

土壌の物理性

第88号

2001年10月

巻頭言	宮崎 毅	1
論文		
泥炭土の透水性および保水性について —美唄湿原地帯の土壌物理性(Ⅱ)—	井本 博美・宮崎 毅・斎藤 広隆・中野 政詩	3
植生帯を用いた畑地土壌の流出負荷制御	上野 貴司・三原真智人・J.S. ARUN・土器屋由紀子	11
土壌中の水分・溶質移動解析への汎用 PDE ソルバーの適用	登尾 浩助	19
Application of Electromagnetic Technique to Identify Recharge and Discharge Areas for Reforestation in Northeastern Thailand	C. DISSATAPORN, H. NARIOKA, P. YAMCLEE and S. ARUNIN	27
北海道上川地方の堅密固結性土壌に対するオープナー式有材心土改良耕の効果	横井 義雄・北川 巖・後藤 英次・田丸 浩幸	37
心土破砕が傾斜畑の表面流出量と圧力水頭・地温に与える影響	諸泉 利嗣・佐藤 裕一・佐藤 幸一・三浦 健志	45
Effect of Roots on Formation of Internal Fissures in Clayey Paddy Soil during Desiccation	S.YOSHIDA and K.ADACHI	53
会務報告		61
編集後記		63

土 壌 物 理 学 会

土壌物理学学会会則

- 第1条 本学会は土壌物理学学会 (Japanese Society of Soil Physics) と称する。
- 第2条 本学会は土壌物理に関する研究の進歩と普及を図り、農業技術及び環境科学の発展に貢献することを目的とする。
- 第3条 本学会はその目的を達成するために次の事業を行う。
- (1) 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
 - (2) 学会誌「土壌の物理性 (Journal of the Japanese Society of Soil Physics)」並びにその他の印刷物の発行
 - (3) 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
 - (4) その他、本学会の目的を達成するために必要な事業
- 第4条 本学会の会員は、正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種とする。会員となるには、評議員会の承認を受けなければならない。退会するには、その旨を本学会に書面により届け出なければならない。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- | | | |
|------|----|--------|
| 正会員 | 年額 | 5,500円 |
| 学生会員 | 年額 | 3,000円 |
- (大学院生を含む)
- | | | |
|------|--------|---------|
| 賛助会員 | 一口年額 | 22,500円 |
| 購読会員 | 会誌年額 | 7,500円 |
| 広告料 | 賛助会員 | 15,000円 |
| | 賛助会員以外 | 22,500円 |
- 第6条 本学会に次の役員をおく。任期は2年とする。ただし、3期連続の重任は認めない。選出方法は次による。
- (1) 会長1名、副会長1名、編集委員長1名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (2) 評議員
イ 15名 正会員の中から互選する。
ロ 3名以内を会長が正会員の中から委嘱する。
 - (3) 会計監査 2名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (4) 幹事 若干名
若干名の庶務、会計、編集の幹事を会長が委嘱する。
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
- (1) 総会は本学会の最高議決機関であって、事業計画、予算・決算、会則の変更等を決定する。総会は正会員及び学生会員で構成される。
 - (2) 評議員会は、会員の選挙によらない役員を選出、総会議案、その他の重要事項を検討する。評議員会の議長は会長がこれにあたる。
 - (3) 総会及び評議員会の議決は委任状を含む多数決とする。ただし、会則の変更は、総会出席者の3分の2以上の賛成を要する。
- 第8条 本学会の会務は、評議員会及び総会の議を経て、会長、副会長、編集委員長及び幹事がこれを執行する。会務執行に必要な規程は別に定める。
- 第9条 本学会に次の委員会をおく。
- (1) 選挙管理委員会
正会員の中から評議員会によって選出され、本学会の評議員選挙を管理する。
 - (2) 編集委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会誌その他の印刷物の編集に当たる。
- 第10条 本学会の経費は会費その他の収入を持ってあてる。本学会の会計年度は毎年4月1日に始まり翌年3月31日に終わる。
- 附則 (1) 本学会の連絡先は、これを当分の間次に置く。
〒113-8657 東京都文京区弥生1-1-1
東京大学大学院 農学生命科学研究科
生物・環境工学専攻 環境地水学研究室内
- (2) 本会則は、1999年4月1日より施行する。
(2001. 11. 20 改正)

「土壌の物理性」投稿規定

1. 著者のうち少なくとも1人は本学会会員でなければならない。ただし編集委員会が依頼した場合はこの限りではない。
2. 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は、「論文」および「研究ノート」については2名、その他は1名の閲読者を選んで閲読を依頼する。
3. 投稿原稿の区分は下記による。
 - 1) 「論文」(Original papers): 独創性があり、土壌の物理性に関する研究および技術の進歩に寄与すると見なされるもの。一編ごとに論文としての構成を整えていて、他誌に未発表のものに限る。和文原稿には250 words以内の英文 Abstract を、英文原稿には500字以内の和文要旨をつけること。
 - 2) 「研究ノート」(Notes): 土壌の物理性に関する新しい事実や研究方法の改良などの短い報告で、独創性があり他誌に未発表のもの。和文原稿には125 words以内の英文 Abstract を、英文原稿には250字以内の和文要旨をつける。
 - 3) 「総説」(Reviews): 土壌の物理性に関する主題について、それまでの研究を総括し、今後の発展方向を展望するもの。
 - 4) 「解説」(Lectures): 土壌の物理性に関する諸事項の理解を計るための平易な解説、ならびに研究技術の普及交換を進めるための紹介など。
 - 5) 「研究紹介」(My research): 現在行っている研究、他の学会誌等に掲載された論文、研究上の工夫などについての平易な紹介。
 - 6) 「資料」(Miscellaneous): 広く会員の参考となる報告や情報。
 - 7) 「土粒子」(Readers' column): 「土壌の物理性」周辺のことについての随想や意見など。
 - 8) 「書評」(Book reviews)
4. 投稿原稿は刷り上がり6ページ以内とし、それを越える場合には1ページあたり9,000円を著者負担とする。また、カラー印刷の場合は実費を著者負担とする。

5. 依頼原稿として「巻頭言」(Foreword), 「講座」(Lecture series) をおく。「講座」は「解説」と本質的な違いはないが, 特に編集委員会が企画して複数回にわたって行うものを指す。
 6. 投稿する場合は, 正原稿1部, コピー2部の計3部に原稿送り状(別紙書式)をつけて編集委員会事務局(編集幹事)宛に提出する。
 7. 編集委員会は, 投稿原稿を受け取ったら速やかに受付番号と受付日付を明示した電子メールまたは書状を投稿者に送る。また, 掲載が決定し最終原稿を受け取ったら, 受理日付を明示した書状を著者に送付する。
 8. 著者に対して修正を求めた原稿が, 特別な事情なく6ヶ月以内に再提出されないときは取り下げと見なす。
 9. 著者校正は初校のみとする。また, 特に申し出がない限り印刷ずみの原稿は返さない。
 10. 別刷りは30部を著者に贈呈する。それ以上を希望する場合は実費を申し受ける。
 11. 本誌に掲載された論文等の著作権は土壤物理学会に帰属する。
- (1999. 11. 20 改正)

「土壌の物理性」原稿執筆要領

1. 日本語の原稿の場合, A4判, 25字, 23行とし, 上下左右に30mm以上の余白をとる。(4枚で1ページになる)。
2. 日本語の原稿は, はじめに表題, 著者名を書き, そのあとに英語で, 表題, 著者名(フルネーム), 所属機関と所在地を書いてから本文を書き始める。また, 第1ページの脚注に, 日本語の所属機関と所在地, 5個以内のキーワードを書く。
3. 論文および研究ノートには, 英文 Abstract の下に5個以内の英語の Key words をつける。
4. 英語の原稿は, A4判, ダブルスペースで作成する(約600 words で1ページになる)。
5. 英語の論文および研究ノートは, Manuscript title, Full names of authors, Address of institutions of authors, 250 words 以内の英文 Abstract, および5個以内のKey words を書いてから本文を書き始める。
6. 英語原稿には日本語要旨と5個以内の日本語キーワードをつける。
7. 英語の適正化はすべて著者の責任において行うこと。自然科学論文を書いたり校正したりしたことのある英語のネイティブスピーカーによってチェックされている事が望ましい。
8. 閲読終了後に最終原稿を提出するときには, ワードプロソフト名を明示したファイルまたはテキストファイルの入ったフロッピーディスクを添付する。
9. 本文は, 章の見出しを, 1., 2., 3., 節の見出しを, 1.1, 1.2, 1.3, 項の見出しを1.1.1, 1.1.2, 1.1.3, のようにする。
10. ゴシック, イタリアック等の字体や, 上付き, 下付き文字など, まぎらわしい文字は, 誤植防止のため鉛筆で指定する。
11. 略語, 略号を使うときには, はじめにそれが出たときに正式名称とともに示す(例: 陽イオン交換容量(CEC))。
12. 単位の使い方は国際単位系(SI)による。

13. 図, 表, 写真の番号は, 図1, 表2, 写真3のように書く。英語を並記する場合は, Fig. 1, Table 2, Photo. 3 とする。英語の原稿では, 写真は Fig. として扱う。
14. 図, 表, 写真は必要最小限度とし, 同一事項を表と図に重複して表示する事は避ける。
15. 図, 表, 写真は1枚毎にA4判で作成するか, またはA4判の紙に貼り付ける。余白に著者名と図表等の番号を鉛筆で記す。
16. 図と写真はそのまま製版されるので, 鮮明なものを提出する。
17. 図は1/2倍などとおよその縮小率を指定し, 2倍くらいに大きく書く。図の線の太さや文字の大きさは, 刷り上がりの大きさを考慮して決める。
18. 地図や顕微鏡写真には定尺をつけ, 縮尺や倍率をつけない。
19. 日本語の論文, 研究ノートの場合, 図, 表, 写真の題名には英語を併記する。
20. 図, 表, 写真の番号と題名は, 別紙にまとめて一覧表とする。
21. 本文中で文献を引用する場合は, 著者名(西暦), または(著者名, 西暦)とする(例: Tanaka (1994), (Nakamura and Suzuki, 1981)). 著者が3名以上の場合は第1著者名のあとに——ら, または et al. をつける(例: 山田ら (1978), (Tayler et al., 1945)).
22. 引用文献は, 本文のあとに著者名のABC順に書く。未発表, 私信は引用文献として記載しない。
23. 引用文献の書き方は以下のようにする。
Bouma, J. and Dekker, L. W. (1978): A case study on infiltration into dry clay soil, I. Morphological observations. *Geoderma*, 20: 27-40.
FAO (1988): Revised legend of the FAO-UNESCO Soil Map of the World. p. 119, FAO, Roma.
岩田進午 (1970): 土壌物理とペドロロジー. ペドロジスト, 14: 28-33.
山崎不二夫監修(1969): 土壌物理. p.55, 養賢堂, 東京.
(雑誌のページには p. や pp. をつけない。本の単数ページを示す場合には p., 複数ページを示す場合には pp. をつける)

[土壌物理分野の SI 使用例]

