductivity and modify the soil surface structure.

Table 3
Creation of five crust stages by drip infiltrometer and rainfall simulator

Stages	DRIP (40 mm h ⁻¹)	Rainfall simulator (70 mm h ⁻¹)
1	0	0
2	2 h 30	0
3	20 h	0
4	20 h	2 h
5	20 h	3 h

during crusting. The latter represents the statistical distribution of distances between 2 solid particles (Cousin et al., 1996). It enables somehow the description of the porous network of a porous medium. From a technical point of view, a replicate calculation has been realised on images at the third stage because of the heterogeneity observed on thin sections at this crusting stage. All the analyses of the images presented here were realised thanks to C programs developed by the authors.

2.3. Mercury injection experiments

Additional undisturbed samples, a few cubic centimetres in size, were hand-collected from the soil surface. They were oven-dried for 24 h and their pore size distribution was analysed by mercury porosimetry (Fiès, 1992). Assuming cylindrical pores, the Jurin-Laplace law describes the relationship between the equivalent pore diameter and the applied pressure:

$$P = -2\gamma\cos\theta/D$$

where P is the applied pressure, γ is the surface tension of mercury (0.484 N m⁻¹) and θ is the contact angle between mercury and soil (130°) (Fiès, 1992). In order to describe more precisely the evolution of the porous network of the soil crust, we made other specific measurements where fragments of crusts were glued on small chambers made of polyester resin (Fig. 2). Mercury is therefore forced to penetrate into the crust sample from

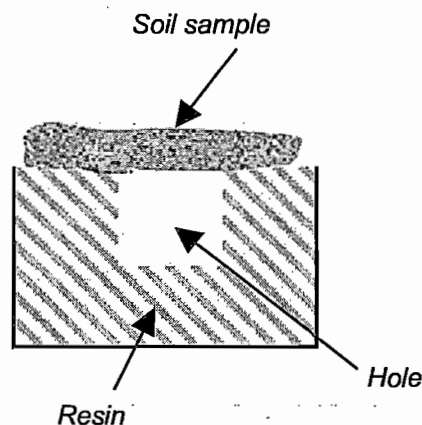


Fig. 2. Gluing of a soil crust sample on a resin stud to measure the percolation threshold by mercury intrusion measurements.

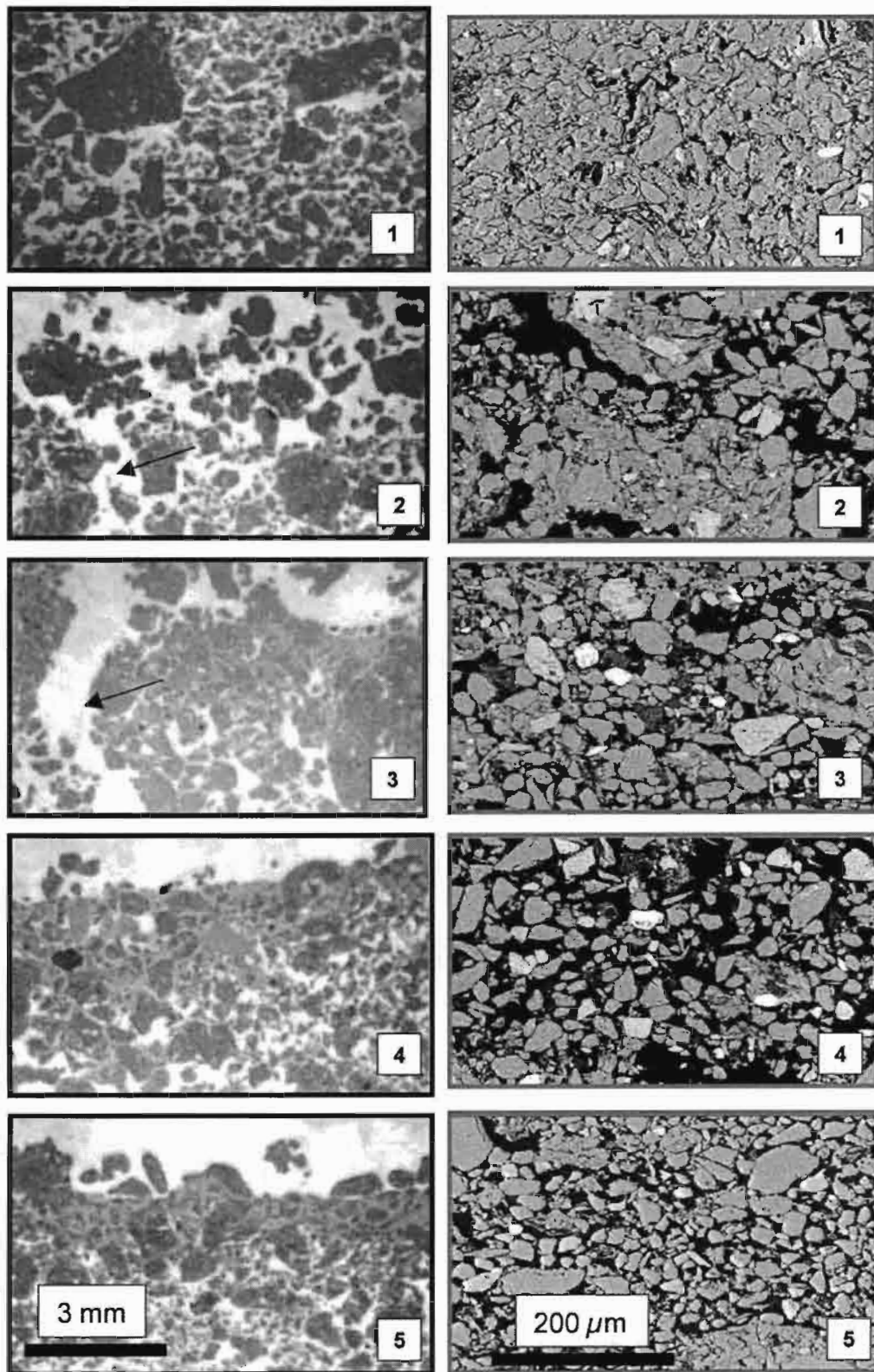


Fig. 3. Microphotographs obtained for each stage. (a) Pictures taken by optical microscopy at a low magnification. The arrows show the cracks that are opened at stages 2 and 3. (b) Pictures (BESI) taken by scanning electron microscope at high magnification ($\times 200$). The number on each image refers to the stage.

its surface only (Le Bissonnais et al., 1989) and the threshold pressure related to the start of the intrusion into the subchamber represents the percolation threshold of the crust.

3. Results

3.1. Microscopic description by optical and electron microscopy

From the photographs taken through optical microscopy, it is possible to describe the vertical macroscopic evolution of the soil surface (Fig. 3a). Stage 1 corresponds to the initial packing of soil aggregates inside the steel cylinder. No segregation of particles or aggregates has been observed and the initial stage is homogeneous as far as aggregates

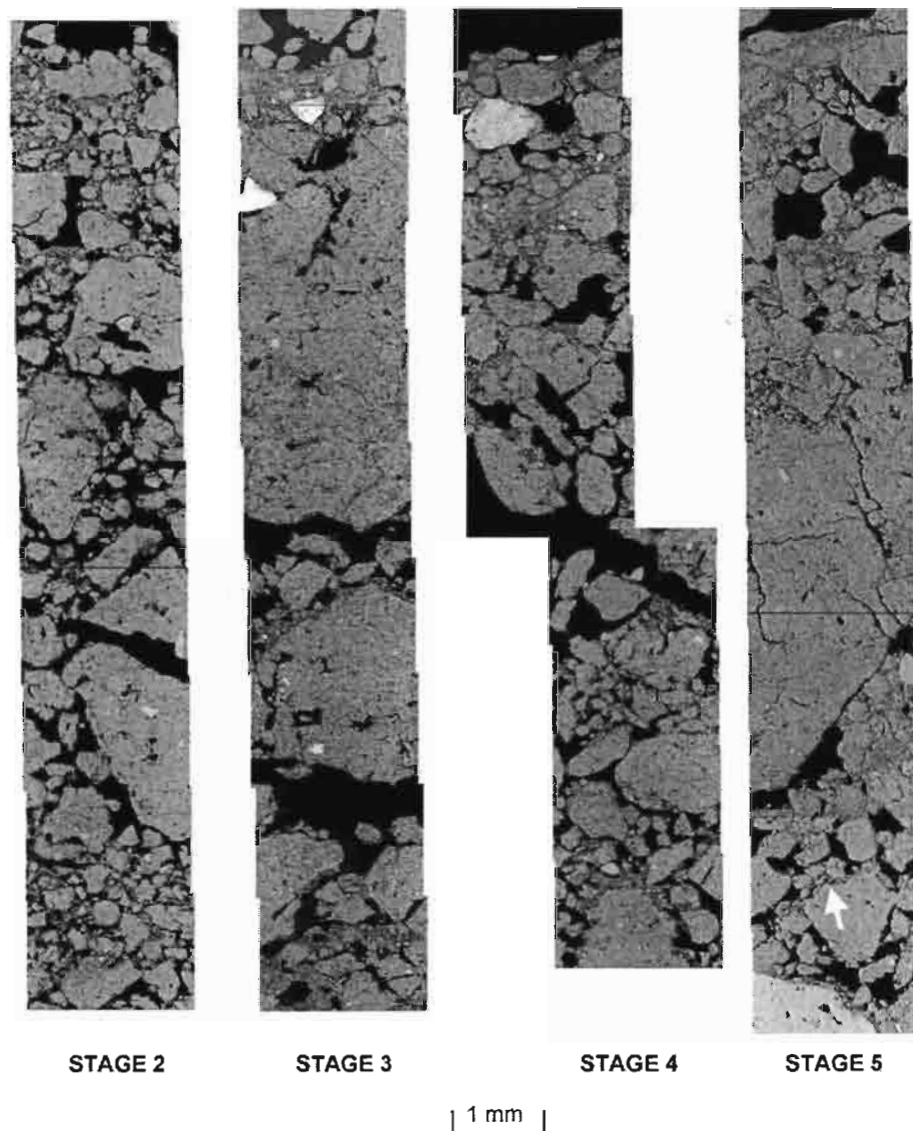


Fig. 4. BESI obtained by scanning electron microscope at low magnification ($\times 25$). The arrow shows the silt particles at the top of poorly disturbed aggregates.

fabric is concerned. At the second stage, we can observe, whatever the experimental replicate, the appearance of large pores or cracks, up to 1 mm wide, starting from the cylinder surface. They can be several millimeters into the soil depth. At the soil surface, some aggregates start to separate into several parts but generally their appearance remains unmodified. At the third stage, some cracks created during the second stage remained intact. The soil surface starts to be smoother and one can notice infillings of silt particles between the aggregates, 3 or 4 mm from the soil surface. During the fourth and fifth stages, the large cracks have completely disappeared and the infilling of silt particles have sealed the soil surface.

Using SEM, we have examined the vertical evolution of the soil microprofile, from the surface to 20 mm below. Whatever the crusting stage, the aggregates in a few millimeters under the soil surface seem to remain in the same state as at the beginning (Fig. 4). Silt particles or microaggregates are always observed at the top of the initial aggregates but never at the bottom (Fig. 4-arrows) that suggests that these particles were not there before the experiment but that they have probably been transported by the vertical flow during the experiment. Down to 20 mm depth, we can still observe these silt infillings. At each stage, the soil surface exhibits the same patterns as those described by optical microscopy in Fig. 3.

At a larger magnification, SEM images have enabled the description of the fabric between the elementary particles (Fig. 3b). Few millimeters under the soil surface, the elementary fabric remains constant, whatever the crusting stage and we present here only data related to the evolution of the first 3 or 4 mm from the surface. At the initial stage, the elementary fabric of each aggregate consists in a random arrangement of silt particles embedded in a continuous clay matrix. At the second stage, channels about 80 μm wide start to develop and some silt particles appear to be free of surrounding clay. Some aggregates are poorly modified and the initial embedding of silt particles by clay remains constant. At the third and fourth stages, the little channels observed before disappear but more and more silt particles are free among the less destroyed aggregates. At the fifth stage, few undisturbed aggregates are observed at the soil surface but some silt particles are covered by clay or embedded in a clay matrix (Fig. 3b).

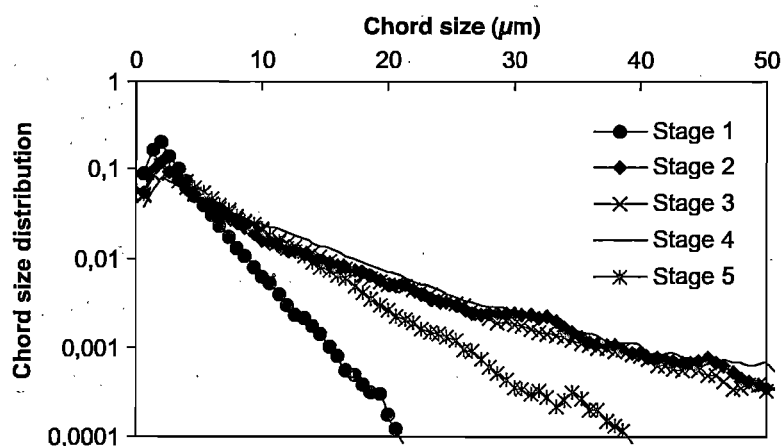


Fig. 5. Chord size distribution calculated in the pore phase from the BESI at high magnification. The y-axis represents the normalized distribution.

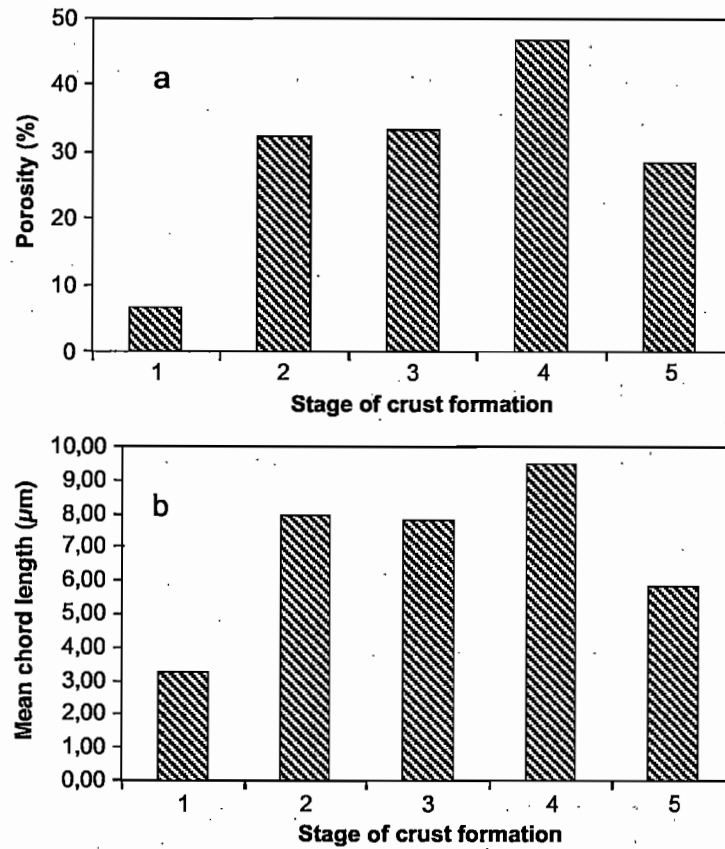


Fig. 6. (a) Porosity (Total pore surface area/total surface area) calculated from the BESI at high magnification. (b) Mean chord length in the pore phase calculated from the distribution showed on Fig. 3.