国際単位系(SI)については多くの出版物で解説されているので, ここには, 土壌物理に特に関連の深い単位の使用例を示す。

	推奨される単位	認められる単位
含水比	kg kg ⁻¹	*
体積含水率	m ³ m ⁻³	
体積密度	m ³	L, cm ³ , mL
濃度	kg m ⁻³ , Mg m ⁻³	
モル濃度	kg m ⁻³ , Mg m ⁻³	g L ⁻¹ , mg L ⁻¹
力	mol m ⁻³	mol L ⁻¹
水分ポテンシャル	N	
透水係数	J kg ⁻¹	kPa, m, cm, **
イオン交換容量	m s ⁻¹	cm s ⁻¹
回転数	mol kg ⁻¹ , cmol _c kg ⁻¹	
収量	s ⁻¹	min ⁻¹
	kg m ⁻²	kg ha ⁻¹ , Mg ha ⁻¹ , t ha ⁻¹

*%表示は, 原則として分母と分子の内容が同じもの場合にだけ用いる。
** cm H₂O は使わない。
その他, 疑問のあるものについては意見を聞いて編集委員会で検討する。

(2000. 3. 10 改正)

原稿送り状

受付番号（本会で記入）：

発送年月日	年 月 日	受付年月日(本学会で記入)	年 月 日
種 別	報文, ノート, 論説・総説, 資料, 解説, その他 ()		
表題(和文)			
表題(英文)			
キーワード <small>(日本語: 5ヶ以内)</small>			
キーワード <small>(英語: 5ヶ以内)</small>			
著者名1 ローマ字		所属	本会 会員・非会員
著者名2 ローマ字		所属	本会 会員・非会員
著者名3 ローマ字		所属	本会 会員・非会員
連絡先氏名			
住 所	〒		
電話・FAX 番号	TEL :	FAX :	
E-mail	E-mail :		
本文原稿枚数	A4 : (枚) ・ 400 字詰原稿用紙 (枚)		
表	枚	図	枚 写 真 枚
別 刷 り	30 部 ・ 50 部 ・ 100 部 ・ 150 部 ・ 200 部 ・ 300 部		

付記：投稿の宛先は土壤物理学会ホームページを参照のこと

<http://soil.en.a.u-tokyo.ac.jp/jssp/>

土壌物理学会入会申し込み用紙

必要事項を記入し、このまま郵便で下記までお送り下さい。

会 員 種 別	正 ・ 学 生 ・ 購 読 ・ 賛 助
申 込 年 月 日	年 月 日
氏 名	
同上ローマ字読み	
性 別	男 ・ 女
生 年 月	年 月
勤 務 先	
同上所在地	〒
同上電話・FAX番号・ E-mail	
自 宅 住 所	
同上電話・FAX番号・ E-mail	
会 誌 の 送 付 先	勤務先 ・ 自宅
本会以外の主な 所属学会	

本会記入 受付年月日：

承認年月日：

宛先・問い合わせ

財団法人 日本学会事務センター 土壌物理学会 会員係

〒113-8622 東京都文京区本駒込 5-16-9

学会センター C21

Tel. : 03-5814-5810

新鮮な土壌物理学をめざして

宮 崎 毅*

土壌物理研究会が土壌物理学会に改称されてから、2年余が経過しました。この間、河野英一初代会長は学会立ち上げに多大な貢献をされ、会則の改定、学会事務センターへの業務委託、学会誌の英文名 Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan から Journal of the Japanese Society of Soil Physics への改称、記念事業としての土壌物理用語事典の編集、土壌物理学会シンポジウムにおけるポスターセッションの新設など、学会と呼ぶに相応しい数々の新機軸を打ち出されました。特に、シンポジウムのポスターセッションでは、若手研究者の積極的発表が目立ち、むしろ講演会場より熱気が溢れているとの噂もあります。私は、2代目会長として、このような学会発展にご尽力頂いた初代会長に、深く感謝を申し上げたいと思います。

さて、そうはいつても、土壌物理学会の発展は、これからの研究成果にかかっています。そこで、まず試みに土壌物理学会のホームページ <http://soil.en.a.u-tokyo.ac.jp/jssp/> を開いてみて下さい。本学会が誇る有能な事務局員により、みごとなサイトが見られます。ここに掲載される新情報は、本学会の鮮度を常に高く保つことに役立つと思います。つぎに、もう1つ重要なことは、「土壌の物理性」に掲載される論文の充実です。ここに掲載される論文は、どちらかという「風土に関連づけられた土壌物理」あるいは「地域性特殊性が強い土壌物理」を特徴としています。火山灰が多いので黒ボクやアロフェンの研究論文が多数出るとし、植物と土壌の関連も日本の植物や作物が対象です。水田を対象とした論文が多いのも当然です。日本の営農技術と関連づいた土壌の物理性試験は、本誌の古くからの十八番です。

このような特徴を有する本誌の鮮度をより高めて行くにはどうしたら良いでしょうか？それは、何と言っても先取りの精神だと思います。つまり、次の時代には日本の風土、日本の地域性のなかで必ずや問題になるであろう研究テーマの先取りです。そのようなテーマは、実は、先に述べた学会シンポジウム時のポスターセッションにおいて見られると思います。“土壌物理の最前線”とはうまいネーミングだと思いますが、文字通り最前線がそこにあるし、そうでなければいけないと思います。

すでによく知られているように、土壌学も土壌物理学も、これまでは主に農業生産の場面と関連づけられてきたのですが、最近では環境シフトが著しく強まっています。近年の社会的動向やそれを敏感に感じ取る学生諸君の動向がこれを後押ししていることは明白です。しかし一方、アジアなど海外からの留学生はむしろ従来型の農業生産と関連づけられた土壌物理を期待していることが多く、環境問題一本槍だととまどいを感じている様子さえ伺えます。それほど日本の土壌物理研究方向が急転換しているともいえます。このような情勢下にあつて、土壌物理学の鮮度を高めるための先取り精神をどのように実現していくか、学会員の皆さんと共に考えていきたいと思っています。そしてその考えが若い研究者や学生、大学院生諸君と共有し会えたら更なる喜びです。(注：我が研究室のM助教授は、中学生、小学生まで視野に入っているようです。)

土壌物理学の国際化についても考えてみます。もちろん個人ベースではすでに国際的活動の中に

* 東京大学大学院農学生命科学研究科 〒113-8657 東京都文京区弥生 1-1-1

身を置いている日本人研究者も珍しくなくなりました。しかし、この学会のあり方としての国際化はまだプログラム化されていません。英文の論文数が増えることも自然に任せています。この学会と「土壌の物理性」を国際化するにはどうしたらよいでしょうか。「風土に関連づけられた土壌物理」「地域性・特殊性が強い土壌物理」を特徴としている本学会と学会誌を、従来のこの特徴を損ねることなくさらに発展させて、国際貢献にも寄与する、そのような姿も描いてみたいところです。私が長年閲読委員を務めている Elsevier の Soil & Tillage Research 誌では、論文タイトルにスーダン、ニュージーランド、コロンビア、クロアチア、ジンバブエ、ブラジル、といった地名、国名がふんだんに出てきます。ここでは「風土に関連づけられた土壌物理」「地域性・特殊性が強い土壌物理」が国際誌上で発表されているのです。閲読しながら、いつもうらやましい気持ちになります。もし、「土壌の物理性」の論文が全部英語で書かれていたら、世界中で引用されるだろうと思います。だからといって、「土壌の物理性」を英文誌化すればいいとは少しも思いません。言葉の壁の問題、大変難しいですが、新鮮な土壌物理学をめざしてこの問題も皆さんと共に考えていきたいと思っています。

泥炭土の透水性および保水性について

—美唄湿原地帯の土壌物理性 (II)—

井本博美*・宮崎 毅*・斎藤広隆*・中野政詩**

Permeability and Water Retentivity of Peat Soil

—Soil Physical Properties of Bibai Peat Land (II)—

Hiromi IMOTO*, Tsuyoshi MIYAZAKI*, Hiroataka SAITO* and Masashi NAKANO**

* The University of Tokyo

** Faculty of Agriculture, Kobe University

Abstract

We measured saturated hydraulic conductivities, unsaturated hydraulic conductivities and water retentivities of Bibai peat soils, consisted of highmoor peat (natural moss), transitional peat and lowmoor peat.

The transitional moor soils exhibited remarkable anisotropy of permeability. The vertical saturated hydraulic conductivity was utmost about 400 times more than its horizontal saturated hydraulic conductivity probably due to the horizontal sedimentation of plant fiber. This anisotropy was most remarkable in the subsoil of a paddy field under the dressed soil and was less in the undisturbed soils under windbreak. Soil dressings and continuous cultivations may have affected the appearance of the intensive anisotropy.

The unsaturated hydraulic conductivities of transitional peat and highmoor peat were quite small and were less than those of sand. This feature caused the necessity of relatively long time for the equilibration of water retention.

Key words : peat, wet land, saturated hydraulic conductivity, unsaturated hydraulic conductivity, water retention curve

1. はじめに

泥炭土の物理性は、その堆積履歴によって低位、中間、高位泥炭それぞれ異なる。さらに、泥炭地の人為的利用履歴によって、これら物理性はさらに変化すると予想される。これまでも多くの研究者が泥炭土壌の研究を行ない、泥炭土の透水性とその異方性の存在についても報告されてきた (D. H. Boelter 1965, 前田 1955, 木暮 1995, 粕淵ら 1995, 笹田ら 1996, 安積ら 1999) が、これらの研究は、必ずしも前述の堆積履歴と人為履歴を比較検討する視点を設けてはおらず、調査対象地における支配的な

泥炭土の物理性を詳細に明らかにすることが先行していた。

北海道美唄地区におけるミズゴケ湿原とその周辺農地の泥炭土壌は堆積履歴が明瞭である。またこの地区では、土地利用方法 (水田, 畑, 防風林, 保護湿原) によって特徴づけられる人為履歴も明瞭である。本研究は、美唄地区内の選定地から採取した不攪乱泥炭試料の物理性を比較検討して、透水性・保水性へ及ぼす堆積履歴、人為履歴の影響を明らかにすることを目的とした。

* 東京大学大学院農学生命科学研究科 〒113-8657 文京区弥生 1-1-1,

** ソイルサイエンス総合研究所 〒105-0004 港区西新橋 1-6-5 立川ビル 4F

キーワード: 泥炭土, 湿原, 飽和透水係数, 不飽和透水係数, 水分特性曲線

2. 調査地及びサンプリング

調査地及びサンプリングは前報 (井本ら 2001) と同様である。

3. 測 定

泥炭土は、通常の鉱物質土壌とは異なり、繊維性有機物が主体となって構成され、通常の土壌の測定方法では測定が困難である。本研究は泥炭土の特質にあわせた測定装置の改良を行い測定した。また、本研究に関する含水量の測定においては乾燥炉の温度を 100°C とした。飽和透水係数、不飽和透水係数、土壌水分特性曲線の測定は、以下の方法で行った。

3.1 飽和透水係数：泥炭土に異方性があることから、同一試料で、鉛直方向及び、水平方向の測定が可能ないように改良した測定装置 (井本ら 1999) を使用した。測定は、地表面から深さ方向を鉛直方向、サンプリングした場所の南北方向を水平方向 1、東西方向を水平方向 2 として 3 方向の測定を行った。水平方向を 2 方向に分けた理由は、繊維質の堆積履歴において恒常的に地表流の影響を受けたことが考えられ、一定の方角に繊維がそろった特性が残留しているかどうかを確認するためである。

3.2 不飽和透水係数：泥炭土の不飽和透水係数の測定方法は、土壌物理環境測定法 (1995) に準じたが、泥

炭試料の形状 (5~8cm 角ブロック) を考慮し、後述する土壌水分特性曲線測定の吸引法装置の試料受器を利用し、図 1 に示す装置を製作した。

試料の試料受器への設置に関しては、下部の試料受器のガラスフィルターの上に試料と同じサイズのティッシュペーパーを置き、試料とガラスフィルターとの接触を良好にし、その上に泥炭試料を設置した。その後、試料受器の外径にあわせてプラスチックシート (OHP シート) を巻き、試料とシートの上に試料固定用の充填剤 (ハイスパンフォーム) を充填し、試料を固定した。

ハイスパンフォームは、膨張後に乾燥するので膨らんだ上面を試料上面に合わせて切り取った。この切り口は、若干の透水性があるため、歯科用の歯形取りとして使用されているアルジェス II (固化するとゴム状になる) を、塗布し遮水した。

試料上面は、試料下面側と同様に、試料との接触を良好にするため、ティッシュペーパーを試料面に載せ、もう一つの試料受器を被せ、テープで固定した。試料側面の中心部に上下 2cm の間隔で穴を開け、ポラスカップを 2 本差込み、圧力変換器に接続し、サクション測定を行った。また、試料側面にピンホールを数カ所開け、大気と連続させた。給水はマリョット管で行い、排水量は電子天秤で測定した。

3.3 土壌水分特性曲線測定：図 2 に示す吸引法装置

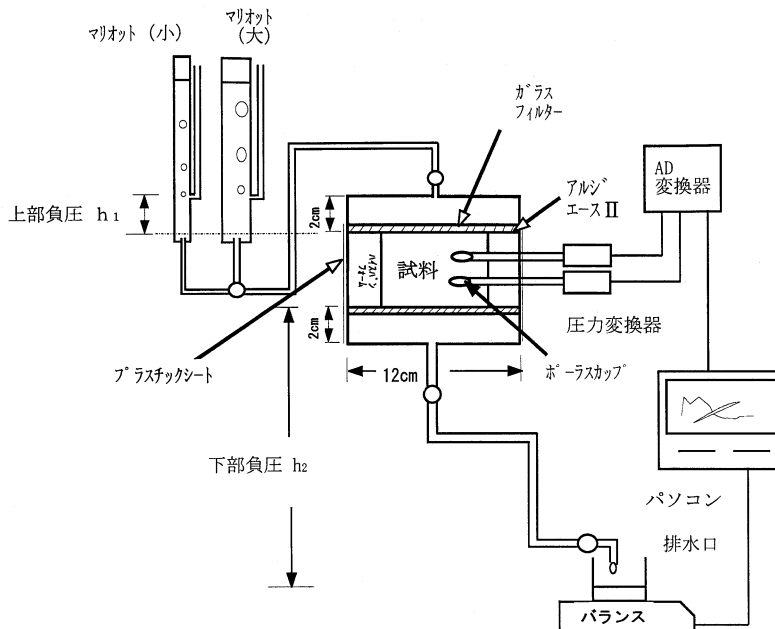


図-1 不飽和透水係数測定装置

Fig. 1 Equipment unsaturated hydraulic conductivity measurement.

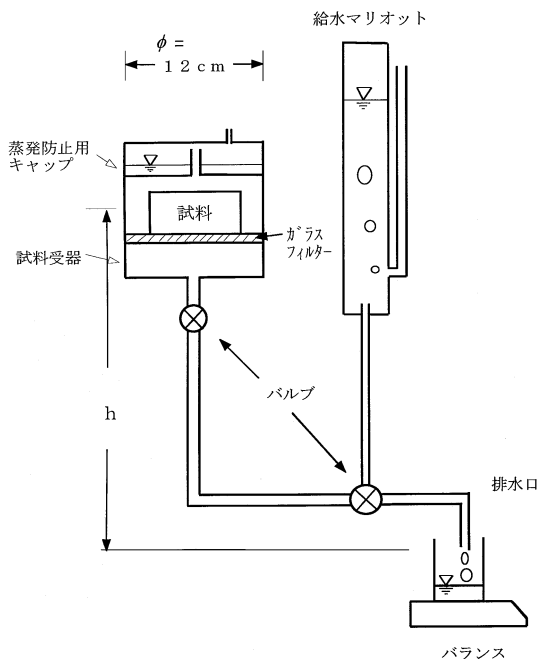


図-2 吸引法装置

Fig. 2 Equipment for suction method measurement.

を用いた。直径12 cm厚さ1 cmのガラスフィルター（フィルター NO.G.5）を、内径12 cm外形13 cm高さ2 cmのアクリリングに取り付け試料受器とした。試料からの蒸発を防ぐため蒸発防止キャップをかぶせて測定した。

試料は一辺5 cm～8 cm高さ3～5 cmの角ブロックのまま側面を固定せずに測定した。

4. 結果及び考察

4.1 飽和透水係数分布と異方性

図3に飽和透水係数の深さ方向分布を示す。図3の(a)～(f)は、前報の地図上で示したサンプリング地点A～Fに対応し、順に水田、畑、防風林として土地利用されている低位泥炭(a)～(c)、および中間泥炭(d)～(f)の飽和透水係数分布である。

水田と畑には厚さ20～40 cmの客土層と混合層が存在し、これらの飽和透水係数は低位泥炭地、中間泥炭地ともに $10^{-2} \sim 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ のオーダーで比較的高い値であった。客土は近隣の山土を掘削運搬したやや粘質の鉾質土壌（神山ら1995）である。

客土の下の泥炭層の鉛直方向飽和透水係数（●印）は、低位泥炭層では客土層とほぼ等しく、中間泥炭層では客土層より1～2オーダー低い。一方、客土下の泥炭層の水

平方向飽和透水係数（○、△印）は、低位泥炭層でも中間泥炭層でも客土層とほぼ等しい。すなわち、客土のある水田、畑において、中間泥炭層の鉛直方向飽和透水係数だけが他より著しく小さいという特性を有する。このことは、水平方向に動水勾配があるときの地下水流動は大きい、それが消えて鉛直方向の動水勾配のみが存在するときには地下排水性が著しく減少するという傾向を生みだし、畑の暗渠等による排水性に影響するものと考えられる。

次に、防風林地帯では客土の経歴はなく、表層にはわずかな高位泥炭も残存している。その影響で、表層の飽和透水係数は $10^{-1} \sim 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$ オーダーと非常に大きく、地表湛水が発生することはないと推定される。

飽和透水係数の異方性については、中間泥炭において大きく、特に水田の客土直下では水平方向に比べて鉛直方向の飽和透水係数が著しく小さくなっていた。異方性を表すための係数（水平方向の透水係数/鉛直方向の透水係数）の最大値は約400であった。同じ中間泥炭でも、防風林の中間泥炭にはこれほどの大きな異方性を表す値は得られず、畑地の中間泥炭では水田と防風林の中間程度の異方性を示すことから、中間泥炭の飽和透水係数の異方性は人為的な土地利用履歴によって増大したと考えられる。すなわち、自然状態では堆積による飽和透水係数の異方性は10倍程度現れるが、土地改良や営農を行うことで異方性が数10倍～100倍に増大したと考えられる。しかし、畑地に比べて水田の方が人為履歴が強く残された理由は明らかではない。

なお、水平方向の飽和透水係数の方位による差が存在するのではないかと予想したが、実測においては差がなく、異方性は認められなかった。鉛直方向と水平方向の異方性のみが確認された。

図4は湿原表層0～20 cmの飽和透水係数分布を示す。値は大きく、異方性はほとんど見られなかった。

4.2 飽和透水係数と乾燥密度

泥炭土の飽和透水係数は、泥炭の種類が同じ場合、乾燥密度の変化と相関があると予想されるので、図5に試料の土地利用と泥炭の種類別に飽和透水係数と乾燥密度の関係を示した。低位泥炭試料の場合、乾燥密度の増大による飽和透水係数が減少する傾向は見られるが、測定値のばらつきが大きい。中間泥炭の場合、乾燥密度の増加に伴って飽和透水係数が試料によって急速に減少する場合と緩慢に減少する場合とが見られるが、このような違いがなぜ現れるかは不明である。

4.3 水分特性曲線

図6の水分特性曲線は、高位泥炭、中間泥炭、低位泥炭のそれぞれについて、深さ別に示した。

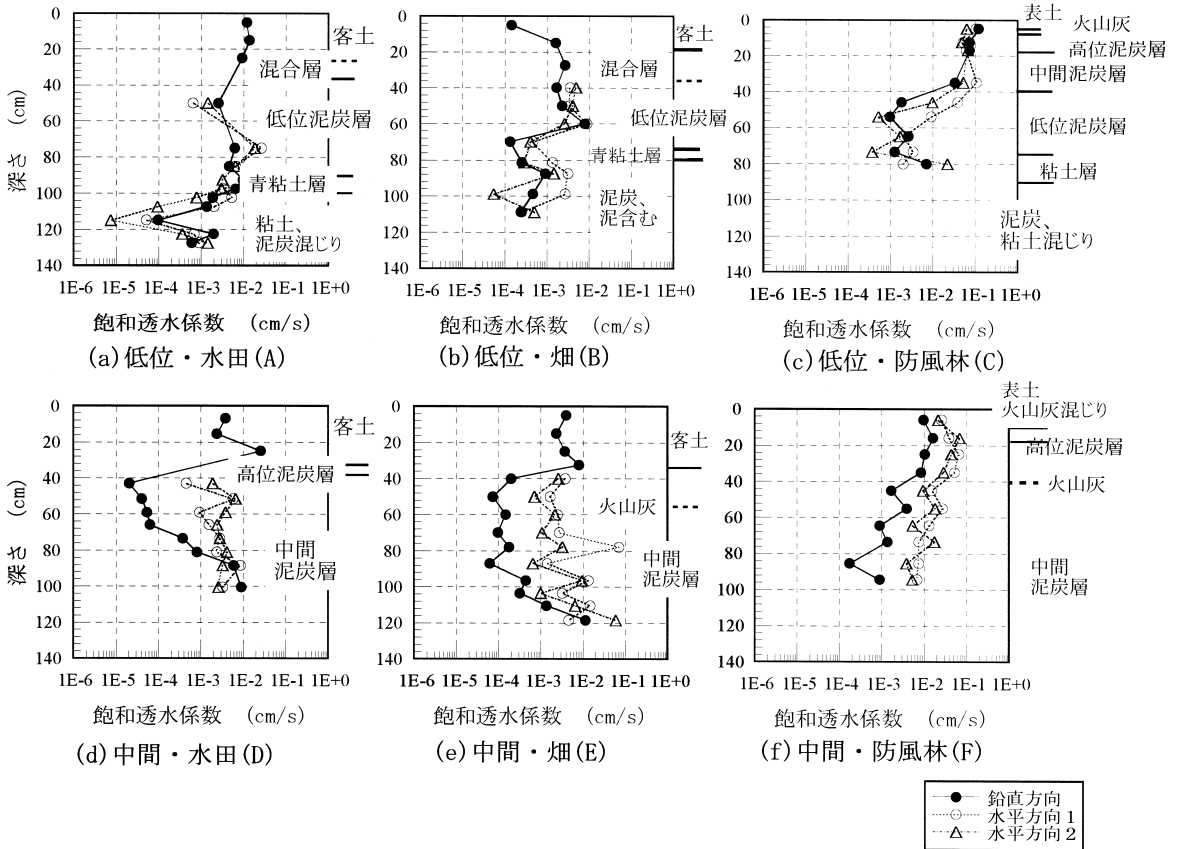


図-3 低位・中間泥炭地区の飽和透水係数分布

Fig. 3 Saturated hydraulic conductivities of lowmoor peat and transition peat area.