3.2. Quantitative analysis of the microstructure evolution

Chord size distributions were calculated from the digitized images (Fig. 5). They all exhibit a maximum value for a chord length equal to 3 pixels, this maximum being related to the discretisation of the image for calculations and, as a consequence, not

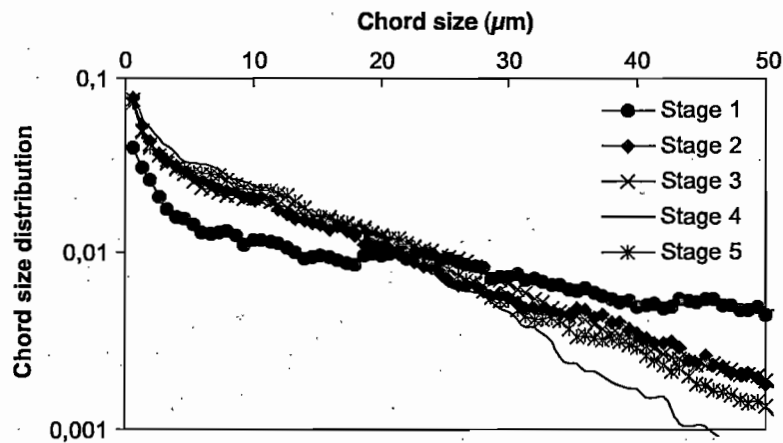


Fig. 7. Chord size distribution calculated in the solid phase from the BESI at high magnification. The y-axis represents the normalized distribution.

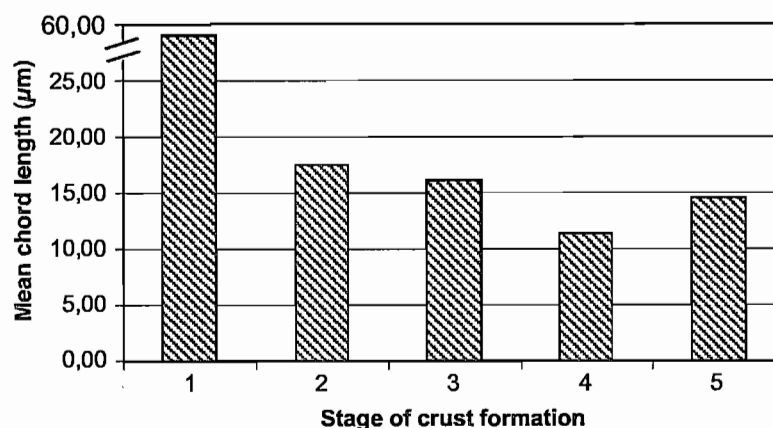


Fig. 8. Mean chord length in the solid phase calculated from the distribution showed on Fig. 3.

meaningful. This maximum is followed by an exponential decay, whatever the crusting stage. The mean pore chord size and the total porosity of the image show the same evolution (Fig. 6): they strongly increase between stage 1 and stage 2 (from 6.7% to 32.2% for the porosity and 3.3–7.9 µm for the mean chord size), then gently increase from stage 2 up to stage 4 (from 32.2% to 46.7% for the porosity and 7.9 to 9.8 µm for the mean chord size) and decrease toward stage 5 (porosity=28.4% and mean chord size=5.8 µm).

The chord size distribution has been calculated at each stage for the solid phase as well (Fig. 7). Stage 1 is characterised by a complicated decrease, not described by linear, exponential or power laws, whereas the other stages are described by exponential decreases, which means that the solid phase that represents the elementary fabric is randomly organised. The mean chord length calculated from these chord size distribution in the solid phase shows first a strong decrease between stage 1 and stage 2 (from 59.5 to 17.5 µm), then a gentle decrease from stage 2 to stage 4 (from 17.5 to 11.3 µm) and an increase between stages 4 and 5 (from 11.3 to 14.6 µm) (Fig. 8).

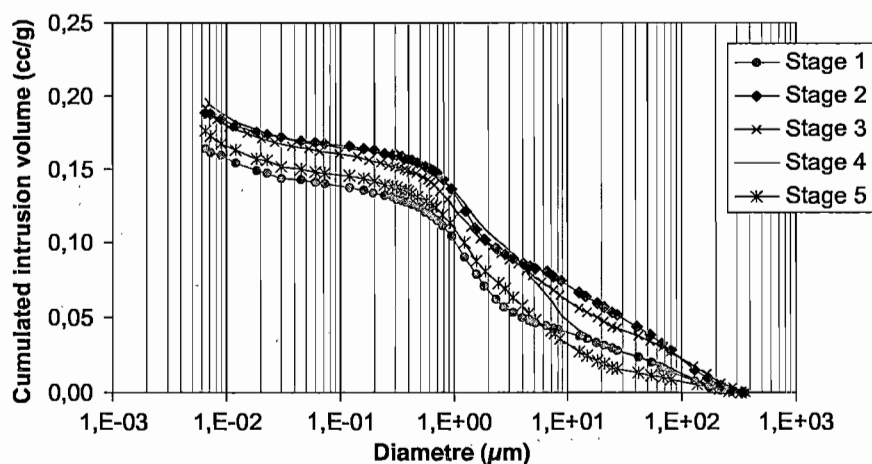


Fig. 9. Cumulative intrusion curve obtained by mercury porosimetry on the crust samples without any specific preparation. For each stage, the cumulative curve is the mean curve calculated from 2 or 3 replicates.

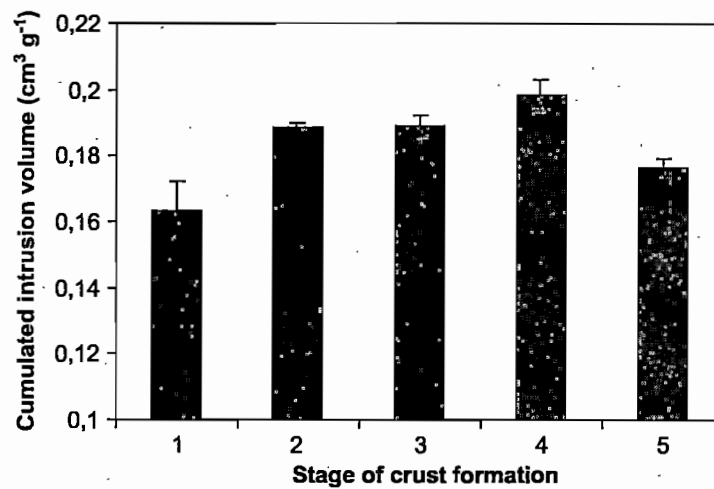


Fig. 10. Total pore volume measured by mercury porosimetry. The horizontal bars refer to the minimum and maximum values recorded between replicates.

3.3. Mercury porosimetry experiments

Pore size distribution curves in samples from each stage have been determined from mercury intrusion experiments. Whatever the stage, the curves show a double intrusion: first in pores from 200 μm to 0.7 μm and second in pores smaller than 0.02 μm , the latter being related to intrusion in pores from the clay matrix (Fig. 9). The total pore volume measured by the total cumulated intrusion volume increases from stage 1 to stage 4 and then decreases from stage 4 to stage 5 (Fig. 10). Unfortunately, the graph from Fig. 9 cannot be related to the one on Fig. 12 that presents the evolution of the unsaturated hydraulic conductivity, because pores from areas under the crust are taken into account as

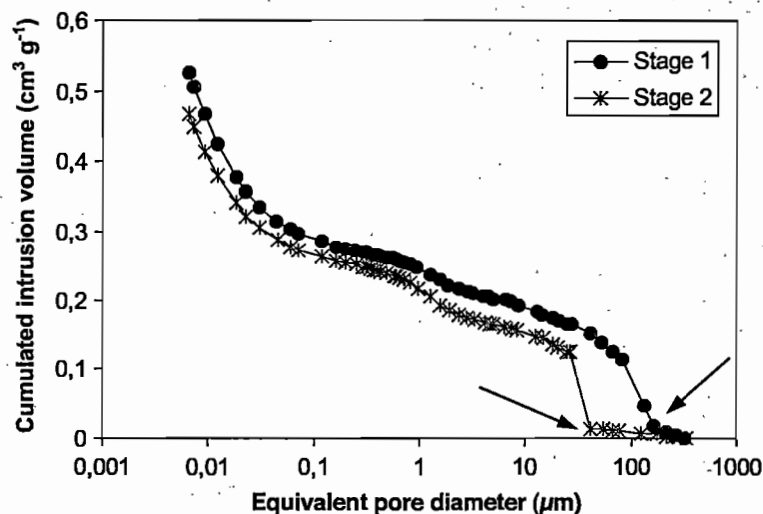


Fig. 11. Cumulative intrusion curve obtained by mercury porosimetry when the soil crust has been stuck on a resin plot. The arrow refers to the diameter when mercury enters the resin chamber, say when the percolation threshold in the crust is reached. Note that the total pore volume measured here is not meaningful because (i) the volume of the chamber under the crust is different between the experiments and (ii) the resin used to prepare the chamber is highly compressible and its volume is not constant during the experiment.

well as pores from the crust itself. For those reasons, we studied the intrusion from the top of the crusts only (Fig. 11). Fig. 13 presents the percolation threshold for crust samples embedded in a resin box that allows intrusion in the samples from the crust surface only. The percolation threshold of the samples from stage 1 is not too evident because the crust starts to develop and we can hardly define a percolation threshold for such a situation. Between stages 1 and 2 the percolation threshold increases (from 68 to 90 μm), which is consistent with the development of cracks observed on the images at the beginning of the crusting process. The percolation threshold then decreases down to the final value of 40 μm for the fifth stage.

4. Discussion

Because of the initial wet state of the soil, slaking of the aggregates during the crust formation (Le Bissonnais and Bruand, 1993) does not occur, whatever its stage. From stage 1 to stage 5, our observations made by microscopy to describe the crust indicate that it can be classified as a structural crust, and more precisely as an infilling crust (Valentin and Bresson, 1992). No sedimentary crust develops at the top of our soil column, which is consistent with both the absence of runoff that would have brought suspended particles and ponding that would have resulted in the deposition of fine particles.

4.1. Relationships between macro/microstructure and hydraulic conductivity data

Under rainfall, the soil surface is exposed to raindrop impact and its structure is strongly modified both by kinetic energy of the drops and accumulated rainfall at the surface. The evolution of the unsaturated hydraulic conductivity of the crust when it is formed in our experimental set-up has been widely described by Malam Issa et al. (2004): whatever the matrix potential between -5 and -20 kPa, the unsaturated hydraulic conductivity first increases between stages 1 and 2 and then decreases for stages 3 to 5 (Fig. 12). The data presented here represent data at the -5 kPa matric potential but the same trend was observed for the other values of matric potentials. The data provided by micromorphology, image analysis and mercury porosimetry experiments, all relate the evolution of the unsaturated hydraulic conductivity to the evolution of the macro- and microstructure.

From stage 1 to stage 2, the macrostructure starts to be more open (see cracks opening—Fig. 3) as well as the microstructure, which is shown by the increase of porosity measured by image analysis, calculation of the chord size distribution and mercury porosimetry experiments. These observations contrast with the evolution of the structure between stages 2 and 4, where the macrostructure is not strongly modified (except the vanishing of large cracks between stages 3 and 4) and that the microstructure seems to be more open: the total porosity, as measured by image analysis and mercury porosimetry increases and the mean chord length in the porous phase increases as well. From these macroscopic and microscopic observations, one can expect an increase of the unsaturated hydraulic conductivity, which is not shown by the experimental results reported by Malam Issa et al. (2004). In fact, the data obtained from the 2D images do not permit a direct

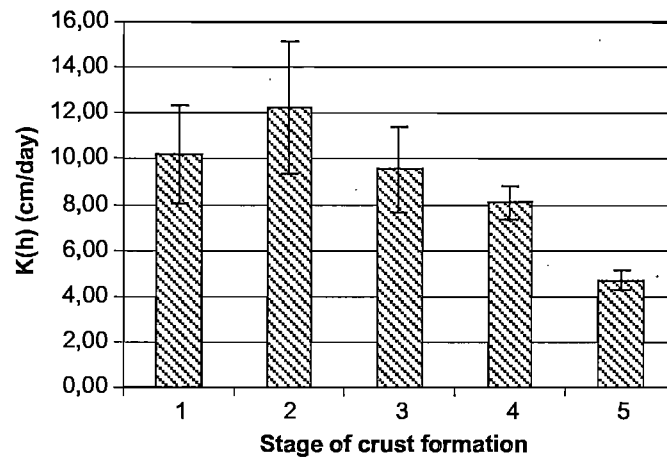


Fig. 12. Evolution of the hydraulic conductivity at the -5 kPa matric potential for the different stages of the crust formation. (Vertical bars represent the standard deviation. The number of duplicate measurements were equal to 5 for stage 1, 4 for stage 2, 4 for stage 3, 2 for stage 4 and 2 for stage 5).

interpretation in terms of hydraulic conductivity because they do not contain any information on topological characteristics like the connectivity. Although the mercury porosimetry is an invasive method, it gives indirect information of connectivity and therefore of transport properties. The common experimental data performed on crusts do not give any reliable information because the mercury intrusion occurs through the whole volume of the crust sample and not just from the surface. However the percolation threshold, measured by the specific device that we described gives microscopic information reliable to hydraulic conductivity data. The evolution of the percolation threshold (Fig. 13) and the one of the hydraulic conductivity at -5 kPa show the same behaviour for the crust stages 2–4. As far as the differences between stages 4 and 5 are concerned, all the structural measurements –microscopic analyses from images, total mercury intrusion, percolation threshold– give relevant information with the strong decrease of the hydraulic conductivity between these 2 stages.

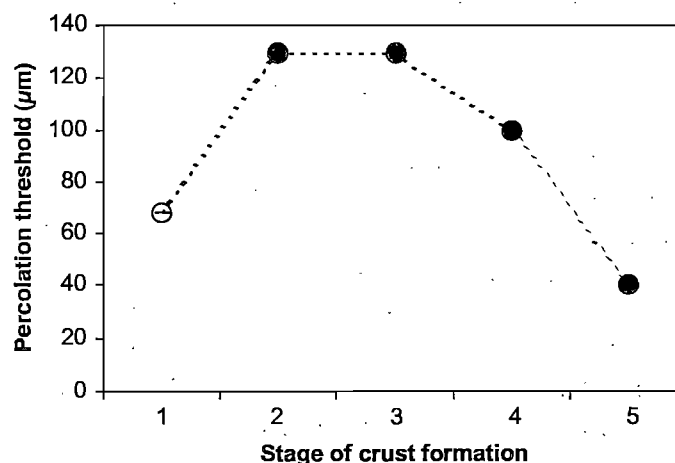


Fig. 13. Percolation threshold inside the crust measured by the mercury porosimetry experiments showed on Fig. 10.

4.2. Description of a particle erosion index at the microscopic scale and consequences on crusting modelling

It has already been widely shown, either in the laboratory (MacIntyre, 1958) or in the field (Gascuel-Oudoux et al., 1991) that the bulk density of the crust is higher than the one of the soil before crusting and that it is dependent on the crusting stage (Bresson and Boiffin, 1990), i.e. the cumulated kinetic energy (Fiès and Castelao-Gegunde, 1996) or the rainfall duration (Fohrer et al., 1999; Slattery and Bryan, 1992). Whatever the crusting stage (say the creation of a structural or a sedimentational crust), the bulk density usually increases from the undisturbed aggregates below the crust toward the crusted surface (Tackett and Pearson, 1965; Bresson et al., 1998; Fohrer et al., 1999). These qualitative or quantitative observations have led to the development of models of crust structure based on mathematical equations that describe the evolution of the bulk density versus depth, either exponential models (Mualem and Assouline, 1989) or sigmoidal functions (Roth, 1997).

In our study, we have calculated the mean chord length that is the first moment of the chord size distribution measured in the solid phase, this parameter describing the arrangement of the particles inside the crust. Between stages 1 and 4, the mean chord length decreases, showing an erosion of the solid phase at the microscopic scale, which can be attributed to the washing away of small particles by the infiltration toward the depth. This decrease of the mean chord length in the solid phase is consistent with the increase of the porosity, this phenomenon having been already noticed by Fiès and Panini (1995) in a laboratory experimental work. Between stage 4 and stage 5, the mean chord length increases. Remembering that to create this stage, the soil was submitted to simulated rainfall for 20 h (140 mm of rain) before the measurement of the hydraulic conductivity, this increase could be attributed either to the final washing-in of silt particles or small aggregates or, more probably, to the compaction of the soil surface by raindrop impact (Fig. 3).