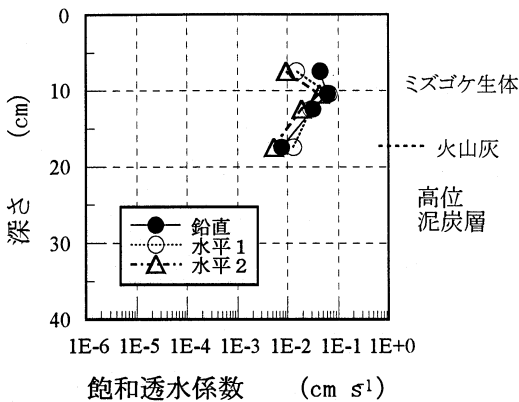


図-4 高位泥炭地区 (湿原) の飽和透水係数分布

Fig. 4 Saturated hydraulic conductivities high-moor peat (wet land).

図6 (a)は低位泥炭の防風林 (C)で、深さ54~56.5 cmの低位泥炭層の他に、深さ72~74.5 cmの粘土混じり低位泥炭層の水分特性曲線も示した。低位泥炭層 (▼印)は、繊維性有機質のみの分解の進んだ泥炭層で繊維内水分により保水量が多く、粘土混じり低位泥炭層 (○印)は、粘土の鉱物質土壌の影響により保水量が少なく、両者の保水性の違いが現れたものと考えられる。

図6 (b)は中間泥炭地区の水田 (D)の深さ39-56 cm (スゲ・ツルコケモモ泥炭)、深さ85-105 cm (ツルコケモモ・スゲ泥炭)である。両者の保水性は高い。

図6 (c)は高位泥炭地区の湿原 (G)で、表層ほど保水性が高く、下層ほど保水性が低かった。表層は生きているミズゴケの植物の体内水分量が大きいために高含水比を示し、その下層では、極めて弱い分解とも言え堆積することにより圧密で繊維性有機物の偏平化が生じ含水比が低下したものと考えられる。

水分特性曲線の保水性に関しては、低位泥炭<中間泥

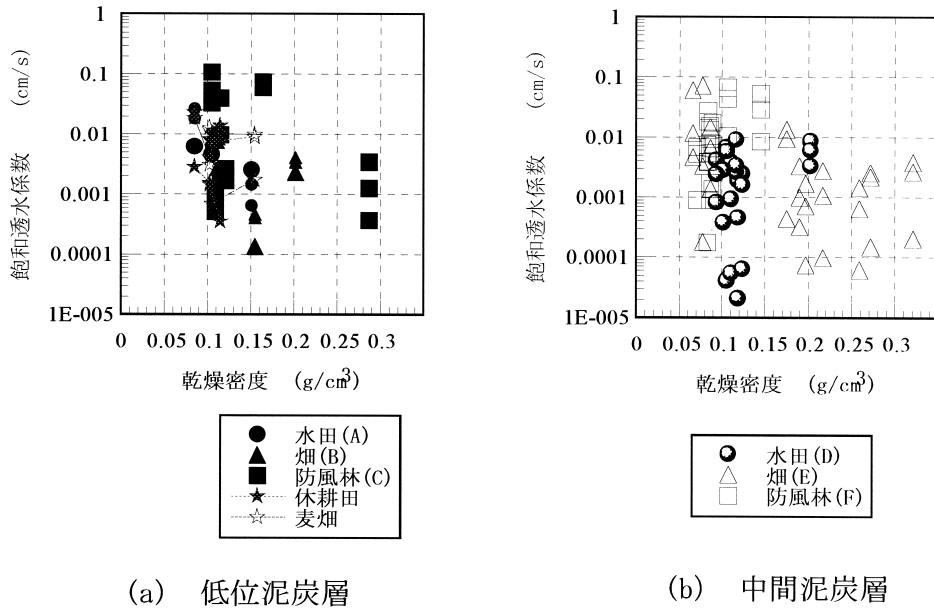


図-5 飽和透水係数と乾燥密度

Fig. 5 Saturated hydraulic conductivity and dry density of low moor and transitional moor.

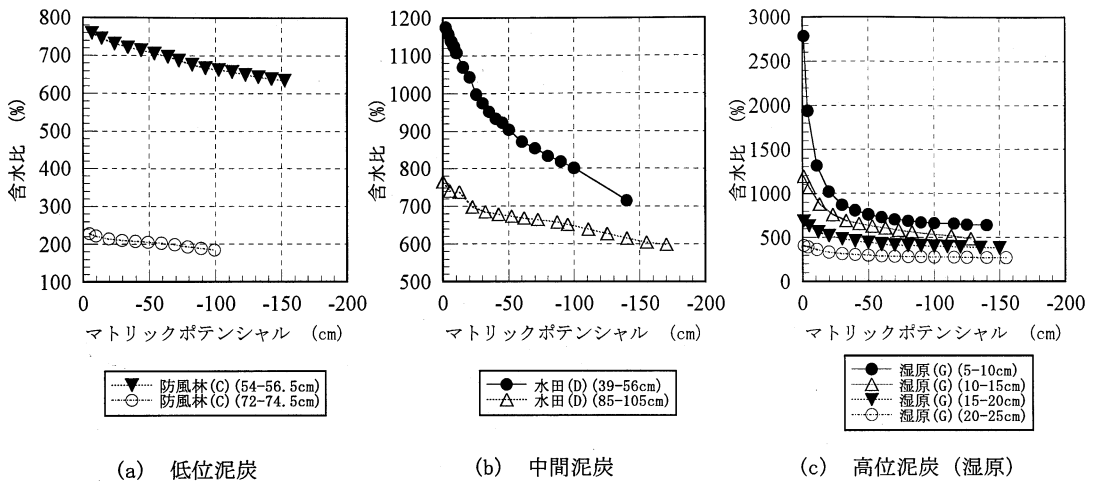


図-6 水分特性曲線 (吸引法)

Fig. 6 Water characteristics curve (hanging water column method, (a) low moor peat, (b) transition peat, (c) high-moor peat).

炭<高位泥炭と高くなった。

吸引法の測定においては、泥炭土に吸引圧を与え、泥炭土からの排水がすすむにつれて体積収縮を起こした。このときの体積変化量を測定することが難しいため、通常のマトリックポテンシャルと体積含水率の関係で示すのではなく、マトリックポテンシャルと含水比の関係で

示した。吸引法の測定過程において試料の鉛直方向の高さの変位を測定した。図7にその結果を示す。図7では、あるマトリックポテンシャル時の高さを初期の高さで除した比を収縮比とした。吸引法における泥炭土の排水に伴う水分量の減少により鉛直方向の収縮現象が認められ、マトリックポテンシャル-150 cmH₂O程度まで吸引

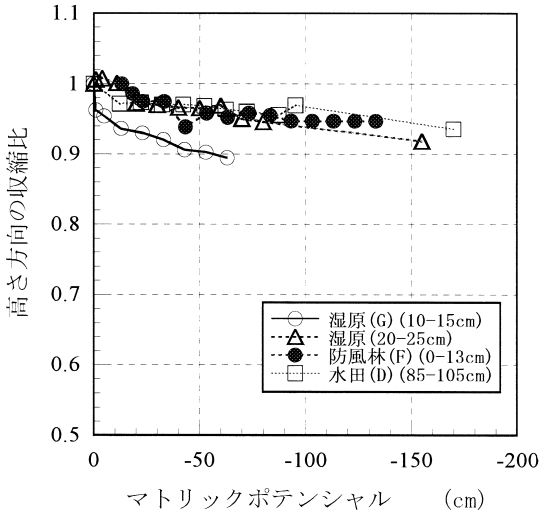


図-7 各サクシオンにおける試料の沈下割合

Fig. 7 Ratio of soil samples height on suction measurement.

した場合、試料高さは初期高さの5~10%減少した。

ここで行った吸引法に要する測定時間は、各ステップにおける排水開始時間から排水終了したと思われるまで(平衡時間と呼ぶ)は、長時間を要した。マトリックポテンシャル $-150\text{ cmH}_2\text{O}$ までの15ステップ全体の測定期間は60~80日を要した。通常の鈹質土壌では、10~20日間程度で測定が終了できることを考えると、泥炭土の不飽和透水係数は著しく小さいことが予測できる。

4.4 不飽和透水係数

図8に本研究の対象地の中から、中間泥炭(水田(D))と高位泥炭(防風林(F)の表層土および湿原(G))の試料を選定して不飽和透水係数の測定した結果を示した。また、比較のため、関東ローム心土(2mm篩い通過)および豊浦砂の不飽和透水係数の値も示した。

マトリックポテンシャルの $-60\text{ cmH}_2\text{O}$ までの不飽和透水係数は、中間泥炭試料(●印)で最も著しく低下し、高位泥炭(▽印)がそれに続いた。いずれの試料も比較した関東ローム心土(×印)より小さく、さらに豊浦砂(□印)の不飽和透水係数よりも著しく小さいことが分かった。泥炭土では $-60\text{ cmH}_2\text{O}$ 以下のポテンシャルについては測定値を得ていない。

5. おわりに

泥炭地土壌の飽和透水係数、水分特性曲線、不飽和透水係数を測定し、特に飽和透水係数の異方性および泥炭の堆積履歴と人為履歴の関係を考察した。

1) 鉛直方向の飽和透水係数の大きさは、中間泥炭<

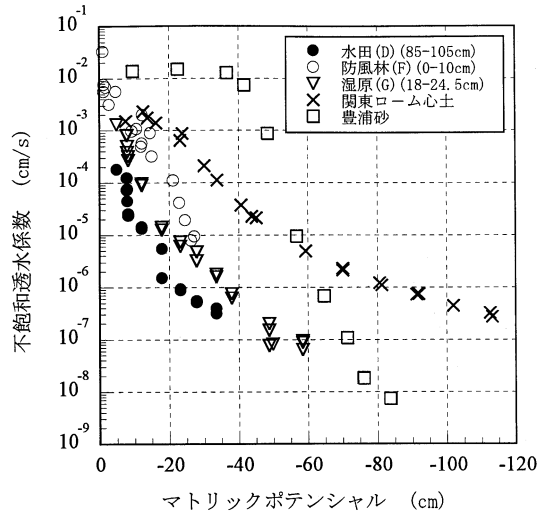


図-8 不飽和透水係数とサクシオンの関係

Fig. 8 Unsaturated hydraulic conductivity.