Nevertheless, the conjugate decrease of the mean chord length in the solid phase and the increase of the porosity whatever the method used to measure its evolution; from the initial stage up to the fourth stage, give arguments in favour of the decrease of the total bulk density inside the crust. Such result questions the ability of classical models to describe the evolution of a structural crust, in the experimental context of our study.

5. Conclusion

The evolution of unsaturated hydraulic conductivity in soil crusts near saturation is a complex phenomenon that must be related to both the macrostructure (where large pores are efficient to conduct water), and the microstructure, defining the structure of the crust itself. With the experimental classical tools used to describe the soil microstructure (mercury porosimetry, image analysis on pictures taken by optical and electronic microscopes), the characterisation of the crust remains incomplete and we have proposed to add another intrusion method that forces the percolation through the crust surface only.

This method still needs to be validated with other soil types or crusts observed in experimental conditions different from ours.

Nevertheless, by analysing images of the soil crust at high magnification, we have defined a quantitative parameter: the mean chord length in the solid phase that enables the description of the erosion of the particles during the crust formation and that could be used whatever the soil or crust type. We have shown that during the first stages of the crust formation, its bulk density decreases and does not increase. This has direct consequences on the use of the bulk density profile to model the evolution of the crust during its formation, at least in the soil that we have used for this study but, probably for most structural crusts. Moreover, by measuring the percolation threshold of a soil crust with mercury intrusion experiments, we are able to explain the evolution of the unsaturated hydraulic conductivity near the saturation range. As a consequence, by coupling the mean chord length in the solid phase (a structural parameter describing the evolution of the microstructure of a crust) and the percolation threshold (a functional parameter directly linked to hydrodynamics), the relationships between the structure and the physical properties of a soil crust would be described in an integrated model.

Acknowledgements

Mr. Philippe Quélin and Mr. Christian Le Lay are gratefully acknowledged for assistance in the hydrodynamic experiments and the preparation of high quality thin sections.

References

- Boiffin, J., Bresson, L.M., 1987. Dynamique de formation des croûtes superficielles: apport de l'analyse microscopique. In: Fédoroff, N., Courty, M.A. (Eds.), *Soil Micromorphology*. AFES, Paris, pp. 393–399.
- Bresson, L.M., Boiffin, J., 1990. Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma* 47, 301–325.
- Bresson, L.M., Valentin, C., 1992. Soil surface crust formation: contribution of micromorphology. *Soil Micromorphology: Studies in Management and Genesis*. Proceedings of the Ninth International Working Meeting on Soil Micromorphology, Townsville, Australia July, pp. 737–762.
- Bresson, L.M., Assouline, S., Moran, C., 1998. Validation of a Theoretical Model of Bulk Density Profile of Structural Crusts Using X-ray Radiography. *World Congress of Soil Science, Montpellier, France* (cd-rom).
- Bruand, A., D'Acqui, L.P., Nyamagafata, P., Darthout, R., Ristori, G.G., 1993. Analysis of porosity in a tilled crusting soil in Zimbabwe. *Geoderma* 59, 235–248.
- Chen, Y., Tarchitzky, J., Brouwer, J., Morin, J., Banin, A., 1980. Scanning electron microscope observations on soil crusts and their formation. *Soil Science* 130 (1), 49–55.
- Cousin, I., Levitz, P., Bruand, A., 1996. Three-dimensional analysis of a loamy-clay soil using pore and solid chord distributions. *European Journal of Soil Science* 46 (4), 439–452.
- Duley, F.L., 1939. Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. *Proceedings-Soil Science Society of America* 4, 60–64.
- Epstein, E., Grant, W.J., 1973. Soil crust formation as affected by raindrop impact. *Physical Aspects of Soil Water and Salts in Ecosystems, Ecological Studies*, vol. 4. Springer Verlag, Berlin, pp. 194–201.
- Farres, P., 1978. The role of time and aggregates sizes in the crusting process. *Earth Surface Processes* 3, 243–254.

- Fiès, J.C., 1992. Analysis of soil textural porosity relative to skeleton particle size, using mercury porosimetry. *Soil Science Society of America Journal* 56 (4), 1062–1067.
- Fiès, J.C., Castelao-Gegunde, A.M., 1996. Modification de l'espace poral des croûtes de surface sous l'action des pluies et conséquences sur l'infiltrabilité. *Agronomie* 16, 367–379.
- Fiès, J.C., Panini, T., 1995. Infiltrabilité et caractéristiques physiques de croûtes formées sur massifs d'agrégats initialement secs ou humides soumis à des pluies simulées. *Agronomie* 15, 205–220.
- Fohrer, N., Berkenhagen, J., Hecker, J.M., Rudolph, A., 1999. Changing soil and surface conditions during rainfall. Single rainstorm/subsequent rainstorms. *Catena* 37 (3), 355–375.
- 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 (3), 209–219.
- Le Bissonnais, Y., Bruand, A., 1993. Crust micromorphology and runoff generation on silty soil materials during different seasons. *Catena. Supplement* 24, 1–16.
- Le Bissonnais, Y., Bruand, A., Jamagne, M., 1989. Laboratory experimental study of soil crusting: relation between aggregate breakdown mechanisms and crust structure. *Catena* 16, 377–392.
- Luk, S.H., Dubbin, W.E., Mermut, A.R., 1990. Fabric analysis of surface crusts developed under simulated rainfall on loess soils, China. *Catena. Supplement* 17, 29–40.
- MacIntyre, D.S., 1958. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Science* 85, 185–189.
- Malam Issa, O., Cousin, I., Le Bissonnais, Y., Quétin, P., 2004. Dynamic evolution of the unsaturated hydraulic conductivity of a developing crust. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 1131–1142.
- Mualem, Y., Assouline, S., 1989. Modeling soil seal as a nonuniform layer. *Water Resources Research* 25 (10), 2101–2108.
- Norton, L.D., 1987. Micromorphological study of soil seals developed under simulated rainfall. *Geoderma* 40, 127–140.
- Onofiok, O., Singer, M.J., 1984. Scanning electron microscope studies of surface crusts formed by simulated rainfall. *Soil Science Society of America Journal* 48 (5), 1137–1143.
- Roth, C.H., 1997. Bulk density of surface crusts: depth functions and relationships to texture. *Catena* 29 (3), 223–237.
- Slattery, M.C., Bryan, R.B., 1992. Laboratory experiments on surface seal development and its effect on interrill erosion processes. *Journal of Soil Science* 43 (3), 517–529.
- Tackett, J.L., Pearson, R.W., 1965. Some characteristics of soil crusts formed by simulated rainfall. *Soil Science* 99, 407–413.
- Tanaka, U., Kyuma, K., 1992. Quantification of morphological characteristics of crust by thin section-image analyzing method (TS-IA method). *Soil Science and Plant Nutrition* 38 (2), 369–373.
- Tarchitzky, J., Banin, A., Morin, J., Chen, Y., 1984. Nature, formation and effects of soil crusts formed by water drop impact. *Geoderma* 33, 135–155.
- Valentin, C., Bresson, L.M., 1992. Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma* 55, 225–245.

Soil detachment and transport on field- and laboratory-scale interrill areas: erosion processes and the size-selectivity of eroded sediment

O. Malam Issa,^{1*} Y. Le Bissonais,² O. Planchon,³ David Favis-Mortlock,⁴ Norbert Silvera³ and John Wainwright⁵

¹ GEGENA Université de Reims Champagne-Ardenne, CREA 2 Esplanade Roland Garros 51100 Reims, France

² INRA, Unité de Science du Sol-SESCPF, Centre de Recherche d'Orléans, Avenue de la Pomme de Pin, 45160 Ardon, France

³ IRD, BP 1386, Dakar, Sénégal

⁴ School of Geography, Queen's University Belfast, Belfast BT7 1NN, UK

⁵ Environmental Monitoring and Modelling Research Group, Department of Geography, King's College London, London, WC2R 2LS, UK

*Correspondence to:
O. Malam-Issa, GEGENA
Université de Reims
Champagne-Ardenne,
CREA 2 Esplanade
Roland Garros 51100
Reims, France. E-mail:
Oumarou.Malam-Issa@
univ-reims.fr

Abstract

Field- and laboratory-scale rainfall simulation experiments were carried out in an investigation of the temporal variability of erosion processes on interrill areas, and the effects of such variation upon sediment size characteristics. Poorly aggregated sandy soils from the semi-arid environment of Senegal, West Africa, were used on both a 40 m² field plot and a 0.25 m² laboratory plot; rainfall intensity for all experiments was 70 mm h⁻¹ with a duration of 1 to 2 hours. Time-series measurements were made of the quantity and the size distribution of eroded material: these permitted an estimate of the changing temporal balance between the main erosion processes (splash and wash). Results from both spatial scales showed a similar temporal pattern of runoff generation and sediment concentration. For both spatial scales, the dominant erosional process was detachment by raindrops; this resulted in a dynamic evolution of the soil surface under raindrop impact, with the rapid formation of a sieving crust followed by an erosion crust. However, a clear difference was observed between the two scales regarding the size of particles detached by both splash and wash. While all measured values were lower than the mean weight diameter (MWD) value of the original soil (mean 0.32 mm), demonstrating the size-selective nature of wash and splash processes, the MWD values of washed and splashed particles at the field scale ranged from 0.08 to 0.16 mm and from 0.12 to 0.30 mm respectively, whereas the MWD values of washed and splashed particles at the laboratory scale ranged from 0.13 to 0.29 mm and from 0.21 to 0.32 mm respectively. Thus only at the field scale were the soil particles detached by splash notably coarser than those transported by wash. This suggests a transport-limited erosion process at the field scale. Differences were also observed between the dynamics of the soil loss by wash at the two scales, since results showed wider scatter in the field compared to the laboratory experiments. This scatter is probably related to the change in soil surface characteristics due to the size-selectivity of the erosion processes at this spatial scale. Copyright © 2006 John Wiley & Sons, Ltd.

Keywords: splash; wash; runoff; interrill erosion; soil crusting; sediment size distribution

Received: 1 April 2003
Revised: 23 March 2005
Accepted: 4 June 2005

Introduction

In regions of the world where rainfall intensities are high, rates of interrill erosion can be significant (e.g. Meyer, 1981; Wilcox and Wood, 1989); even where they are not, interrill areas occupy a pivotal position in the erosional system, acting as links between incident rainfall and those areas of concentrated flow (microrills, rills and gullies: Favis-Mortlock, 2002) where most erosion occurs. Erosion processes active in interrill areas comprise splash and flow detachment, and transport by overland flow and deposition of soil particles (Rose *et al.*, 1983; Sharma, 1996). These processes depend on factors such as rainfall characteristics (raindrop size, rainfall amount and intensity), soil

properties (texture, aggregate stability, density, moisture, etc.) and surface conditions (slope, vegetation cover, micro-topography, extent and type of crusting, etc.). Rainfall characteristics determine the erosive action of raindrops and overland flow while soil properties and surface conditions affect the detachability and transportability of particles (Sharma, 1996). In particular, interactions between rainfall/runoff and soil properties affect crust formation on soils which are susceptible to crusting, which in turn affects the depth, velocity and spatial patterning of overland flow. This in turn affects interrill erosion processes, by causing spatial and temporal variability in particle detachment and transportation (Moore and Singer, 1990; Dunford and King, 1993). There is a particular need for fuller understanding of the spatial and temporal variability of erosion processes and their interactions, not least because of the importance of this variability for spatially explicit process-oriented erosion models (e.g. Jetten *et al.*, 1999; Favis-Mortlock *et al.*, 2000, 2001).

Additionally, several studies have found erosion processes on interrill areas to be selective with respect to the size classes of the eroded sediments, compared with the size classes of the source material (Swanson *et al.*, 1965; Alberts *et al.*, 1980; Poesen and Savat, 1980, 1981; Meyer and Harmon, 1984; Miller and Baharuddin, 1987; Ghadiri and Rose, 1991; Parsons *et al.*, 1991; Farenhorst and Bryan, 1995; Sutherland *et al.*, 1996; Wan and El-Swaify, 1998). Yet despite a broad consensus in this respect, results from such studies differ in other aspects of their findings.

Early works such as Swanson *et al.* (1965) showed the size-selective characteristics of runoff, which transported particles and aggregates that are significantly finer than those of the soil matrix. The selective characteristics of detachment by raindrops on sandy soil was studied by Farmer (1973) and Poesen and Savat (1980) who demonstrated preferential erosion of the modal size classes of the parent material. However, results reported by Young and Onstad (1978), Young (1980) and Meyer *et al.* (1980, 1992) showed the size of sediment from interrill areas to be the same as, or coarser than, that from the soil matrix. These authors suggested that distributions of sediment size are related to several characteristics of the eroding soil, such as the size and the degree of aggregation of the parent material (Young and Onstad, 1978; Young, 1980; Meyer *et al.*, 1992). Very coarse particles resist detachment and transport by erosion processes because of their physical mass (Poesen and Savat, 1980, 1981), leading to enrichment of the eroded sediment by fine particles. Yet in coarse material, the degree of enrichment of sediment depends on the cohesion of the finest particles (Farmer, 1973) and their downward migration due to infiltration and eluviation (Young and Onstad, 1978; Poesen and Savat, 1980).

More recently, the balance between the different interrill erosion processes has been proposed as a potentially important factor in the size-selectivity of interrill sediment. Proffitt and Rose (1991) argue that the relative importance of runoff entrainment and rainfall detachment can, to some extent, explain contradictory results such as those mentioned above, since the predominant erosion process is expected to determine the selection of particles (Proffitt and Rose, 1991; Wan and El-Swaify, 1998). But due to the difficulty of distinguishing between the effects of the various interrill processes (in particular at the field scale), most earlier studies that dealt with selective entrainment and transport considered only total soil loss from the interrill areas (Alberts *et al.*, 1980; Parsons *et al.*, 1991; Meyer *et al.*, 1992). Studies that considered wash and splash detachment separately have generally only been carried out at a laboratory scale (Miller and Baharuddin, 1987; Young and Onstad, 1978; Durnford and King, 1993; Farenhorst and Bryan, 1995; Sutherland *et al.*, 1996). To our knowledge, no attempts have been made to compare the size-selectivity of wash and splash from both field and laboratory experiments.

The present study thus compares the dynamics of interrill soil erosion processes and particle-size selectivity at laboratory and field scales. Bradford and Huang (1993) indicated the importance of studying erosion processes at both scales, while Farenhorst and Bryan (1995) highlighted a knowledge gap regarding the particle-size selection process: this results from the fact that most attention has been given to selective entrainment over a very short transport distance. Thus it seems necessary to compare selective entrainment over long and short transport distances, i.e. at both field and laboratory scales. Specific objectives of the study described in this paper were: (i) to determine the quantity and the size characteristics of splash- and wash-eroded soil material at both field and laboratory scales; (ii) to evaluate the interrill erosion processes affecting sediment transport and size-selectivity of this sediment; and (iii) to provide a data set useful to the understanding (and potentially the modelling) of fundamental erosion processes, their interactions and their spatial and temporal variability.

Materials and Methods

The methodological approach used here makes use of simulated rainfall for both field- and laboratory-scale experiments. Major textural characteristics of the soil used in this study are shown in Table I. This is a ferruginous tropical soil from Senegal (West Africa) which is poorly aggregated and readily detachable, and is classified as a lixisol in the FAO system (FAO, 1994). According to work by Casenave and Valentin (1985) and Valentin (1995) in West Africa,

Table 1. Textural characteristics of the soil used in all experiments (mean values and standard errors for three replicates)

	Particle-size fraction				
	Clay (0–2 µm)	Fine (2–20 µm)	Coarse silt (20–50 µm)	Fine sand (50–200 µm)	Coarse sand (200–2000 µm)
Mean values (%)	1.2	2.3	4.3	42.9	49.3
Standard errors	0	0.2	0.2	4.3	6.6

this soil type has a high susceptibility to crusting. This can be seen in Figure 1, which shows the laboratory-scale soil surface before and after simulated rainfall.

Field experiments were performed in Thies, Senegal (14.81° N, 16.93° W) on a 10 × 4 m experimental plot with a 1 per cent slope. The IRD large rainfall simulator (Planchon *et al.*, 2000) was used to perform a two-hour rainfall simulation at 70 mm h⁻¹. This rainfall intensity is comparable to that of the heavy natural rain showers which occur in the Sahelian environment. Runoff was collected in two 150-litre cylindrical containers. In each container, an aluminium rod with holes evenly drilled in the rod at 5-cm intervals was attached to a float in such a way that the rod moved in front of an optical detector. This allowed a data logger to record the mean discharge rate of each individual volume of 5 litres of runoff. Runoff samples of 0.5 litres were taken at 2-min intervals to determine the sediment concentration; the volume of these samples was taken into account in the calculation of discharge. Samples of soil particles removed from the surface by splash were taken at 20 locations on the plot using specially constructed collectors (Figure 2) suspended at about 5 cm above the soil's surface. Each collector consisted of a lower part made of filter paper on which sediment accumulated during rainfall, and an upper part made of a rigid material which absorbed the energy of rainfall and prevented the dispersion of accumulated sediment. This device is similar to the splash kites used by Parsons *et al.* (1994).

Laboratory experiments were carried out in the INRA Laboratory at Orléans, France. Dry soil samples were taken from the field plot at Thies at the end of the rainy season. These samples were stored at a constant temperature of 4 °C until the time of experiments. In order to control the water status of the sample from one experiment to another, samples were taken from the cold room and prepared 24 hours prior to the experiments. Soil samples were prepared by sieving through a 2-cm mesh sieve, after breaking up the aggregates. Then the sieved soil sample was added to an erosion pan and compacted to obtain a homogeneous density of 1.2 to 1.3 g cm⁻³. The soil sample used for each experiment weighed 31 kg and filled the experimental plot to a maximum depth of 10 cm. Each erosion pan was given a slope of 5 per cent, and provided a test area of 0.25 m² surrounded by a 10-cm wide buffer zone (Figure 1). The presence of a buffer zone is fundamental in avoiding significant edge effects in this sort of experiment (Wainwright *et al.*, 2000). A trough located at the downslope end of the pan collected soil and water running off from the test area. Free drainage during the experiment was ensured by an outlet located at the lower edge of the pan. A fixed splash collector, 50 cm long and 35 cm wide, was placed at the upper edge of the pan. A rainfall simulator composed of a single oscillating nozzle (Casenave and Valentin, 1985) at a height of about 2.5 m was fed with deionized water at 95 kPa, providing a constant rainfall intensity of 70 mm h⁻¹. An Optical Spectro Pluviometer (Salles and Poesen, 1999) was used to measure the kinetic energy and the drop size of the simulated rainfall. The median drop size of the rainfall was 1.07 mm and the kinetic energy 0.312 J m⁻²s⁻¹.

Experiments consisted of three 1-h rainfall events, spaced at 24-hour intervals. During each experiment, particles detached by splash were collected every 10 minutes. These time intervals were chosen to minimize the impact of measurement errors due to the low weights of the samples. Once collected, samples were oven-dried and the dry weights used to determine the splash detachment rate. Runoff samples were collected every 2 minutes. The wet and dry weights of these samples were used to calculate the discharge, the sediment concentration and the total soil loss by wash.

Both splash and runoff samples were rewetted and analysed using a Mastersizer laser diffraction device for particle-size distribution. The size distribution of the eroded material was expressed as the mean weight diameter (MWD) calculated using the following formula (Le Bissonnais, 1996):

$$MWD = \frac{\sum_{i=1}^7 \bar{x}_i w_i}{100}$$

with \bar{x}_i being the mean diameter of the *i*th size class, w_i the percentage of particles of the *i*th size class, and *i* = seven size classes (<0.005; 0.005–0.1; 0.1–0.2; 0.2–0.5; 0.5–1; 1–2; >2 mm).

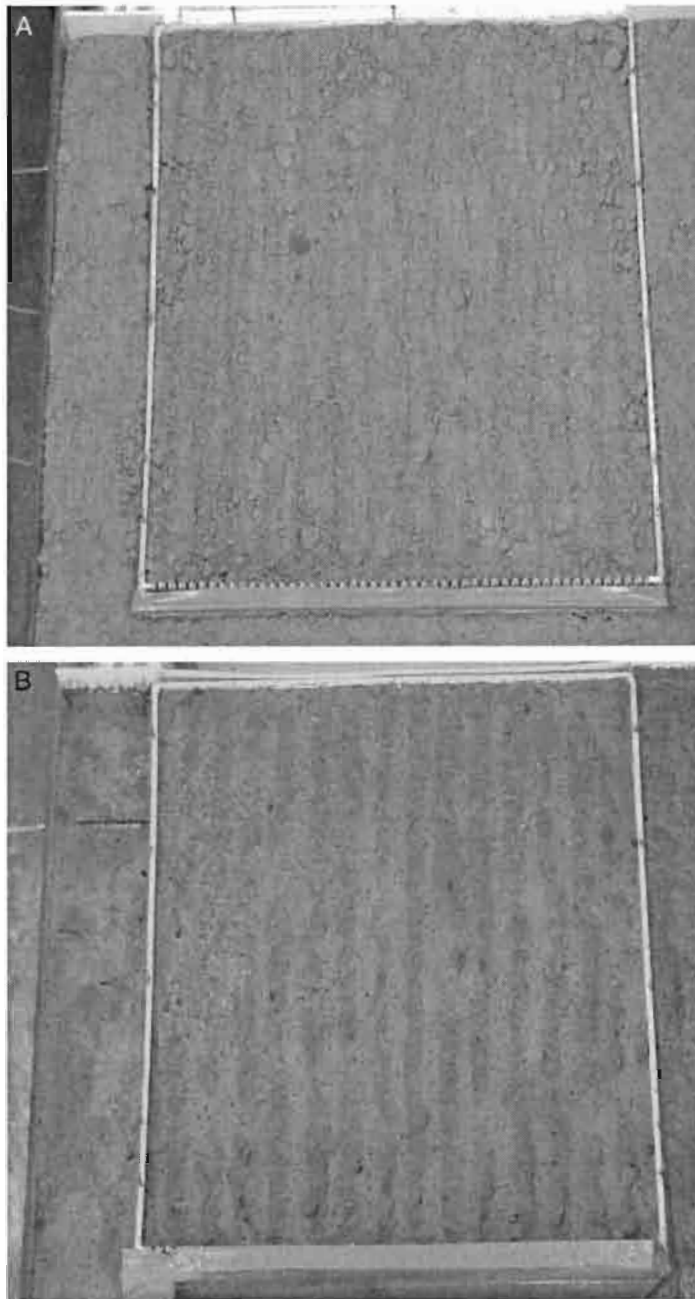


Figure 1. Soil and set-up used for the laboratory experiments, showing (A) the soil surface before rainfall and (B) the soil's surface after 1-hour of simulated rainfall at 70 mm h^{-1} . This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/journal/espl

Results

Field experiments

Surface runoff, sediment concentration and soil loss. Runoff began after 10 to 20 mm of cumulative rainfall (i.e. after 9 to 18 min; see Figure 3A). The runoff coefficient increased from its initial value (3–10 per cent) to reach an equilibrium stage within an hour. The mean value of the runoff coefficient during this stage was 52 per cent, with only



Figure 2. The field site, showing the soil's surface after 1 hour of simulated rainfall. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/journal/espl

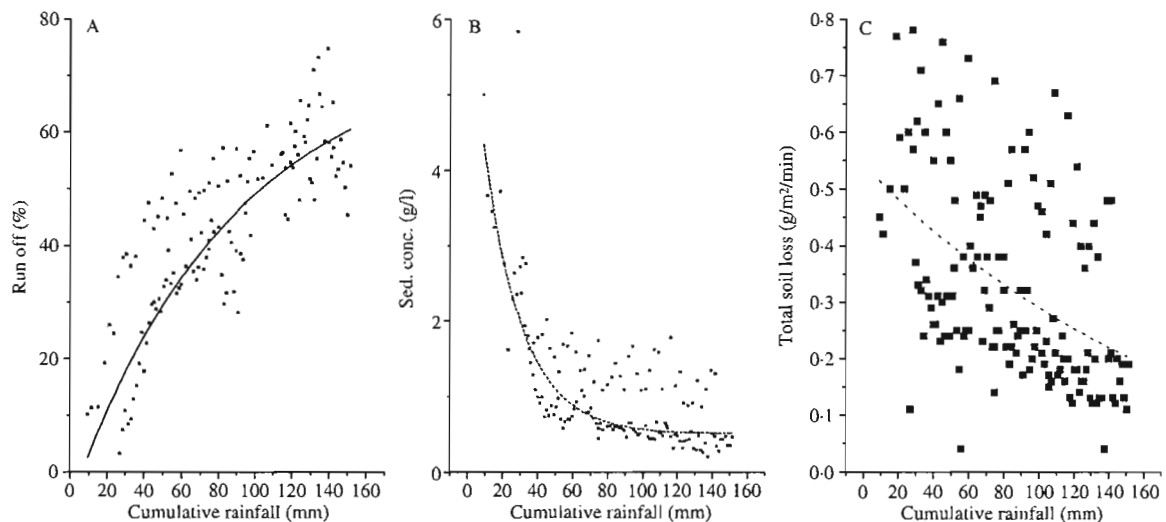


Figure 3. Results from the field experiments: temporal changes in (A) runoff coefficient, (B) sediment concentration and (C) total soil loss. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/journal/espl

small variations (± 10 per cent). Sediment concentration ranged from 0.5 to 6.0 g l⁻¹ (Figure 3B), with the highest values occurring during the early stages of runoff generation: sediment concentration showed a sharp and rapid decrease within the first hour of rainfall and it reached an equilibrium stage after 40 to 50 mm of cumulative rainfall (34 to 43 min), during which the mean value of the sediment concentration was 0.82 ± 0.40 g l⁻¹. Time series of total soil loss (Figure 3C) did not show a clear trend and had a notably wider scatter than the sediment concentration (compare Figure 3B and C).

Particle-size distribution of splashed and washed particles. MWD measurements of washed and splashed material are shown in Figure 4. Values for washed sediment ranged from 0.08 to 0.16 mm, while values for splashed particles collected at different locations of the experimental field ranged from 0.12 to 0.30 mm. Both washed particles and splashed material showed change in MWD values with time. However, all MWD values were lower than the MWD values of the soil matrix (mean 0.32 ± 0.02 mm). For the majority of the 20 sampling sites on the field plot, the mean size of collected splashed particles first increased to reach a maximum value closer to the mean size of the soil matrix: it then consistently decreased. For a minority of locations, the size of splashed particles remained constant or

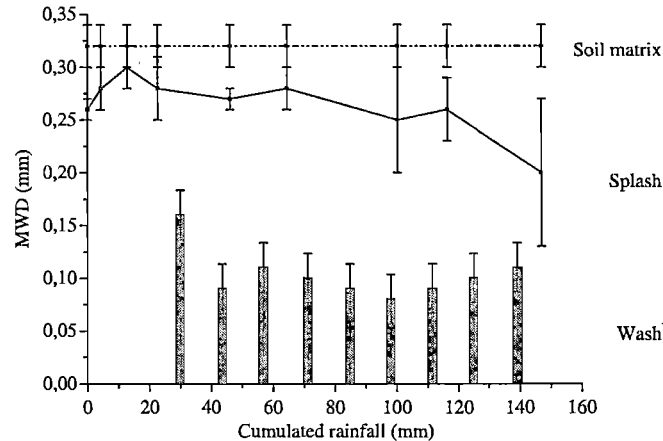


Figure 4. Results from the field experiments: mean weight diameter (MWD) of the soil matrix, splash-detached material, and washed particles. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/journal/esp1

increased to a value closer to that of the soil matrix. The mean size of the washed sediment decreased to reach its lowest value (0.08 mm) within an hour of the start of runoff. No significant variation in the MWD of washed particles was observed after this period.

Laboratory experiments

Surface runoff, sediment concentration and soil loss. Figure 5 shows, for the laboratory experiments, runoff, sediment concentration, and total soil loss by wash and by splash as a function of cumulative rainfall. Time to runoff generation was about 18 min, which means that runoff began (Figure 5A) after the soil surface received 21 mm of cumulative rainfall. The quantity of water running off from the surface increased markedly at first, within an hour reaching a steady-state condition with an equilibrium value of 55 to 65 per cent. Sediment concentration (Figure 5B) was characterized by a high initial value (32 g l^{-1}) and then a rapid decrease during the first hour of rainfall, when the runoff coefficient increased sharply. The final value of sediment concentration (i.e. measured at the end of the experiment) was about 8 g l^{-1} . This is ten times higher than the final value obtained for the field experiment. Total soil loss as a function of cumulative rainfall (Figure 5C) showed a rapid increase during the stage of marked increase of runoff then at the start of the equilibrium stage of runoff the total soil loss dropped; subsequently it increased slightly until *c.* 140 mm of rainfall had been applied, when it dropped again. During the equilibrium stage of runoff, total soil loss showed only minor variation ($\pm 0.3 \text{ g m}^{-2} \text{ min}^{-1}$). The initial rate of soil particles removed by splash (Figure 5D) was about $10 \text{ g m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. This value increased to a maximum of $13.5 \text{ g m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ before runoff started at the soil surface, and then declined steadily to reach a final value approximately half that of the initial one. The curve of the relative total splash detachment, i.e. the sum of particles caught on the board, and that of sediment concentration showed similar trends and are linearly correlated (Figure 6).

Particle-size distribution of splash and wash. Results of the size-distribution measurements of washed and splashed particles are shown in Figure 7. The MWD of the splashed particles collected at the top part of the experimental plot ranged from 0.21 to 0.32 mm. The temporal pattern of splash MWD was similar to that of the field experiments, in that the mean size of splashed particles first increased to reach a maximum value fairly close to that of the mean size of the soil matrix, then steadily decreased. MWD values of the washed sediment ranged from 0.13 to 0.29 mm. Time series of the MWD of washed particles showed no clear trend, except a slight decrease of MWD values during the last hour of rain. No significant difference in MWD values was observed between washed particles and splashed material.

Discussion

The dynamics of erosion processes: comparison between field and laboratory results

In this study, broadly similar dynamics of runoff generation were found in both field and laboratory experiments. Also, the dynamics of sediment concentration at the two scales of measurement were found to be equivalent, but with the

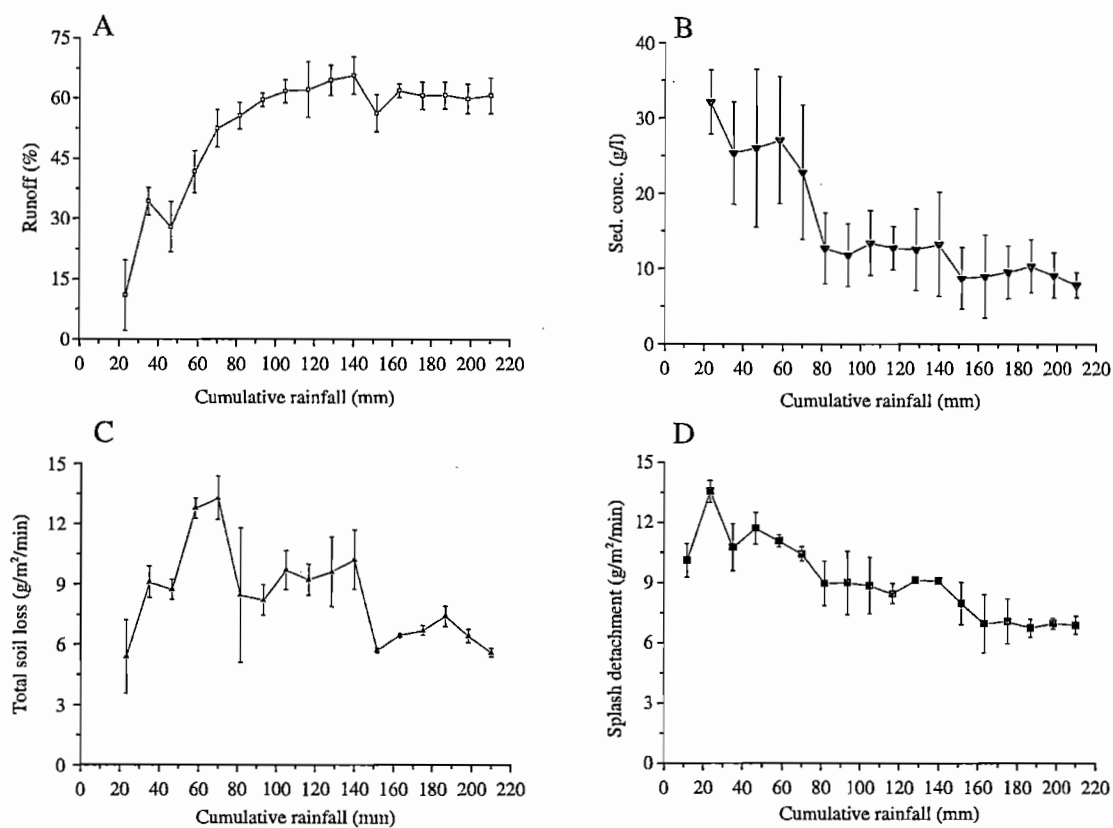


Figure 5. Results from the laboratory experiments: (A) runoff rates, (B) sediment concentration, (C) total soil loss rate and (D) splash detachment rate.