低位泥炭<高位泥炭となり、中間泥炭が最も小さくなった。

2) 飽和透水係数の異方性(水平方向の透水係数/鉛直方向の透水係数)については、高位泥炭<低位泥炭<中間泥炭と大きくなり、中間泥炭で最も大きな異方性を示した。同じ中間泥炭でも、水田や畑の透水係数の異方性は未耕地(防風林)より大きかったので、人為履歴の影響が大きいことが分かった。

3) 保水性は、低位泥炭<中間泥炭<高位泥炭の順となった。

4) 吸引法では試料高さが5~10%収縮した。

5) 吸引法の測定において、試料の水分平衡状態を得るために多大な時間を要した。これは関東ロームに砂に比べ、同一吸引圧のもとでの不飽和透水係数が著しく小さいためであった。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、北海道農業試験場水田土壌管理室の伊藤純雄前室長、栗崎弘利前主任研究官、及び美唄分室の職員の方々に現地でのご協力をいただいた。山形大学農学部 粕渕辰昭教授には調査の最初からご指導ご協力をいただいた。また、東京大学大学院農学生命科学研究科環境地水学研究室の溝口勝助教授には貴重なご助言を頂いた。美唄市の本郷氏、大江氏、山下氏には、私有耕作地を快く調査させていただいた。東京大学大学院農学生命科学研究科環境地水学研究室の院生諸氏には、忍耐強い調査協力をいただいた。これらの方々には深く感謝申し上げます。

参 考 文 献

- 安積晃次郎・河野英一・石川重雄・笹田勝寛（1999）：
高位泥炭の水分張力-水分関係と収縮・回復特性，
土壤の物理性，**81**：23～33.
- Boelter, D.H.(1965)：HYDRAULIC CONDUCTIVITY
OF PEATS, SOIL. SCI. **100** (4)：227～231.
- 井本博美・宮崎 毅・中野政詩（1999）：泥炭土の不攪
乱試料採取法と透水係数測定法の改良，土壤の物理
性，**81**：55～59.
- 井本博美・宮崎 毅・西村 拓・中野政詩（2001）：美
唄湿原地帯の土壤物理性（I），土壤断面に現れる堆
積履歴，人為履歴について，土壤の物理性.
- 粕渕辰昭・宮地直道・神山和則（1995）：美唄湿原の保
全と周辺農用地の管理，農業土木学会誌，**63**（3）：
19～24.
- 粕渕辰昭・宮地直道・神山和則・柳谷修自（1994）：美
唄湿原の水環境の特徴と保全，土壤肥科学雑誌，**65**
（3）：326～333.
- 神山和則・宮地直道・大塚紘雄・粕渕辰昭（1995）：石
狩泥炭地における農用地の地盤沈下予測に基づく持
続的利用可能性評価の作成，日本土壤肥科学雑誌，
66（5）：428～489.
- 木暮敬二（1995）：高有機質土の地盤工学，東洋書店：65
～68.
- 笹田勝寛・河野英一・加藤 誠・石川重雄（1996）：赤
井谷地高位泥炭地の保全と水分移動，土壤の物理
性，土壤の物理性，**75**：11～21.
- 前田一男（1955）：釧路泥炭地における透水係数試験，土
と基礎，**3**（10）：5～8.
- 中野政誌・宮崎 毅・塩沢 昌・西村 拓（1996）：土
壤環境物理測定法，pp. 65～136，東大出版会 .
受稿年月日：2000年10月15日
受理年月日：2001年3月17日

植生帯を用いた畑地土壌の流出負荷制御

上野貴司*・三原真智人**・Janya SANG-ARUN***・土器屋由紀子*

Effect of Grass Strips on Reduction of Sediment Loss from Upland Field

Takashi UENO*, Machito MIHARA**, Janya SANG-ARUN*** and Yukiko DOKIYA*

* Tokyo University of Agriculture and Technology, 3-5-8 Saiwai-cho Fuchu-shi Tokyo, Japan

** Tokyo University of Agriculture, 1-1-1 Sakuragaoka Setagaya-ku Tokyo, Japan

*** Mae Fah Luang University, 333 Moo. 1. Tasud sub-district, Muang district, Chiang Rai, Thailand

Abstract

The effect of grass strips on the reduction of sediment and eutrophic salt loads is been widely recognized. However, there is very little knowledge of the effect of grass strips on the reduction of sediment and eutrophic salt losses. Attention was hence focused on the investigation of what grass strips should be managed.

Soil suspension was supplied to the experimental plots under simulated rainfall. During the experiment, surface discharge and sediment concentration were measured. In order to observe the effect of grass strips on the reduction of sediment loss, the difference between the amounts of sediment supplied and sediment loss was investigated in each plot.

While the sediment concentration and load from the bare upland field exceeded the concentration and load of the soil suspension supplied, the sediment concentration and load from all the grass strips were lower than the concentration and load of the supplied soil suspension. The difference between the sediment supplied and the sediment loss from the cutting weeds plot for pest control was approximately equivalent to that of the plot with the natural weeds. Therefore, it was concluded that cutting weeds for pest control can be applied to the grass strip for reduction of the sediment loss. There was little difference between the reduction of the sediment loss from the plot with 800 stems/m² and that from the plot with 1,480 stems/m² of Tall Fescue (*F. arundinacea*). However the plot with 2,330 stems/m² of Tall Fescue was effective for the reduction of sediment loss comparing with 800 stems/m² and 1,480 stems/m². It suggests that stem density for grass strips should be maintain 2,330 stems/m² to control soil loss from upland field.

Key words : Grass strips, Sediment loss, Surface runoff, Upland

1. はじめに

農地からの土壌流亡制御の工学的および営農的な一対策として、植生帯の設置および管理が実施されている。チカラシバ (*Pennisetum alopecuroides*), ベチバー (*Vetiveria zizanioides*) の株を圃場法面の等高線に沿って一列に栽培して、法面の侵食防止や圃場からの土壌流

亡の制御に用いることが報告されている (鈴木, 1995, Dalton ら, 1996)。ただし、幅の狭い植生帯では帯内での土壌の捕捉はほとんど期待できず、植生帯上流部での土壌の堆積による流亡土量の制御が目的とされている。一方、一定幅の植生帯内で流亡土量を捕捉する試みもなされている。斜面長 60 m の畑地圃場において、下端部に 10 m 幅の牧草帯を設置することにより年平均流亡土

* 東京農工大学 〒183-8509 府中市幸町 3-5-8, ** 東京農業大学地域環境科学部 〒156-8502 世田谷区桜丘 1-1-1,

*** メイフェールアン大学農学部 (タイ国)

キーワード: 植生帯, 流亡土量, 表面流去水, 畑地

量の23%、全窒素および全リンの年平均流出負荷の各々47%および6%が削減されたと報告された(Uusi-Kamppa and Ylaranta, 1992)。また斜面長37mの畑地において、下端部に4.3mまたは8.5m幅の牧草帯を設置することにより、降雨に伴う流亡土量が50%以上減少し、窒素およびリン成分の流出負荷も減少したと報告されている(Parsonsら, 1994)。これらの研究より、数メートル幅の植生帯を設置することで、植生帯内において土壌および栄養塩類が捕捉される可能性が示された。さらにこれらの研究でとりあつかわれていない植生帯の密度および傾斜を変えた流下実験が行われた(Ghadiriら, 2000)。植生帯には20cmおよび40cm幅の自然植生と釘を用いた人工植生が用いられたが、実験条件下において植生帯および人工植生帯の上流側に土壌の堆積が見られたものの、各植生帯内では土壌の堆積がほとんどなかったと報告されるに留まっている。植生帯の幅、種類、草生密度、管理状況、傾斜、降雨条件、植生への供給懸濁水量等の因子が複雑に影響すると考えられるため、さらなる研究が望まれており、土壌の捕捉に有効な植生帯の在り方に関する研究は緒についたばかりといえる。また、畑地土壌の侵食過程において、流亡土量の増加に伴い懸濁水中のみならず上澄み水中における全窒素、全リンの表面流出量が增大することが明らかにされており(三原, 上野, 1999)、土壌流亡の制御が栄養塩類の表面流出量削減においても有効であることも示されている。

湿潤温暖な日本においては耕作放棄畑地に雑草が容易に繁茂するため、耕作放棄畑地を自然植生帯として配置し、土壌および栄養塩類の流出制御に有効利用する事が期待できる。しかし、耕作放棄畑地に繁茂した雑草は農作物に被害を与える病害虫における生息および越冬の場所となったり、景観上の問題も生じるため、草刈り等の雑草管理がしばしば必要となる(草薙ら, 1994)。したがって、自然状態の植生帯のみならず草刈り等の管理が行われた植生帯による土壌流亡の削減を調べる事は重要である。

また、土壌の捕捉に有効な植生帯の草生密度の在り方に関しては基準がない状態にある。傾斜面の表面侵食抑

止を目的とした外来草本であり、道路のり面の土壌侵食防止等に広く用いられているトールフェスク(*F. arundinacea*)等の導入に当たっては、播種工における成立本数の基準が1000 stems/m²程度とされている(農業土木事業協会, 1990)が、流亡した土壌の捕捉に有効な植生帯の草生密度の基準については新たに検討する必要がある。

本研究では人工降雨条件下で植生帯内に土壌懸濁水を流入させる実験を行い、第一に害虫防除等を目的とした植生管理が植生帯による土壌の捕捉機能に与える影響を検討した。第二に草生密度の異なるトールフェスク植生帯を用いて、流亡土の捕捉に適した植生帯の草生密度を検討した。

2. 実験方法

本研究の実験は東京農業大学敷地内の人工降雨設備を備えた傾斜模型試験枠を用いて行った。写真-1の左手よりPlot I~VIである。各Plotは幅0.5m、長さ2m、傾斜角度16°であり、八王子市多摩丘陵で採土した畑地表層土を厚さ0.2mで充填した。充填土壌の土性はLiC、強熱減量は14.0%であった(表-1)。Plot Iは裸地状態を維持し、Plot IIおよびPlot IIIは土壌を充填後3ヶ月間放置して、雑草を繁茂させて自然植生Plotとした。また、3ヶ月間の放置後にPlot IIの植生を地表面から10



写真-1 人工降雨装置と試験枠

Photo. 1 Simulated rainfall system and experimental plots.

表-1 土壌の物理性

Table 1 Physical properties of soil

Specific gravity	Particle size distribution* (%)					Dispersion ratio (%)	Ignition loss (%)	Soil texture
	Gravel	Coarse sand	Fine sand	Silt	Clay			
2.60	0.0	8.7	30.6	25.6	35.1	7.0	14.0	LiC

*International methods.