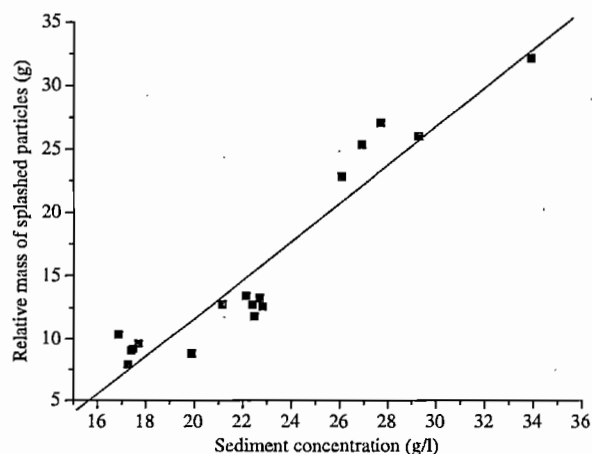


Figure 6. Sediment concentration and total mass of splashed particles for the laboratory experiments ($r^2 = 0.90$). This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/journal/espl

proviso that values obtained at the laboratory scale were five to ten times higher than their field-scale counterpart. Sediment concentrations were linearly correlated with the relative rate of splash, which thus can be considered to be an estimation of the rate of raindrop detachment (Parsons *et al.*, 1994), since the correlation between sediment concentration and detachment rate suggests that splash is the main process of particle detachment. The role of runoff in detachment in these experiments seems to be minor, since for both field and laboratory experiments no significant

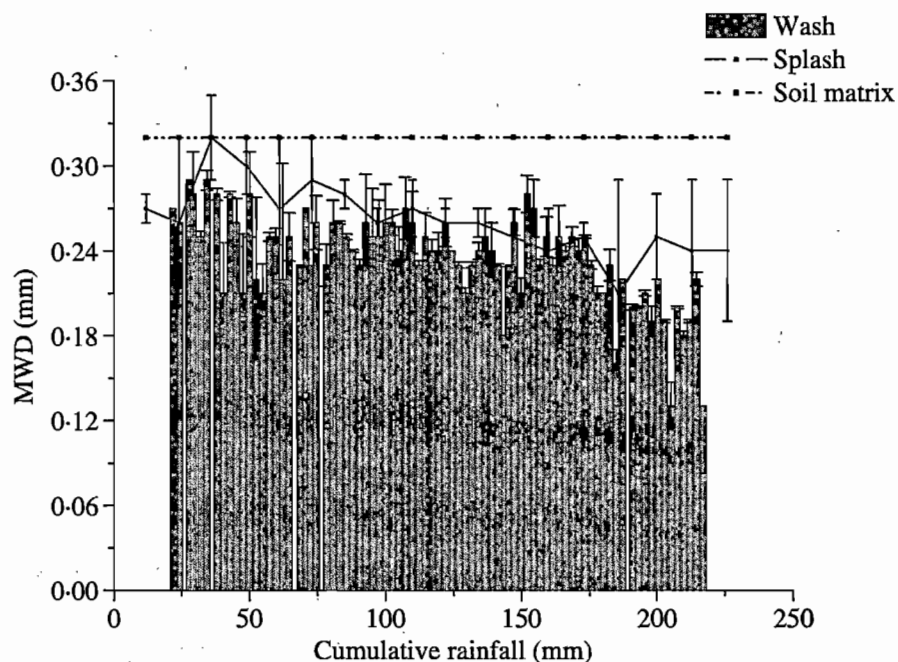


Figure 7. Results for the laboratory experiments: MWD of the soil matrix, the splash-detached material, and washed particles. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/journal/espl

relationship between runoff and sediment concentration was found. The rate of splash detachment is somewhat higher than the rate of total soil loss measured at the bottom of the experimental pan, also suggesting that raindrop impact plays a major role in detached-particle redistribution.

Visual observation of the soil surface during the experiments showed that a superficial crust readily formed at the soil surface at both scales. This high susceptibility to crusting, and crusting's relation to soil detachment, explains the observed trends of runoff response and sediment concentration. In general, a 'sieving crust' is the predominant type of crust found on sandy material from Sahelian environments (Valentin, 1995). During the early stage of formation of this type of crust, fine particles move into the upper few millimetres of the soil and progressively fill the space between coarse particles, so that finally a crust forms which is made up of a thin plasmic bottom layer composed of highly cohesive fine particles, a middle layer of fine sand, and a top layer of loose coarse sand (Valentin, 1995). The bottom plasmic layer produces a reduction in infiltration which explains the observed runoff increase. As well as a sieving crust, the development of an 'erosion crust' was also observed. An erosion crust is formed by the removal of superficial loose sand material by runoff (Valentin, 1995). Within 1 hour after the start of rainfall, most of the raindrop-impacted areas developed erosion crust features (Figure 1). The widespread occurrence of an erosion crust represents the final stage of soil-surface development on eroding soils of the type used in this study, and results in the steady runoff and equilibrium sediment concentration values observed here. The rapid decrease of sediment concentration towards an equilibrium stage can be explained by the decrease of particle detachment, caused by increased cohesion of soil particles and increased soil surface strength, that characterizes the crusting process (Luk and Cai, 1990). Temporal patterns of runoff and sediment concentration obtained in this study are consistent with results obtained elsewhere on soils that are susceptible to crusting (Miller and Baharuddin, 1987; Bradford *et al.*, 1987; Roth and Helming, 1992). The crust formation process may also contribute to the observed decrease of sediment concentration with time, since the early stage of crust formation, when finer particles are available and easily detachable, shows high initial values of sediment concentration both at field and laboratory scales.

Given the similarity of the dynamics of crusting, runoff generation and sediment concentrations in both laboratory and field experiments, it can be concluded that the balance between detachment processes was essentially identical at the two scales. However, the dynamics of total soil loss were notably different at the two scales. At the laboratory scale, the temporal pattern of total soil loss was related to variations in runoff. But at the field scale, soil loss data show a wide scatter with no obvious relationship with runoff. It appears that, at this scale, the dynamics of total soil loss depend not only on rates of soil detachment, but also on spatially varying factors such as patterns of overland flow: on the larger areas, flow paths are likely to be more complex, with consequent greater opportunity for redeposition

Table II. Average values of MWD for splashed and washed material during field and laboratory experiments

	Laboratory experiments		Field experiments	
	Splash	Wash	Splash	Wash
Minimum (mm)	0.21	0.13	0.12	0.08
Maximum (mm)	0.32	0.29	0.30	0.16

of transported sediment in microsinks within the field plot (cf. Favis-Mortlock *et al.*, 2000). Spatial variation in soil surface characteristics is also a probable factor (Parsons *et al.*, 1994). These factors also affect the size and the spatial distribution of eroded and redeposited sediment.

Size selectivity of the erosion processes: comparison between entrainment over long and short distance

Sediments collected in this study comprised only primary particles: no aggregates were found due to the weak structure of the sandy soil used. As mentioned previously, the MWD of eroded sediment was lower than that of the original soil matrix at both field and laboratory scales. However, the MWD of particles transported by wash was similar to that of particles detached by splash during the laboratory experiment, while during the field experiment the MWD of particles transported by wash was smaller than that of particles detached by splash (Table II). There was no significant difference in the size of particles detached by splash at field and at laboratory scales (Table II).

These results support previous studies which showed that interrill erosion processes preferentially transport particles finer than the soil matrix (Swanson *et al.*, 1965; Alberts *et al.*, 1980; Poesen and Savat, 1980, 1981; Meyer and Harmon, 1984; Miller and Baharuddin, 1987; Parsons *et al.*, 1991; Fahrenhorst and Bryan, 1995; Sutherland *et al.*, 1996; Wan and El-Swaify, 1998). Some of these studies also report differences in the size distributions of splash-detached material and of material transported by wash (Poesen and Savat, 1980, 1981; Parsons *et al.*, 1991; Sutherland *et al.*, 1996; Wan and El-Swaify, 1998).

However, in some respects our results differ from previous studies. For instance, unlike our laboratory results, Sutherland *et al.* (1996) and Wan and El-Swaify (1998) found particles detached by splash to be coarser than those removed by wash. The results of Wan and El-Swaify (1998) were obtained by an average of four rainfall intensities (45, 65, 90, 135 mm h⁻¹) for a given slope and those of Sutherland *et al.* (1996) were obtained by a rainfall intensity of 104 mm h⁻¹. A possible explanation of the difference between our result and that of Sutherland *et al.* (1996) and Wan and El-Swaify (1998) is difference in rainfall characteristics, since rain intensity affects sediment movement by runoff more than splash (Meyer, 1981). Furthermore, despite the higher rainfall intensity used by Sutherland *et al.* (1996), these authors obtained a runoff coefficient which was much lower than those reported in our study (26 per cent compared with 55 to 65 per cent). The large difference between the size of particles detached by splash and transported by wash observed by Sutherland *et al.* (1996) is likely to have resulted from their low runoff rate, which was not competent to transport the coarse particles detached by splash. In another study, by Wan and El-Swaify (1998), splash was directionally partitioned into upslope, lateral and downslope components. Because of force differences due to the inclined slope, particles moved by the upslope splash component were found to be significantly finer than particles moved by the downslope component. However the difference that Wan and El-Swaify (1998) found with a slope of 4 per cent is not sufficient to explain the apparent anomaly between their results and those noted here.

In contrast to the laboratory experiments of Sutherland *et al.* (1996) and Wan and El-Swaify (1998), in the study reported here the erosion processes were found to be detachment-limited at the laboratory scale, which means that the power of runoff is sufficient to carry all the soil detached by raindrops. This could be concluded from the relationship between the sediment concentration and the relative rate of mass of particle detached. In contrast, the erosion processes at the field scale are transport-limited, since the size of particles delivered by overland flow is finer than the size of the particles detached by splash. This suggests that the coarse fraction of particles detached by raindrops is deposited in microsinks within the plot. These results are consistent with those obtained at hillslope scale in Arizona by Parsons *et al.* (1991). These authors discussed the important role that deposition and re-detachment of soil particles can have in the evolution of hillslopes. The deposition and re-detachment of particles results in change of soil surface characteristics and can lead to intermittent sediment delivery by overland flow: this explains the high scatter of soil-loss results obtained during the field experiments. Thus the selectivity of erosion processes introduces an additional

limiting factor for soil erosion: the rate at which raindrops detach sediment of a size that the flow is competent to transport (Parsons *et al.*, 1991).

Conclusion

The present study compares the dynamics of soil-erosion processes, and the selective entrainment of detached particles, at laboratory and field scales. At both scales, detachment by raindrops was found to be the predominant erosion process. The temporal variability of this process was related to the dynamic development of surface structure and the high susceptibility to crusting of the sandy soil. Erosion processes at both scales were found to be size-selective, with a greater likelihood of eroding the finer particles from the original soil matrix. This selectivity was higher at the field scale compared to the laboratory scale, and suggests that the coarse fraction of particles detached by raindrops at field scale is deposited over the longer transport distances on this size of plot. Deposition and re-detachment of these particles results in change of soil-surface characteristics.

References

- Alberts EE, Moldenhauer WC, Foster GR. 1980. Soil aggregates and primary particles transported in rill and interrill flow. *Soil Science Society of America Journal* **44**: 590–595.
- Bradford JM, Huang C. 1993. Comparison of interrill soil loss for laboratory and field procedures. *Soil Technology* **6**: 145–156.
- Bradford JM, Ferris JE, Remley PA. 1987. Interrill soil erosion processes: I. effect of surface sealing on infiltration, runoff, and soil splash detachment. *Soil Science Society of America Journal* **51**: 1566–1570.
- Casenave A, Valentin C. 1985. *Les états de surface de la zone sahélienne: Influence sur l'infiltration*. ORSTOM Editions: Paris.
- Dunford D, King PJ. 1993. Experimental study of processes and particle-size distributions of eroded soil. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* **119**: 383–398.
- FAO. 1994. *World Reference Base for Soil Resources*. FAO: Rome.
- Farenhorst A, Bryan RB. 1995. Particle size distribution of sediment transported by shallow flow. *Catena* **25**: 47–62.
- Farmer EE. 1973. Relative detachability of soil particles by simulated rainfall. *Soil Science Society of America Proceedings* **37**: 629–633.
- Favis-Mortlock DT. 2002. Erosion by water. In *Encyclopedia of Soil Science*, Lal R (ed.). Marcel Dekker: New York; 452–456.
- Favis-Mortlock DT, Boardman J, Parsons AJ, Lascelles B. 2000. Emergence and erosion: a model for rill initiation and development. *Hydrological Processes* **14**(11–12): 2173–2205.
- Favis-Mortlock DT, Boardman J, MacMillan VJ. 2001. The limits of erosion modeling: why we should proceed with care. In *Landscape Erosion and Evolution Modeling*, Harmon RS, Doe WW III (eds). Kluwer Academic/Plenum Publishing: New York; 477–516.
- Ghadiri H, Rose CW. 1991. Sorbed chemical transport in overland flow: II. Enrichment ratio variation with erosion processes. *Journal of Environmental Quality* **20**: 634–641.
- Jetten V, de Roo APJ, Favis-Mortlock DT. 1999. Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models. *Catena* **37**: 521–541.
- 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.
- Luk SH, Cai QG. 1990. Laboratory experiments on crust development and rainsplash erosion of loess soils, China. *Catena* **17**: 261–267.
- Meyer LD. 1981. How rain intensity affects interrill erosion. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* **23**: 1472–1475.
- Meyer LD, Harmon WC. 1984. Susceptibility of agricultural soils to interrill erosion. *Soil Science Society of America Journal* **48**: 1152–1157.
- Meyer LD, Harmon WC, McDowell LL. 1980. Sediment sizes eroded from crop row sideslope. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* **23**: 891–898.
- Meyer LD, Line DE, Harmon WC. 1992. Size characteristics of sediment from agricultural soils. *Journal of Soil and Water Conservation* **47**: 107–111.
- Miller WP, Baharuddin MK. 1987. Particle size of interrill-eroded sediments from highly weathered soils. *Soil Science Society of America Journal* **51**: 1610–1615.
- Moore DC, Singer MJ. 1990. Crust formation effects on soil erosion processes. *Soil Science Society of America Journal* **54**: 1117–1123.
- Parsons AJ, Abrahams AD, Luk S-H. 1991. Size characteristics of sediment in interrill overland flow on a semiarid hillslope, Southern Arizona. *Earth Surface Processes and Landforms* **16**: 143–152.
- Parsons AJ, Abrahams AD, Wainwright J. 1994. Rainsplash and erosion rates in an interrill area on semi-arid grassland, Southern Arizona. *Catena* **22**: 215–226.
- Planchon O, Cadet P, Lapetite J-M, Silvera N, Esteves M. 2000. Relation between raindrop erosion and runoff erosion under simulated rainfall in the Sudano-Sahel: Consequences for the spread of nematodes by runoff. *Earth Surface Processes and Landforms* **25**: 729–741.
- Poesen J, Savat J. 1980. Particle-size separation during erosion by splash and runoff. In *Assessment of Erosion*, De Boedt M, Gabriels D (eds). 427–438. John Wiley & Sons Ltd: Chichester.