表-2 試験枠の植生および管理状況

Table 2 Vegetation and management in plots

Plot	Vegetation (<i>scientific name</i>)	ρ_d (g/cm^3)	Density of stems (^{*1}) (stems/ m^2)	Management
Plot I	None	0.83	—	Bare
Plot II	Weed (76% with <i>Setaria viridis</i>)	0.87	2,480 (2,550)	Cutting
Plot III	Weed (83% with <i>Setaria viridis</i>)	0.83	2,380 (2,840)	None
Plot IV	Tall Fescue (<i>F. arundinacea</i>)	0.82	800	None
Plot V	Tall Fescue (<i>F. arundinacea</i>)	0.84	1,480	None
Plot VI	Tall Fescue (<i>F. arundinacea</i>)	0.83	2,330	None

*1 : 2 weeks after the cutting weed of plot II.

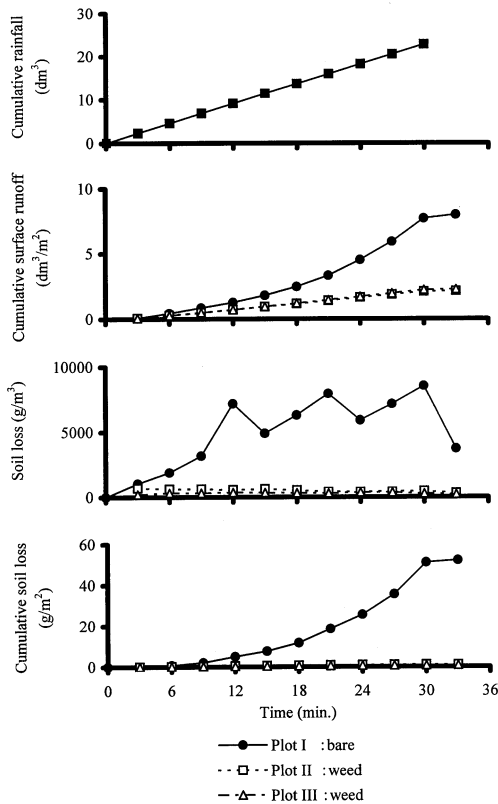


図-1 人工降雨条件下における累積表面流去水量および流亡土量（自然植生 Plot II 刈り込み前）

Fig. 1 Changes in cumulative surface runoff and soil loss under simulated rainfall (before the cutting weed in plot II).

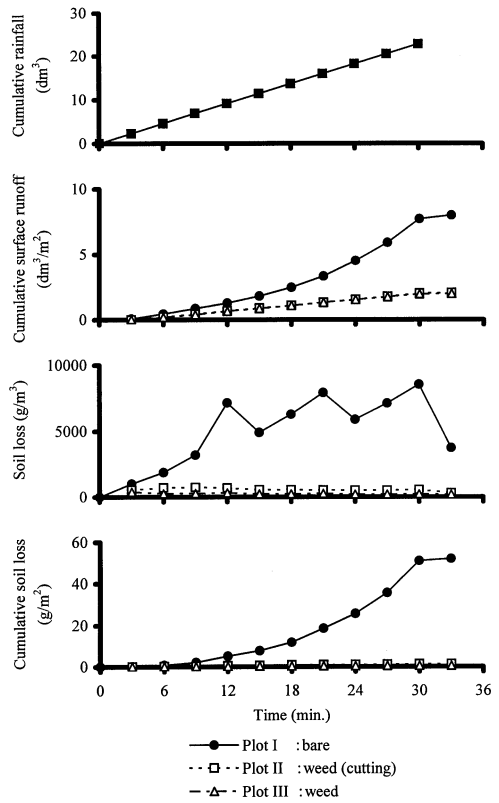


図-2 人工降雨条件下における累積表面流去水量および流亡土量（自然植生 Plot II 刈り込み直後）

Fig. 2 Changes in cumulative surface runoff and soil loss under simulated rainfall (just after the cutting weed in plot II).

cm 高さで刈り込み、残さは Plot 外へ運び出した。Plot IV～VIにはトールフェスクをそれぞれ異なる量で播種した。

各 Plot における充填土壌の乾燥密度 (ρ_d)、植生の種

類および草生密度を表-2 に示した。各 Plot 内の土壌の乾燥密度は $0.82\sim 0.87 (g/cm^3)$ の範囲内であった。各 Plot において $100 cm^2$ 区画内の草生密度調査を 10 回ずつ行い、95% の信頼区間における平均値を草生密度とし

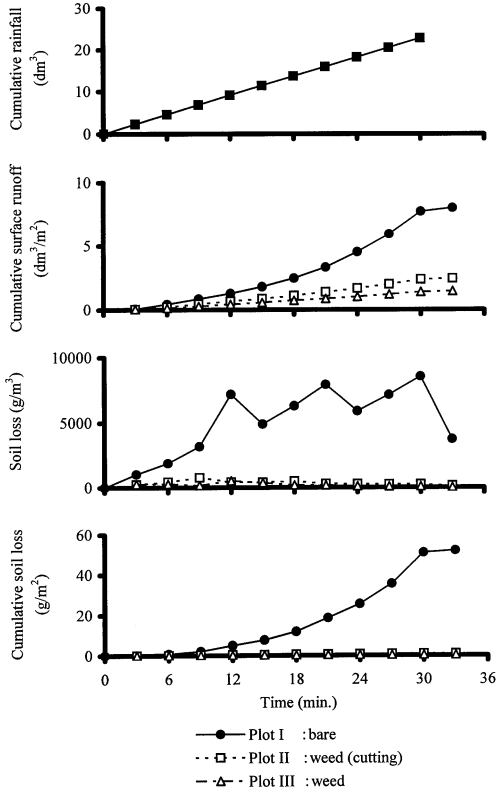


図-3 人工降雨条件下における累積表面流出水量および流亡土量 (自然植生 Plot II 刈り込み 2 週間後)

Fig. 3 Changes in cumulative surface runoff and soil loss under simulated rainfall (2 weeks after the cutting weed in plot II).

た。自然植生 Plots II, III の草生密度において有意水準 5% での有意差は認められず、また Plot II および Plot III とともにイネ科の雑草であるエノコログサ (*Setaria viridis*) が各々 76%, 83% と大部分を占めた。Plots II, III の草生密度は刈り込みを行う直前において各々 2480 stems/m², 2380 stems/m² であったが、刈り込み 2 週間後においては Plot II では 2550 stems/m² とほとんど変化せず、Plot III では 2840 stems/m² に増加した。これは、刈り込みにより Plot II における植生の繁茂が抑制されたためと思われる。

トルフェスクを播種した Plots IV, V, VI の草生密度はそれぞれ 800 stems/m², 1480 stems/m², 2330 stems/m² であった。播種工において標準とされる外来草本の成立本数が 1000 stems/m² 程度であることから、Plot IV が播種工におけるのり面保護の基準値をやや下回り、Plots V, VI が基準値を上回っていることがわか

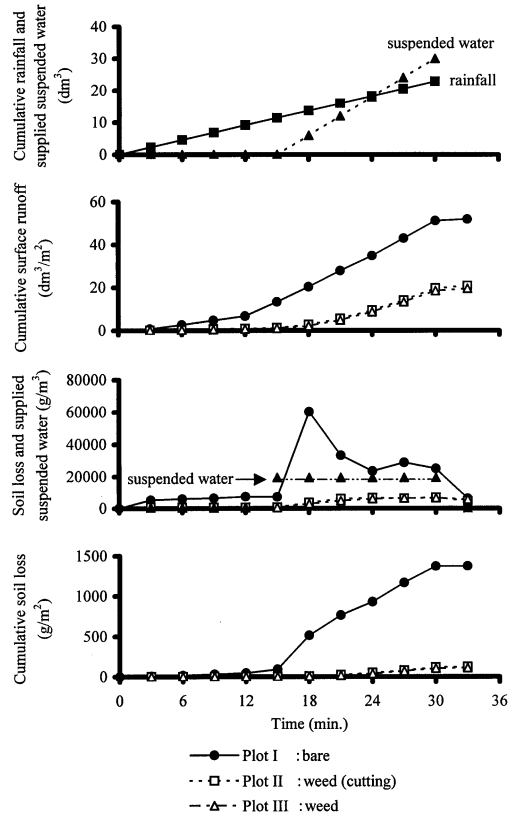


図-4 人工降雨条件下での土壤懸濁水の供給に伴う累積表面流出水量および流亡土量 (自然植生 Plot II 刈り込み直後)

Fig. 4 Changes in cumulative surface runoff and soil loss under simulated rainfall with additional suspended water supply (just after the cutting weed in plot II).

る。

各 Plot における土壌の水分量を 24 時間容水量にした後、48 mm/h の降雨強度で 30 分間の人工降雨実験を行い、表面流出水量、流亡土量、浸透流出水量を測定した。人工降雨は電気伝導度を 1 μS/cm 以下に維持した脱イオン水で行った。さらに植生帯による土壌の捕捉能を調べるため、48 mm/h の人工降雨条件下で、降雨開始 15 分経過後より降雨終了まで 15 分間、Plot の上端から土壌懸濁水を 0.03 dm³/s で流入させて表面流出水量、流亡土量、浸透流出水量を測定した。土壌懸濁水は、Plot 内の充填土壌と同じ湿潤土に純水を加えて十分に攪拌し、懸濁濃度を実測した後用いた。また、攪拌しながら懸濁水を供給して懸濁濃度を一定に保った。懸濁濃度および懸濁水の流量は、USLE 標準試験枠における 1997 年 6 月の台風時の現地観測の結果 (Mihara, 2001) に基づ

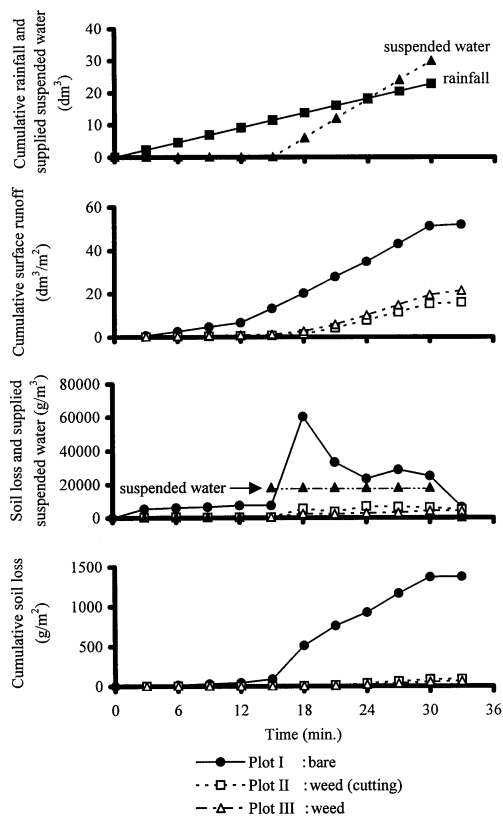


図-5 人工降雨条件下での土壤懸濁水の供給に伴う累積表面流出水量および流亡土量（自然植生 Plot II 刈り込み 2 週間後）

Fig. 5 Changes in cumulative surface runoff and soil loss under simulated rainfall with additional suspended water supply (2 weeks after the cutting weed in plot II).