- Poesen J, Savat J. 1981. Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash. Part II: detachability and transportability measurements. *Catena* **8**: 19–41.
- Proffitt APB, Rose CW. 1991. Soil erosion processes. II. Settling velocity characteristics of eroded sediment. *Australian Journal of Soil Research* **29**: 685–695.
- Rose CW, Williams JR, Sander GC, Barry DA. 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.
- Roth CH, Helming K. 1992. Surface seal properties, runoff formation and sediment concentration as related to rainfall characteristics and the presence of already formed crusts. *Soil Technology* **5**: 359–368.
- Salles C, Poesen J. 1999. Performance of an optical spectro pluviometer in measuring basic rain erosivity characteristics. *Journal of Hydrology* **218**: 142–156.
- Sharma PP. 1996. Interrill erosion. In *Soil Erosion Conservation, and Rehabilitation*, Menachem A (ed.). Marcel Dekker: New York; 125–152.
- Sutherland RA, Wan Y, Ziegler AD, Lee C-T, El-Swaify SA. 1996. Splash and wash dynamics: an experimental investigation using an oxisol. *Geoderma* **69**: 85–103.
- Swanson NP, Dedrick AR, Weakly HE. 1965. Soil particles and aggregates transported in runoff from simulated rainfall. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* **8**: 437–440.
- Valentin C. 1995. Sealing, crusting and hardsetting soils in sahelian agriculture. In *Sealing, Crusting and Hardsetting Soils: Productivity and Conservation* So HB, Smith GD, Raine SD, Schafer BM (eds). Proc. the third crusting symp: Brisbane, Australia. 53–76.
- Wainwright J, Parsons AJ, Abrahams AD. 2000. Plot-scale studies of vegetation, overland flow and erosion interactions: case studies from Arizona and New Mexico. *Hydrological Processes* **14**: 2921–2943.
- Wan Y, El-Swaify SA. 1998. Characterising interrill sediment size by partitioning splash and wash processes. *Soil Science Society of America Journal* **62**: 430–437.
- Wilcox BP, Wood MK. 1989. Factors influencing interrill erosion from semiarid slopes in New Mexico. *Journal of Range Management* **42**(1): 66–70.
- Young RA. 1980. Characteristics of eroded sediment. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* **23**: 1139–1146.
- Young RA, Onstad CA. 1978. Characterisation of rill and interrill eroded soil. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* **21**: 1126–1130.

Effects of the inoculation of cyanobacteria on the microstructure and the structural stability of a tropical soil

Oumarou Malam Issa · Christian Défarge · Yves Le Bissonnais ·
Béatrice Marin · Odile Duval · Ary Bruand · Luigi Paolo D'Acqui ·
Sofie Nordenberg · Marcus Annerman

Received: 19 July 2006 / Accepted: 25 October 2006 / Published online: 8 December 2006
© Springer Science+Business Media B.V. 2006

Abstract Cyanobacteria are widespread photo-synthetic microorganisms among which some are able to fix atmospheric nitrogen. We investigated the impact of indigenous cyanobacteria strains (*Nostoc*) inoculation on physical characteristics of poorly aggregated soils from Guquka (Eastern Cape, South Africa). The soil aggregates (3–5 mm) were arranged into a layer of 10–20 mm thick, and

sprayed with cyanobacteria solution. Subsequently the inoculated and un-inoculated samples were incubated (30°C, 80% humidity, continuous illumination at $100 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Their micromorphological characteristics and aggregate stability were investigated, after 1, 2, 3, 4 and 6 weeks of incubation, by using high resolution Cryo-SEM and aggregate breakdown tests. Micromorphological investigations revealed that the surface of un-inoculated samples remained uncovered, while the inoculated samples were partially covered by cyanobacteria material after one week of incubation. A dense superficial network of cyanobacterial filaments and extracellular polymer secretions (EPS) covered their surface after 4 and 6 weeks of incubation. Organo-mineral aggregates comprising cyanobacterial filaments and EPS were observed after 6 weeks of incubation. The results of aggregate breakdown tests showed no significant difference between un-inoculated samples after 1, 2, 3, 4 or 6 weeks, while they revealed improvement of aggregate stability for inoculated samples. The improvement of aggregate stability appeared in a short while following inoculation and increased gradually with time and cyanobacteria growth. The increase in aggregate stability is likely related to the changes induced in micromorphological characteristics by cyanobacterial filaments and EPS. It reflects the effect of coating, enmeshment, binding and gluing of aggregates and isolated mineral particles by cyanobacteria material.

O. Malam Issa (✉) · B. Marin
Université de Reims Champagne-Ardenne,
GEGENA EA 3795, CREA 2 Esplanade Roland
Garros, 51100 Reims, France
e-mail: Oumarou.Malam-Issa@univ-reims.fr

C. Défarge · A. Bruand · S. Nordenberg
Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, U.M.R.
6113 C.N.R.S.–Université d'Orléans, 45067 Orleans
cedex 2, France

Y. Le Bissonnais
INRA LISAH (Laboratoire d'étude des Interactions
Sol-Agrosystème-Hydrosystème), Unité Mixte de
Recherche ENSA.M INRA-IRD Campus AGRO,
Bat. 24-2 place Viala, 34060 MONTPELLIER Cedex 1,
France

O. Duval · M. Annerman
INRA, Unité de Science du Sol, Centre de Recherche
d'Orléans, Avenue de la Pomme de Pin, 45160 Ardon,
France

L. P. D'Acqui
Istituto per lo Studio degli Ecosistemi ISE-CNR, Via
Madonna del Piano, 50019 Sesto Fiorentino, Italy

Our study presents new data demonstrating the improvement of soil physical quality in a few weeks after cyanobacteria inoculation. The interaction of the inocula and other biotic components is worthy of study before field application of cyanobacteria.

Keywords Cryo-SEM · Cyanobacteria · Inoculation · *Nostoc* · Organo-mineral aggregates · Structural stability

Introduction

Cyanobacteria are colonising microorganisms that are found throughout the world, in marine, freshwater and terrestrial environments. These organisms are remarkably well adapted to a wide range of environmental conditions. They are photosynthesizers and some of them are able to fix atmospheric nitrogen. Their cells are generally surrounded by a polysaccharide sheath or capsule able to hold water and to confer to cyanobacteria a great tolerance to desiccation (Whitton 1987). Their pigment equipment allows them to withstand high levels of ultraviolet irradiation (Campbell 1979; Whitton 1992). In arid environments they form the major component of microbiotic soil crusts, i.e., microbial communities including algae, lichens and bacteria that form centimetre-thick crusts at the surface of soil (Malam Issa et al. 1999).

The beneficial effects of cyanobacteria on soil physical properties in arid environments have been demonstrated through the study of microbiotic crusts (Isichei 1990; Pérez 1997; Williams et al. 1999; Malam Issa et al. 1999 and 2001a). The most abundant microbial constituents of microbiotic crusts are filamentous cyanobacteria that exert a mechanical effect on soil particles as they form a gluing mesh and bind soil particles on the surface of their polysaccharidic sheath material (Belnap 1993; Malam Issa et al. 1999; 2001a). Cyanobacteria also excrete extracellular polymeric secretions (EPS) mainly composed of polysaccharides (Decho 1990; Hu et al. 2003). Extracellular polymeric secretions ensure the role of binding agent of soil particles (Lynch and Bragg 1985). Microbiotic crusts thus lead to the formation of tough and entangled superficial

structures that improve the stability of soil surface and protect it from erosion (Malam Issa et al. 1999 and 2001a). Cyanobacterial sheaths and EPS also play a significant role in water storage due to the hygroscopic properties of polysaccharides (Decho 1990). They contribute to increased water retention capacity of soil (Verrecchia et al. 1995; Défarge et al. 1999). It has also been reported that cyanobacteria, as C and N fixers, can improve the nutrient content of soil in arid environments (Mayland and McIntosh 1966; Jeffries et al. 1992; Lange et al. 1994). As photosynthetic organisms they are the main primary producers, enriching the soil with organic matter and favouring biological activity (Lange et al. 1994). They also represent a potential source of nitrogen, which may be beneficial for forthcoming crop production (Rogers and Burns 1994; Zaady et al. 1998; Malam Issa et al. 2001b).

Given their beneficial effects on soil, cyanobacteria have been used as inoculants in attempts to improve soil structure, increase soil fertility or recover damaged soil crusts (Rao and Burns 1990a, b; Rogers and Burns 1994; Falchini et al. 1995; Zulpa de Caire et al. 1997; Ghosh and Saha 1997; Buttars et al. 1998; Fernandez Valiente et al. 2000; Acea et al. 2001; Hu et al. 2002, 2003; Pandey et al. 2005). Applied in rice or oil-seed rape cultivation cyanobacteria supplied soil with nutrient and significantly increased productivity (Watanabe and Yamamoto 1971; Stewart et al. 1979; Reynaud 1987; Rao and Burns 1990a, b; Ghosh and Saha 1997; Fernandez Valiente et al. 2000). The results obtained by Roger and Burns (1994) indicated significant increase of seedling emergence in soils inoculated with *Nostoc muscorum* compared to the un-inoculated soils. When used for recovering disturbance due to trampling, ploughing and wildfire, cyanobacteria promoted establishment of microbial population, increased organic matter and nutrient content and also soil stability (Ashley and Rushforth 1984; St. Clair et al. 1986; Johansen et al. 1994; Buttars et al. 1994, 1998; Acea et al. 2001, 2003).

Although many works have dealt with the use of cyanobacteria inoculation as soil conditioners, work on the short- and long-term changes following inoculation is needed. The work presented here is the first step of an EU project (Cyanosoils)

on the use of local strains of cyanobacteria to improve resilience and overall soil fertility in arid soils. The work is based on laboratory experiments and comparison between micromorphological characteristics and aggregate stability of inoculated and un-inoculated soil samples. It aims to improve our knowledge about the changes in soil microstructure and physical properties during the early stage following cyanobacteria inoculation into soil.

Materials and methods

The soil was collected from a site located in the Eastern Cape Province (South Africa) near the village of Guquka (32°39' S, 26°57' E), a rural settlement of about 130 households with arable and grazing lands.

Major textural characteristics of the soil are shown in Table 1. It is a cultivated ferruginous tropical soil classified as a Typic Plinthustalf (Soil taxonomy) and as a Ferric Luvisol soil in the FAO system (FAO 1994). The soil was chosen because of its low physical and chemical fertility, resulting from its inherently low organic content and its particle size (Table 1). The soil samples have a sandy clay loam texture, an acidic pH value and low total organic carbon (TOC) and nitrogen contents (Table 1). Values of mean weight diameter (MWD) ranged from 0.4 to 0.8 mm, which are characteristic of unstable soil sensitive to crust formation and sealing after rain (Bresson and Valentin 1994; Le Bissonnais 1996). After sampling, soil aggregates were air-dried and sieved between 3–5 mm, then stored in a cold room until they were inoculated with cyanobacteria.

The experiments of inoculation were performed using a strain of cyanobacterium belonging to the genus *Nostoc*. This strain was isolated from a tropical soil from Tanzania, another site studied during the Cyanosoils project. It was

selected because it showed a high growth rate both on culture medium and on soil, but also due to its ability to produce EPS and to fix nitrogen.

Soils aggregates were arranged in a layer of 1 cm thick in a plastic ring of 14 cm in diameter and 4 cm in height. One set of samples was inoculated by spraying their surface with a cyanobacteria solution containing 3 g l^{-1} of inoculum. Duplicate inoculated and un-inoculated samples were placed in an incubator where the temperature was maintained at 30°C, the relative humidity at 80% and the illumination at $100 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. The samples were maintained wet by regular spraying with deionised water and medium culture (BG 110). Both inoculated and un-inoculated samples were maintained in the incubator for 1, 3, 4, and 6 weeks. When incubation was complete, samples were first air-dried, and thereafter material from the upper 5 mm collected. Microscopic investigations of soil structure and aggregate stability measurements were simultaneously run for inoculated and un-inoculated samples.

The micromorphological characteristics of the selected samples were investigated with high resolution scanning electron microscope (Hitachi S-4200) equipped with a field emission gun and a dedicated cryopreparation system (Polaron LT 7400). The field emission gun allowed us to observe dry pieces of soil samples at low accelerating voltage (1 kV) without using any coating. The cryo-system was used to observe wet samples in a state close to field conditions. This technique offers the ability to visualise the natural surface of the living components of the inoculated samples (Défarge et al. 1999).

Stability measurements were performed in triplicate according to the method of Le Bissonnais (1996) using aggregates of 3–5 mm in size, obtained by sieving inoculated and un-inoculated samples. The method determines stability of aggregates by using a combination of three treatments, each corresponding to different wetting

Table 1 The main characteristics of the studied soil

Particle-size fraction			Aggregate stability MWD (mm)	pH	C (g/kg)	N (g/kg)	C/N
Clay	Silt (%)	Sand					
13.5	41.0	45.5	0.56	5.4	6.1	0.4	15.3

conditions and energy inputs: (i) the fast wetting was used to test the behaviour of dry soil samples subjected to rapid wetting events during spring or summer heavy rain storms; (ii) the slow wetting treatment, to test the behaviour of samples that are dry or with a low water content submitted to moderate rains. This test is less destructive than the rapid wetting and allows discrimination of very unstable soils; (iii) the wet stirring treatment tests the cohesion of the moist material independently of slaking. It was performed using a non-polar liquid miscible with water (ethanol) to avoid aggregates breakdown by slaking. A detailed description of the method is given by Le Bissonnais (1996), Attou et al. (1998) and Malam Issa et al. (2001a). After each treatment the particle size distribution of the resulting material was determined by a combination of wet- and dry-sieving. Aggregate stability was expressed by the resulting fragment size distribution in seven granulometric classes and by the value of the MWD calculated by the following formula:

$$MWD = \frac{\sum_1^7 \bar{x}_i w_i}{100}$$

with \bar{x}_i being the mean intersieve size and w_i the percentage of particles left on each sieve.

Multiple comparison tests (Tuckey's HSD) were used to test for significant differences in MWD values obtained for inoculated and un-inoculated samples after all treatments.

Results

Surface observations

The surface of un-inoculated samples comprised only mineral soil particles (Fig. 1A), whereas the inoculated samples comprised also *Nostoc* filaments and EPS produced by these cyanobacteria (Figs. 1B, 2–4). Comparison between inoculated samples incubated for 1, 4 and 6 weeks showed increase of the abundance of cyanobacteria material accompanied by gradual changes in micromorphological features. A partial cyanobacterial material cover or biofilm

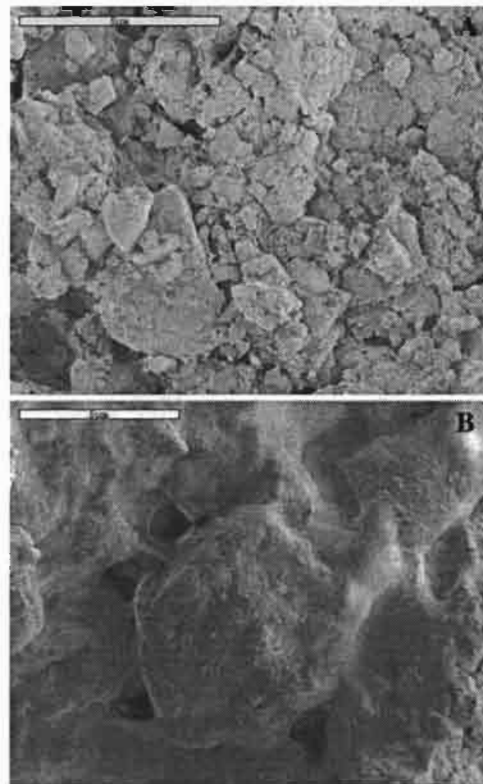


Fig. 1 SEM micrographs of the soil surface Comparison between inoculated and un-inoculated samples. **(A)** View of the surface of un-inoculated sample. Note that only mineral particles can be observed. **(B)** View of the surface of an inoculated sample. It is covered by an organic film. Note the extracellular polymer secretions in the interspaces between mineral particles

(composed of filaments and EPS) formed at the surface of samples inoculated for one week (Fig. 2A). The EPS material formed a discontinuous coating on the surface of isolated mineral particles (Fig. 2A). In some places EPS formed organic bridges linking together contiguous soil particles (Fig. 2). Samples inoculated for 4 and 6 weeks exhibited a densely-covered surface, resulting from the high development of cyanobacteria and the abundance of secreted material (Figs. 3 and 4). Cyanobacterial filaments and secreted material were closely associated and formed an intricate network (Fig. 3). They covered almost the entire surface of soil (Fig. 3A), tightly binding aggregates and particles (Figs. 3 and 4). The surface of samples inoculated for 6 weeks exhibited also organo-

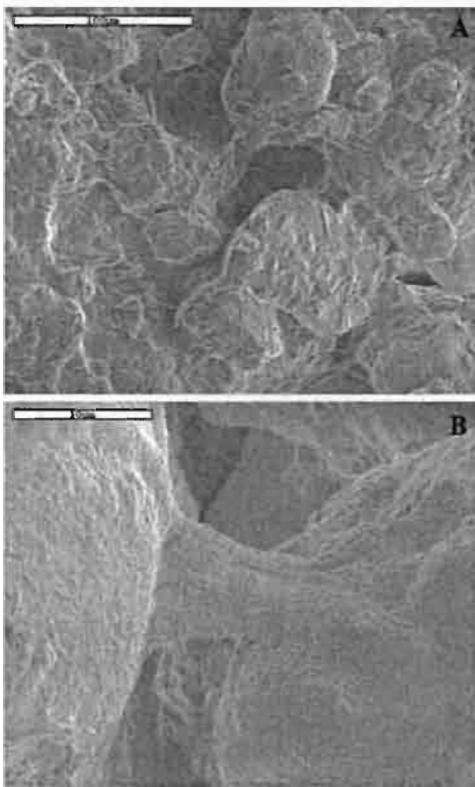


Fig. 2 SEM micrographs of the soil surface. Sample inoculated for one week. **(A)** General view showing a partial coating of isolated mineral particles by cyanobacterial filaments and EPS. Note the presence of organic bridges between soil mineral particles. **(B)** Close-up of an organic bridge between two mineral particles

mineral aggregates, 150–350 μm in diameter, comprising filaments and EPS (Fig. 4B).

Aggregate stability

Fragment size distribution

Figure 5 shows the fragment size distribution of material collected after the three tests of aggregate stability performed on un-inoculated and inoculated samples. The percentages of fragments larger than 2 mm (coarse fragments) and fragments smaller than 0.5 mm (fine fragments) in collected material reflected the resistance of soil samples against aggregate breakdown.

In Fig. 5A we present the fragment size distribution of material collected from un-inoculated samples. All the samples showed low resistance to aggregate breakdown, because the collected

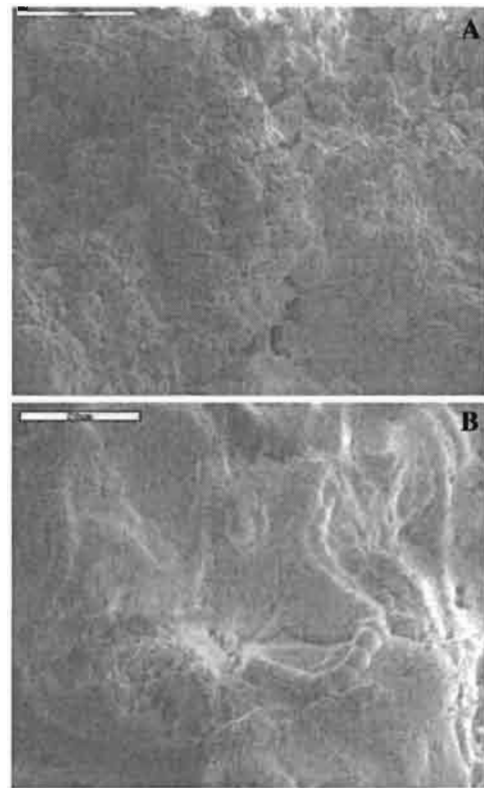


Fig. 3 SEM micrographs of the soil surface. Sample inoculated for 4 weeks. **(A)** General view of the surface. Note the biofilm that covers the surface and binds together soil particles. **(B)** Close-up of the biofilm formed of extracellular polysaccharide secretions associated with *Nostoc* filaments exhibiting recognizable individual cells

material comprised more fine fragments (58–88%) than coarse fragments (3–31%). Material collected after wet stirring contained 3–10% of coarse fragments and 82–88% of fine fragments. This test induced higher aggregate breakdown than the fast and slow wettings, that produced more coarse fragments (16–30%) and less fine fragment (58–79%).

In Fig. 5B we present the fragments size distribution of material collected after testing inoculated samples. Inoculated samples incubated for 2–6 weeks are more resistant than un-inoculated samples as they produced more coarse fragments and less fine fragments. The lowest resistance to stability tests was obtained with inoculated samples incubated for 2 weeks; the percentages of >2 mm and <0.5 mm fragments are 3–38% and 52–86% respectively. The greatest resistance is shown by inoculated

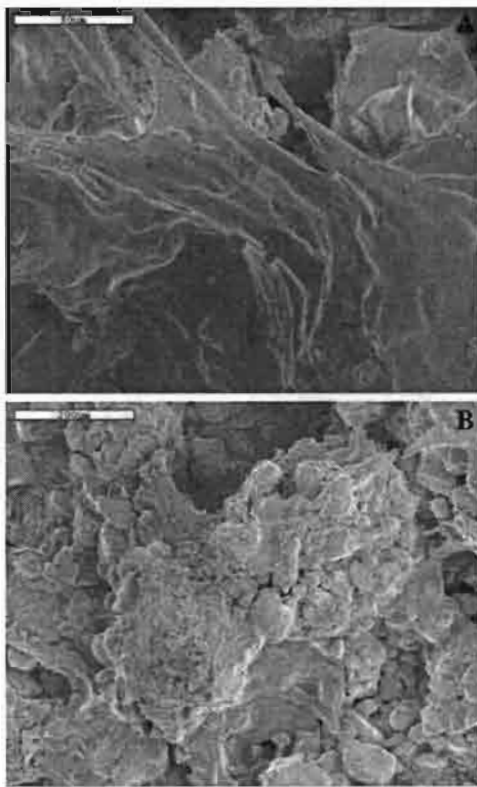


Fig. 4 SEM micrographs of the soil surface. Samples inoculated for 6 weeks. **(A)** View of the biofilm covering the surface of soil. **(B)** View of an organo-mineral aggregate of extracellular polysaccharide secretions and mineral particles

samples incubated for 6 weeks, as the materials collected after their treatments contained 17–47% of fragments smaller than 0.5 mm and 48–78% of fragments larger than 2 mm. Samples inoculated for one week showed the same behaviour as the bulk of un-inoculated samples; 78–94% of the collected material after all treatments occurred within <0.5 mm size range (Fig. 5B).

Regardless the time of incubation, the highest disaggregation was obtained with the wet stirring test of stability. This test produced relatively low amount of coarse fragments (3–48%) and high amount of fine fragments (47–88%) compare to fast and slow wettings (29–78% of coarse fragments, 17–66% of fine fragments). Samples inoculated for 4 and 6 weeks showed a significant resistance to the wet stirring, the most destructive test. The material collected after wet stirring test contained 12–48% of coarse fragments on these

samples compared with 1–4% in material collected from samples inoculated for 1, 2 and 3 weeks.

Mean weight diameter

Figure 6 shows the mean weight diameter of collected particles after the three tests of aggregate stability performed on un-inoculated and inoculated samples. These results are consistent with those indicated by fragment size distributions. MWD of the un-inoculated samples ranged between 0.72–0.90 mm, 0.77–1.29 mm and 0.28–0.52 mm, respectively, after fast-, slow-wetting and wet stirring (Fig. 6A). The highest value was recorded for the 6-weeks incubated samples after slow wetting. Values obtained after the fast wetting treatments were not significantly different according to the multiple comparison test (95% Tukey's HSD). The mean value of the three tests showed no significant increase of aggregate stability between the different stages of incubation. Mean weight diameter values for inoculated samples, except those incubated for one-week, ranged between 1.14–2.34 mm, 1.25–2.81 mm and 0.31–1.77 mm, respectively after fast-, slow-wetting and wet stirring (Fig. 6B). These values revealed a significant increase in aggregate stability after two weeks of cyanobacterial growth for fast and slow wetting tests and after four weeks of incubation for wet stirring test (Fig. 6B). There was a significant difference in MWD between inoculated and un-inoculated samples for both the fast and slow wetting tests. For the wet stirring tests only MWD of 4 and 6-weeks inoculated samples were significantly different from those of un-inoculated samples ($P = 0.05$).

Discussion

Results of stability measurements reported here showed that the strain of *Nostoc* inoculated into soil increases the resistance of soil aggregates to breakdown. The rate of aggregate stability increase was higher than those reported in the literature. In a similar experience Bailey et al. (1973) obtained an increase of water stability of aggregates by 14% after 6 weeks following inoculation. Rogers and Burns (1994) and Zulpa de

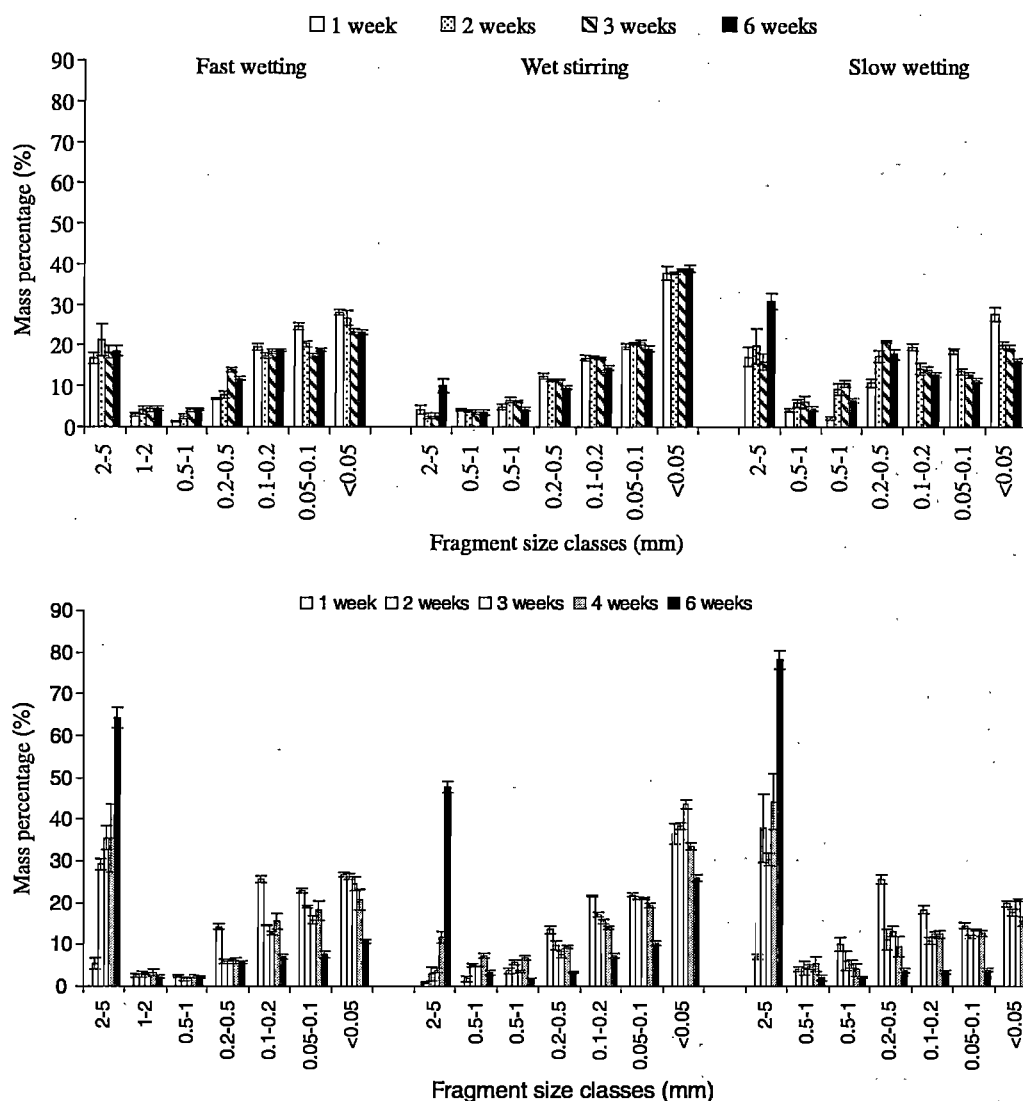


Fig. 5 Fragment size distributions of soil aggregates after the three testing treatments (Values represent mean of triplicate measurements). (A). Comparison of tests results

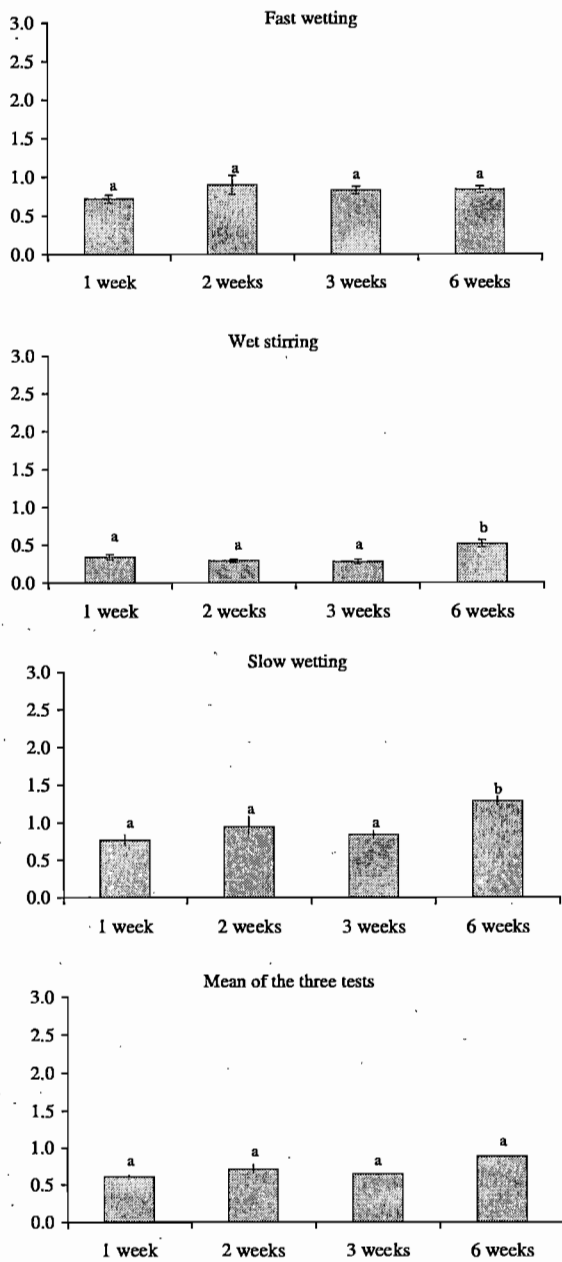
for un-inoculated samples incubated for 1, 2, 3 and 6 weeks (B). Comparison of tests results for samples inoculated and incubated for 1, 2, 3, 4 and 6 weeks

Caire et al. (1997) reported an increase in aggregate stability of respectively 18% in average after 300 days and 66% after 365 days following inoculation of *Nostoc muscorum* into soil. Our results indicate an increase in aggregate stability by two to four times compared to that of un-inoculated samples 6 weeks following inoculation. From the second week of inoculation a high resistance to breakdown caused by fast- and slow-wettings was recorded, and after 6 weeks aggregates proved to resist even the wet stirring, the most destructive wetting treatment that simulates the rain drop impact. The aggregate stability values obtained

after 6 weeks of cyanobacterial growth were similar to those of very stable soil material using the scale of erodibility described by Le Bissonnais (1996). These values are in the same range as those obtained on microbiotic soil crusts undisturbed for 4 years (Malam Issa et al. 2001a).