いて決定し、流入させた懸濁濃度の実測値は 17,600~21,300 g/m³ の範囲内であった。

3. 結果と考察

1) 自然植生帯における土壌流亡の制御

裸地 Plot I と自然植生 Plots II, III の人工降雨条件下における表面流出水量、流亡土量を図-1~3 に示した。裸地 Plot I における濃度表示の流亡土量は自然植生 Plots II, III に比べて著しく高い値を示した。累積の表面流出水量および流亡土量も Plot I が Plots II, III を大きく上回った。また、自然植生 Plot II において、刈り込み 2 週間後の濃度表示の流亡土量は信頼区間 95% の平均値が 353 g/m³ であり、Plot III の平均値 206 g/m³ との差は裸地 Plot I の平均値 5241 g/m³ と比べるとは

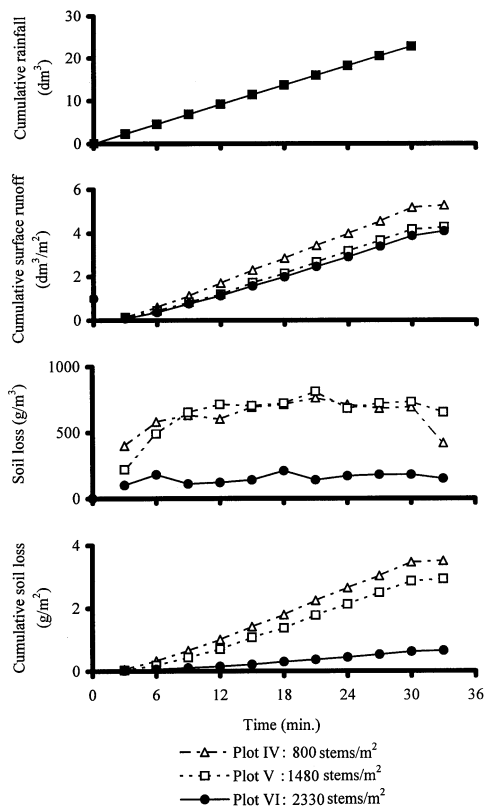


図-6 人工降雨条件下における累積表面流出水量および流亡土量（トールフェスク）

Fig. 6 Changes in cumulative surface runoff and soil loss under simulated rainfall (Tall Fescue).

とどかないと判断できた。

Plot II における植生の刈り込み直後および 2 週間後において、人工降雨条件下で土壤懸濁水を流入させた。この実験における表面流出水量、流亡土量を図-4, 5 に示した。裸地 Plot I における濃度表示の流亡土量は、自然植生 Plots II, III に比べて著しく高い値を示し、流入させた土壤懸濁水の懸濁水濃度を上回った。これは、Plot の上端から流入させた懸濁水の流下により裸地区で侵食が生じたためと考えられる。しかし、自然植生 Plots II, III においては、土壤懸濁水の流下に伴い流亡土量の濃度は上昇するものの、流入させた懸濁水濃度を下回った。よって、植生帯により流入懸濁水中の土壌が捕捉されたと判断できた。また、累積の流亡土量は、自然植生 Plot II の刈り込み直後および 2 週間後において、Plots II, III とともに裸地 Plot I を大きく下回った。本実験条件下において、自然植生帯の刈り込みの有無に

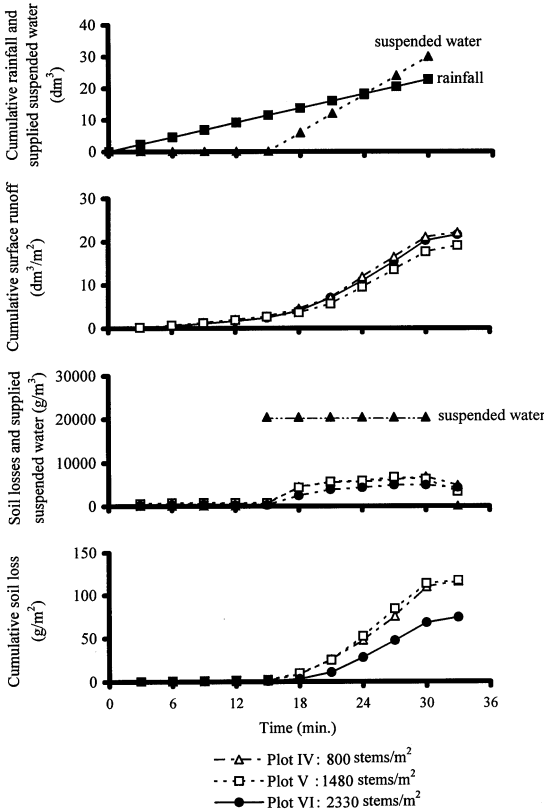


図-7 人工降雨条件下での土壌懸濁水の供給に伴う累積表面流出水量および流亡土量（トールフェスク）

Fig. 7 Changes in cumulative surface runoff and soil loss under simulated rainfall with additional suspended water supply (Tall Fescue).

関わらず植生帯が土壌の捕捉に有効に働いていることから、地表面から10 cm高さまでにおいて、植生帯を維持することが土壌の捕捉に重要であると考察した。

2) 草生密度の異なるトールフェスク植生帯における土壌流亡の制御

草生密度の異なるトールフェスク植生帯において、人工降雨実験および降雨条件下での土壌懸濁水の流入実験を行った(図-6, 7)。

Plots IV (800 stems/m²), V (1480 stems/m²), VI (2330 stems/m²) の人工降雨時における濃度表示の流亡土量は、信頼区間95%での平均で各々625 g/m³, 644 g/m³, 153 g/m³であった。有意水準5%ではPlot IVとPlot Vとの間に有意差は認められなかったが、草生密度2330 stems/m²のPlot VIにおける流亡土量は、Plot

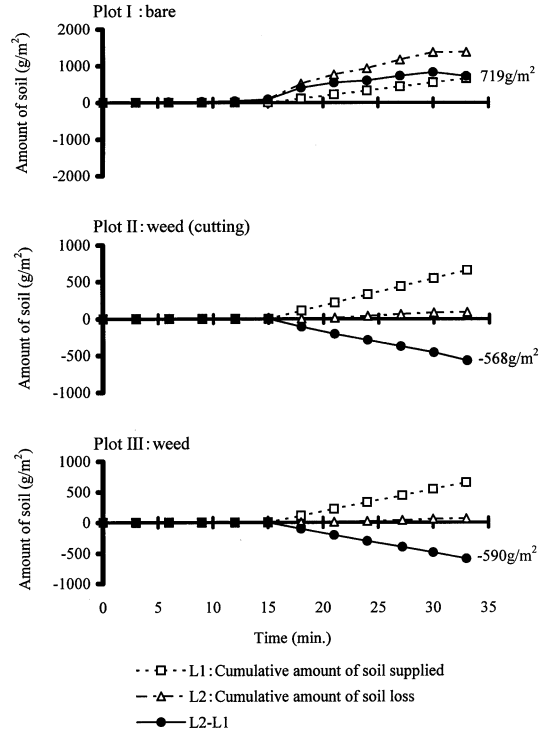


図-8 自然植生Plot II刈り込み直後における差し引き流亡土量

Fig. 8 Comparison between amount of soil supplied and of soil loss under simulated rainfall with additional suspended water supply (just after the cutting weed in plot II).

IVおよびPlot Vとの間に有意水準5%で有意差が認められた。このことにより、Plot VIにおける濃度表示の流亡土量が他のPlotを大きく下回ることがわかった(図-6)。また、降雨条件下で土壌懸濁水を流入させた実験においては、土壌懸濁水の流入に伴って降雨開始より18分経過後に流亡土量が増加した。Plots IV, Vにおける濃度表示の流亡土量は有意水準5%で有意差が認められなかったのに対して、Plot VIではPlots IV, Vと有意差が認められた。草生密度800 stems/m²~2330 stems/m²のPlots IV~VIにおける濃度表示の流亡土量は、流入させた土壌懸濁水濃度を大きく下回ったことから、播種工におけるのり面保護の基準である1000 stems/m²程度の草生密度の植生帯は流亡土の捕捉に有効であり、さらにこの実験条件では、2330 stems/m²程度に草生密度を増加させることで捕捉能を上げられると判断できた。

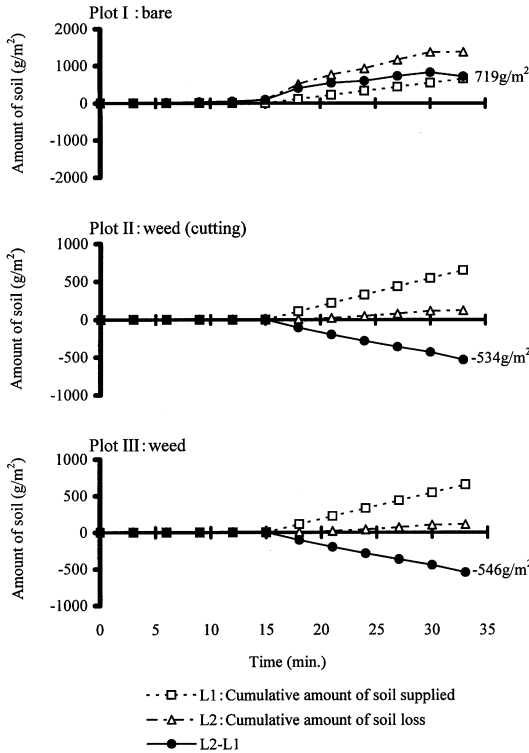


図-9 自然植生 Plot II 刈り込み 2 週間後における差し引き流亡土量

Fig. 9 Comparison between amount of soil supplied and of soil loss under simulated rainfall with additional suspended water supply (2 weeks after the cutting weed in plot II).

3) 差し引き流亡土量の比較

人工降雨条件下での土壌懸濁水の流入実験において、各 Plot からの累積の流亡土量 (L2) から流入土壌懸濁水による供給土壌量 (L1) を差し引いた値を差し引き流亡土量 (L2-L1) と定義し、各 Plot における差し引き流亡土量を図-8~10 に示した。

図-8 に示した通り、裸地 Plot I においては差し引き流亡土量が 719 g/m^2 と大きく正の値をとり、裸地状態では流亡土量が増加する排出型として働いた。また、自然植生帯 (Plot III) および刈り込み管理を行った植生帯 (Plot II) においては、差し引き流亡土量が各々 -568 g/m^2 、 -590 g/m^2 であり、土壌の捕捉能にほとんど差がなく、ともに吸収型として働くことがわかった。トールフェスク植生帯である Plots IV (800 stems/m^2)、V (1480 stems/m^2) においては、差し引き流亡土量はともに -622 g/m^2 であったが、最も草生密度の高い Plot VI

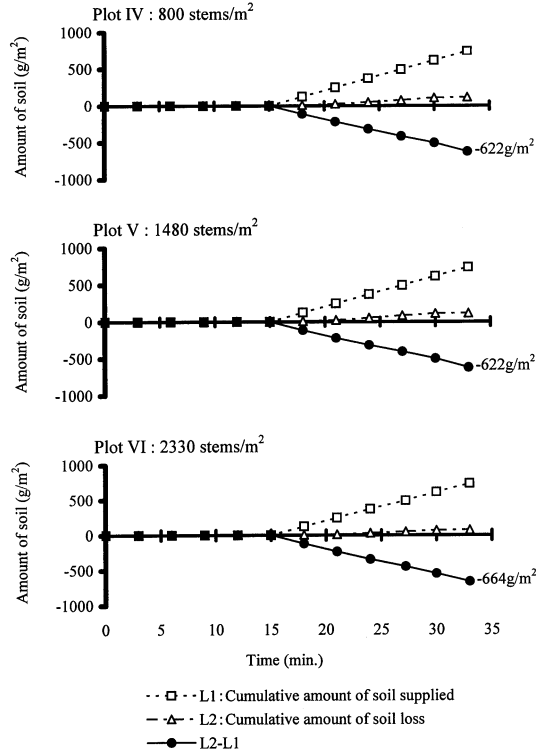


図-10 トールフェスク植生帯における差し引き流亡土量

Fig. 10 Comparison between amount of soil supplied and of soil loss under simulated rainfall with additional suspended water supply (Tall Fescue).