The resistance of inoculated soil aggregates to breakdown is likely related to the changes induced in micromorphological characteristics by cyanobacterial filaments and EPS. Similar to what has been observed in microbiotic soil crusts (Cameron and Devaney 1970; Belnap and Gardner 1993; Défarge et al. 1999; Malam Issa et al.

A Un-inoculated



B inoculated

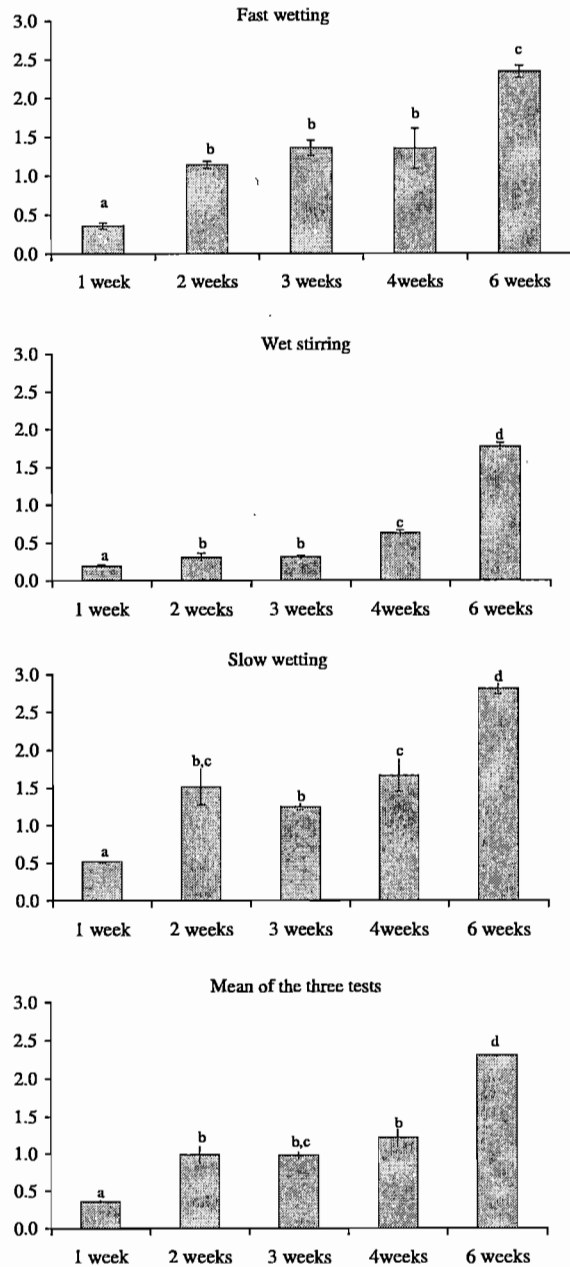


Fig. 6 Values of the Mean Weight Diameter (mean of triplicate measurements), (A) un-inoculated samples incubated for 1, 2, 3 and 6 weeks. (B) Inoculated samples incubated since 1, 2, 3, 4 and 6 weeks. Values represent

mean of three measurements. Values with the same letter are not significantly different, according to the multiple comparison test (95% Tukey HSD)

1999, 2001a), micrographs of inoculated samples show how soil particles and inoculated cyanobacteria material are bound together (Figs. 2–4). From the first week following the inoculation, cyanobacteria and abundant EPS formed a discontinuous coating over the surface of isolated

mineral particles and in some places an organic-bridge between contiguous soil particles (Fig. 2). However these changes were not accompanied by improvement in aggregate stability. Moreover, aggregate stability lower than that of un-inoculated samples was recorded (Fig. 6). Perhaps this

is due to the fact that spraying of inocula leads to aggregate breakdown and particle dispersion, and the aggregation of those dispersed particles took more than one week to reappear. After 4–6 weeks following inoculation a densely covered surface and an intricate network of filaments resulted from further development of cyanobacteria and secretion of EPS (Figs. 3 and 4). That leads first to coating, enmeshment and then binding of soil particles and aggregates. This stage was followed by building up of soil particles into organo-mineral aggregates by 6 weeks following inoculation of cyanobacteria into soil material. These features due to the intertwining disposition of cyanobacterial filaments, their gluing effect and the coalescence of EPS were also described in microbiotic soil crusts (Marathe 1972; Campbell 1979; Malam Issa et al. 1999, 2001a). They are responsible of the resistance of inoculated sample aggregates to breakdown by fast and slow wetting. The behaviour of the 6-week inoculated samples after the wet stirring test is likely related to the presence of organo-mineral aggregates.

Our results constitute a preliminary study of soil fertility prior to inoculation of some strains of cyanobacteria. They demonstrated the growth and proliferation of the selected cyanobacteria, their ability to produce EPS, and the improvement of soil aggregate stability. Size and stability of aggregates changed shortly after inoculation, and gradually increased with time and cyanobacteria growth. About 6 weeks were required to obtain stability values similar to that of undisturbed microbiotic soil crusts. Compared to the time required for a full and natural recovery of disturbed microbiotic crusts, i.e. 2–100 years (Cole 1990; Johansen et al. 1993; Belnap 1993). Our results showed that inoculation can increase the rate of recovery of disturbed soils. As stated by Warren (2001), subsequent improvement of water infiltration could result from cyanobacteria inoculation because stable aggregate render soil surfaces less sensitive to sealing and crusting.

The ultimate objective of the work was to increase favourable substrates for seed germination and plant growth by field inoculation of cyanobacteria. However, more information is

needed. For example, the influence of other microbes on soil physical characteristics should be considered, since compounds excreted as metabolites and organic matter through death and decay of inoculated cyanobacteria stimulate proliferation of algae, bacteria, fungi, and actinomycetes (Rogers and Burns 1994; Acea et al. 2001, 2003). The interaction of the inocula and other biotic components requires field study prior to any field application of cyanobacteria.

Acknowledgements This work formed part of CYANOSOILS project funded by European Union, contract no. ICA4-CT-2001-10058. The authors gratefully acknowledge H. Gaillard, B. Renaux and A. Richard for their skilled technical assistance.

References

- Acea MJ, Diz N, Prieto-Fernandez A (2001) Microbial populations in heated soils inoculated with cyanobacteria. *Biol Fertil Soils* 33:118–125
- Acea MJ, Prieto-Fernández A, Diz-Cid N (2003) Cyanobacterial inoculation of heated soils: effect on microorganisms of C and N cycles and on chemical composition in soil surface. *Soil Biol Biochem* 35:513–524
- Attou F, Bruand A, Le Bissonnais Y (1998) Effect of clay content and silt-clay fabric on stability of artificial aggregates. *Eur J Soil Sci* 49:569–577
- Ashley J, Rushforth SR (1984) Growth of soil algae on top soil and processed oil shale from the Uintah Basin Utah USA. *Reclam Reveg Res* 3:49–63
- Bailey D, Mazurak AP, Rosowski JR (1973) Aggregation of soil particles by algae. *J Phycol* 9:99–101
- Belnap J (1993) Recovery rates of cryptobiotic crusts: inoculant use and assessment methods. *Great Basin Nat* 53:89–95
- Belnap J, Gardner JS (1993) Soil microstructure in soils of the Colorado Plateau: the role of the cyanobacterium *Microcoleus vaginatus*. *Great Basin Nat* 53:40–47
- Bresson LM, Valentin C (1994) Soil surface crust formation: contribution of micromorphology. In *Soil micromorphology: studies in management and genesis*. AJ Ringrose-Voase and GS Humphreys (eds). pp. 737–762. *Developments in Soil Science* 22, Elsevier, Amsterdam.
- Buttars SA, St. Clair LL, Johansen JR, Warren S, Pendleton B (1994) Stabilization of damaged soil crust communities using cyanobacterial amendments: greenhouse studies. *Am J Bot* 81(6):106
- Buttars SM, St. Clair LL, Johansen JR, Sray JC, Payne MC, Webb BL, Terry RE, Pendleton BK, Warren SD (1998) Pelletized cyanobacterial soil amendments: laboratory testing for survival, escapability, and nitrogen fixation. *Arid Soil Res Rehab* 12:165–178

- Cameron RE, Devaney JR (1970) Antarctic soil algal crusts; scanning electron and optical microscope study. *Trans Amer Microsc Soc* 89:264–273
- Campbell SE (1979) Soil stabilization by prokaryotic desert crust: implications for precambrian land biota. *Origin Life* 9:335–348
- Cole DN (1990) Trampling disturbance and recovery of cryptogamic soil crusts in Grand Canyon National Park. *Great Basin Nat* 50:321–325
- Decho AW (1990) Microbial exopolymer secretions in ocean environments: their role(s) in food webs and marine processes. *Oceanogr Mar Biol* 28:73–153
- Défarge C, Malam Issa O, Trichet J (1999) Apports du cryo-microscope électronique à balayage à émission de champ à l'étude des matières organiques et des relations organo-minérales naturelles II- Application aux croûtes microbiotiques des sols. *CR Acad Sci II A* 328:591–597
- Falchini L, Sparvoli E, Tomaselli L (1995) Effect of *Nostoc* (Cyanobacteria) inoculation on the structure and stability of clay soils. *Biol Fertil Soils* 23:346–352
- FAO (1994) World reference base for soil resources. FAO, Rome, Italy, pp. 161
- Fernandez Valiente E, Ucha A, Quesada A, Leganes F, Carreres R (2000) Contribution of N_2 fixing cyanobacteria to rice production: availability of nitrogen from ^{15}N -labelled cyanobacteria and ammonium sulphate to rice. *Plant Soil* 221:107–112
- Gosh TK, Saha KC (1997) Effects of inoculation of cyanobacteria on nitrogen status and nutrition of rice (*Oryza sativa* L.) in an Entisol amended with chemical and organic sources of nitrogen. *Biol Fertil Soils* 24:123–128
- Hu C, Liu Y, Song L, Zhang D (2002) Effect of desert soil algae on the stabilisation of fine sands. *J Appl Phycol* 14:281–292
- Hu C, Liu Y, Paulsen BS, Petersen D, Klaveness D (2003) Extracellular carbohydrate polymers from five desert soil algae with different cohesion in the stabilisation of fine sand grain. *Carbohydr Polym* 54:33–42
- Isichei AO (1990) The role of algae and cyanobacteria in arid lands: a review. *Arid Soil Res Rehab* 4:1–17
- Jeffries DL, Klopatek JM, Link SO, Bolton Jr H (1992) Acetylene reduction by cryptogamic crusts from a blackbrush community as related to resaturation and dehydration. *Soil Biol Biochem* 24:1101–1105
- Johansen JR, Ashley J, Rayburn R (1993) Effects of range fire on soil algal crusts in semiarid shrub-steppe of the lower Columbia Basin and their subsequent recovery. *Great Basin Nat* 53:73–88
- Johansen JR, Kasper K, St. Clair LL, Warren S, Pendleton B (1994) Stabilization of damaged soil crust communities using cyanobacterial amendments: development of inocula and field testing. *Am J Bot* 81(6):108
- Lange OL, Meyer A, Zellner H, Heber U (1994) Photosynthesis and water relations of lichen soil crusts: field measurements in the coastal fog zone of the Namib Desert. *Funct Ecol* 8:253–264
- Le Bissonnais Y (1996) Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I Theory and methodology. *Eur J Soil Sci* 47:425–437
- Lynch JM, Bragg E (1985) Microorganisms and aggregate stability. In *advances in Soil Sciences*, Springer-Verlag, New York, pp. 134–170
- Malam Issa O, Trichet J, Défarge C, Couté A, Valentin C (1999) Morphology and microstructure of microbiotic soil crusts on a tiger bush sequence (Niger, Sahel). *Catena* 37:175–196
- Malam Issa O, Le Bissonnais Y, Défarge C, Trichet J (2001a) Role of a microbial cover on structural stability of a sandy soil in Sahelian part of western Niger. *Geoderma*. 101:15–30
- Malam Issa O, Stal JL, Défarge C, Couté A, Trichet J (2001b) Nitrogen fixation by microbial crusts from desiccated Sahelian soils (Niger). *Soil Biol Biochem* 33:1425–1428
- Marathe K (1972) Role of some blue-green algae in soil aggregation. In: Desikachary (ed) *Taxonomy and biology of Blue-Green algae*. Bangalore press, India, pp 328–331
- Mayland HF, McIntosh T H (1966) Availability of biologically fixed atmospheric nitrogen-15 to higher plants. *Nature* 209:421–422
- Pandey KD, Shukla PN, Giri DD, Kashyap AK (2005) Cyanobacteria in alkaline soil and the effect of cyanobacteria inoculation with pyrite amendments on their reclamation. *Biol Fert Soils* 41:451–457
- Pérez FL (1997) Microbiotic crusts in the high equatorial Andes, and their influence on paramo soil. *Catena* 31:173–198
- Rao DLN, Burns RG (1990a) The effect of surface growth of blue-green algae and bryophytes on some microbiological, biochemical, and physical soil properties. *Biol Fert Soils* 9:239–244
- Rao DLN, Burns RG (1990b) Use of blue-green algae and bryophyte biomass as a source of nitrogen for oil-seed rape. *Biol Fert Soils* 10:61–64
- Reynaud PA (1987) Ecology of nitrogen-fixing cyanobacteria in dry tropical habitats of west Africa: a multivariate analysis. *Plant Soil* 98:203–220
- Rogers SL, Burns RG (1994) Changes in aggregate stability, nutrient status, indigenous microbial populations and seedling emergence, following inoculation of soil with *Nostoc muscorum*. *Biol Fert Soils* 18:209–215
- St Clair LL, Johansen JR, Webb B (1986) Rapid stabilization of fire-disturbed sites using a soil crusts slurry: inoculation studies. *Reclam Reveg Res* 4:261–269
- Stewart WDP, Rowell P, Ladha JK, Sampaio MJAM (1979) Blue-green algae (cyanobacteria). Some aspects related to their role as source of fixed nitrogen in paddy soils. *Plant Soil* 57:137–142
- Verrecchia E, Yair A, Kidron GJ, Verrecchia K (1995) Physical properties of the psammophile cryptogamic crust and their consequences to the water regime of sandy soils, north-western Negev desert, Israël. *J Arid Envir* 29:427–437
- Warren SD (2001) Biological soil crusts and hydrology in North American deserts. In: Belnap J, Lange OL (eds) *Biological soil crusts: structure, function, management*. Springer, Berlin, Germany, pp 327–337

- Watanabe A, Yamamoto Y (1971) Algal nitrogen fixation in the tropics. *Plant Soil special volume*, 403–413
- Williams JD, Dobrowolski JP, West NE (1999) Microbiotic crust influence on unsaturated hydraulic conductivity. *Arid Soil Res Rehab* 13:145–154
- Whitton BA (1987) Survival and dormancy of blue-green algae. In: Henis Y (ed) *Survival, dormancy of microorganisms*. Wiley, New York, pp 109–167
- Whitton BA (1992) Diversity, ecology and taxonomy of the cyanobacteria. In Mann NH, Carr NG (eds) *Photosynthetic Prokaryotes*. Plenum Press, New York. pp 1–51
- Zaady E, Groffman P, Shachak M (1998) Nitrogen fixation in macro- and microphytic patches in the Negev Desert. *Soil Biol Biochem* 30:449–454
- Zulpa de Caire G, Storni de Cano M, Zaccaro de Mulé MC, Palma RM, Colombo K (1997) Exopolysaccharides of *Nostoc muscorum* (Cyanobacteria) in the aggregation of soil particles. *J Appl Phycol* 9:249–253