(2330 stems/m^2) の差し引き流亡土量は -664 g/m^2 であり、Plots IV、V に比べてより負の値が大きかった。このことから、播種工の基準である 1000 stems/m^2 程度よりも播種量を増やし、草生密度 2330 stems/m^2 程度の高密度にトールフェスクを栽培すると、流亡土の捕捉に有効であると判断できた。

4. おわりに

これまで、農地から流出する土壌の捕捉に有効な植生帯の在り方は十分に調べられていない。そこで、本研究では第一に害虫防除を目的とした雑草の刈り込みが植生帯による土壌の捕捉機能に与える影響を調べるため、傾斜模型試験槽を用いて、人工降雨条件下で土壌懸濁水を Plot の上端から供給し、表面流去水量および流亡土量を測定した。地表面より 10 cm 高さに雑草の刈り込みを行った植生帯および未刈り込みの植生帯では、Plot からの流亡土量と Plot の上端から懸濁水により供給した土

壤量の差で表わされる差し引き流亡土量が、共に負の値をとる吸収型に働き、裸地 Plot では大きく正の値をとる排出型に働いた。また、刈り込みの有無による差し引き流亡土量の差は、裸地からの流亡土量に比べるとともに著しく小さく、刈り込みの有無による差し引き流亡土量への影響はほとんどないと判断できた。これらの結果より、雑草管理を行った植生帯においても流出負荷の制御に有効であるとわかった。

第二に、土壌の捕捉を目的とした植生帯の草生密度の基準を確立するため、草生密度の異なるトールフェスクを用いて差し引き流亡土量について調べた。草生密度を800~2330 stems/m²に設定したすべての Plot における濃度表示の流亡土量は、流入させた土壌懸濁水濃度を大きく下回った。さらに、草生密度800 stems/m²および1470 stems/m²の Plot では濃度表示の流亡土量、差し引き流亡土量ともに有意差が見られなかったが、2330 stems/m²の植生帯における濃度は800 stems/m²および1480 stems/m²の植生帯より低く、差し引き流亡土量においてもより吸収型に働くことがわかった。

これらの結果より、播種工におけるのり面保護の基準である1000 stems/m²程度の草生密度の植生帯は流亡土の捕捉に有効であり、さらに2330 stems/m²程度に草生密度を増加させることで捕捉能を上げられることがわかった。

引用文献

Dalton, P.A., Smith, R.J. and Truong, P.N.V. (1996) : Vetiver grass hedges for erosion control on a cropped flood plain : hedge hydraulics, *Agricultural Water Management*, **31** : 91-104.
Ghadiri, H., Hogarth, B. and Rose, C. (2000) : The effec-

tiveness of grass strips for the control of sediment and associated pollutant transport in runoff, *The Role of Erosion and Sediment Transport in Nutrient and Contaminant Transfer*, pp. 83-91, International Association of Hydrological Science Press, U.K..

- Mihara, M. (2001) : Nitrogen and phosphorus losses due to soil erosion during a typhoon, Japan, *Journal of Agricultural Engineering Research*, **78** (2) : 209-216.
Uusi-Kamppa, J. and Ylaranta, T. (1992) : Reduction of sediment, phosphorus and nitrogen transport on vegetated buffer strips, *Agric.Sci.Finl.* **1** : 569-575.
Parsons, J.E., Gilliam, J.W., Muñoz-Carpena, R., Daniels, R.B. and Dillaha, T.A. (1994) : Nutrient and sediment removal by grass and riparian buffers, *Environmentally sound agriculture proceedings of the second conference* : 147-154.
草薙得一・近内誠登・芝山秀次郎編 (1994) : 雑草管理ハンドブック, pp. 15-29, 朝倉書店, 東京.
鈴木正昭 (1995) : マサ土造成畑の畑面および法面保全のための在来草種の利用, *土壌の物理性*, **71** : 37-40.
農業土木事業協会編 (1990) : のり面保護工, 設計・施工の手引き, pp. 196-198, 農山漁村文化協会, 東京.
三原真智人・上野貴司 (1999) : 畑地における土壌流亡と窒素およびリン成分の表面流出, *農業土木学会論文集*, **200** : 7-14.

受稿年月日 : 2000年9月13日

受理年月日 : 2001年3月23日

土壌中の水分・溶質移動解析への 汎用 PDE ソルバーの適用

登 尾 浩 助*

Application of a General PDE Solver for Analyzing Water and Solute Transport in Soil

Kosuke NOBORIO*

* Faculty of Agriculture, Iwate University, Morioka 020-8550, Japan

Abstract

For the proper management of water and fertilizer resources, distributions of water and solute in soil should be precisely predicted. The movement of water and solute in soil may be expressed with partial differential equations (PDEs). The PDEs should be numerically solved for real world applications because of complex initial and boundary conditions and high non-linearity in some cases. The recent development of a general PDE solver using the finite element method enabled us to more easily solve these PDEs governing water and solute transport in soil. FlexPDE Lite can be freely obtained through the Internet, and its applicability to solve water and solute transport in soil was investigated. FlexPDE Lite successfully simulated water infiltration into Haverkamp's sandy soil with $\leq 2\%$ of mass balance errors. However, it failed to calculate water infiltration into dry loamy sand when initial pressure head was < -60 cm. Results of simulating solute transport with FlexPDE Lite also agreed well with analytical solutions especially when the convective transport was not dominant. Therefore, FlexPDE Lite, although its performances were purposely limited, could be an ideal tool for a training purpose or a small-scale simulation.

Keywords: numerical solution, finite element method, soil water movement, solute transport, simulation model

1. はじめに

水の有効利用や肥料分・汚染物質等の移動予測を行う際には、土壌中における水分・溶質の空間的・時間的な変動を把握する必要がある。土壌中におけるこれらの移動は、通常、偏微分方程式 (PDE) で表される。特に土壌 (多孔質体) 中における物質・エネルギー輸送を表す PDE は、拡散方程式、移流-分散方程式、熱伝導方程式と呼ばれ、古くから様々な解法が研究されてきた。

簡単な初期条件と境界条件を持つ線形 PDE は解析的に解を得ることができるが、初期条件や境界条件が複雑な場合や係数が非常に非線形の場合には、解析解を得る

ことが極めて困難なので数値解法を用いる必要がある。たとえば、層ごとに水分特性が異なる成層土壌や地表面が複雑な形状である畝・畝間土壌中の水分や溶質の移動現象を扱う場合には数値計算法による解法に頼らざるを得ない。さらに、土壌中の水分移動は、土壌の不飽和透水係数が土壌水分量または圧力水頭に対して非常に強い非線形性を有する為に、現在までに一般的な解析解は得られていない。

数値解を得るのに通常、差分法 (FDM) と有限要素法 (FEM) が使われる。FDM では、比較的簡単なプログラムを作成する事で PDE を解くことが可能であるが、複雑な形状の境界条件を扱うためにはプログラムの変更を

* 岩手大学農学部 〒020-8550 盛岡市上田3丁目18-8

e-mail address: noboriok@iwate-u.ac.jp

キーワード: 数値解, 有限要素法, 水分移動, 溶質輸送, モデル

要求されるなど、汎用性の高いプログラムの構築には不向きであると言われている。一方、FEMを使うと汎用性の高いプログラムの開発が可能であると言われているが、プログラム開発自体が差分法に比べて煩雑であるといった特徴がある。

近年、パソコン上で動作する有限要素法を使った汎用PDEソルバーが開発されてきた。本報では、FlexPDE Liteを取り上げて、土壌中の水分・溶質移動問題への汎用PDEソルバーの適用性を検討する。このソルバーは、接点数約400以下の2次元2変数問題まで扱うことが可能である。

2. 理 論

a. 土壌中の水分移動

均質土壌中の2次元水分移動は、Richards (1931) の式で表される。

$$C_h \frac{\partial \phi}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(-K \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(-K \frac{\partial \phi}{\partial y} - K \right) \quad (1)$$

または、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(-K \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(-K \frac{\partial \phi}{\partial y} - K \right) \quad (2)$$

ここに、 C_h は水分容量 (1/L)、 ϕ は圧力水頭 (L)、 θ は体積水分量 (L^3/L^3)、 K は透水係数 (L/T)、 x と y はそれぞれ水平方向と鉛直方向の座標 (L)、 t は時間 (T) である。

b. 土壌中の溶質移動

溶質は水理学的分散と移流によって土壌中を移動する。均質土壌中における溶質の2次元分布は移流-分散方程式により次式で表される (Javandel ら, 1984)。

$$R \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) - v_x \frac{\partial C}{\partial x} - v_y \frac{\partial C}{\partial y} \quad (3)$$

ここに、 R は遅延係数、 C は溶質濃度 (mol/M)、 D_x 、 D_y はそれぞれ x 、 y 方向の水理学的分散係数 (L^2/T)、 v_x 、 v_y はそれぞれ x 、 y 方向の平均間隙流速 (L/T) である。

3. 解析方法

a. 水分移動

FlexPDE Lite, 2次元水分移動用FEMプログラム (Noborio ら, 1996), 1次元水分移動用FDMプログラムの3つの異なった解析プログラムを使って計算した水分分布をHaverkamp ら (1977) の求めた砂質土壌に対する実験値・準解析解と比較した。土壌カラム上端においてノイマン型 (フラックスが既知) 境界条件を用いたときには実験値と、ディリクレ型 (値が既知) 境界条件

を使ったときには準解析解と比較した。

解析に用いた砂質土壌の水分特性曲線は、

$$\theta = \theta_r + \frac{\alpha(\theta_s - \theta_r)}{\alpha + |\phi|^\beta} \quad (4)$$

で表され、 $\theta_s = 0.287$, $\theta_r = 0.075$, $\alpha = 1.611 \times 10^6$, $\beta = 3.96$ である。また、不飽和透水係数は次式で表される。

$$K = K_s \frac{A}{A + |\phi|^\gamma} \quad (5)$$

ここに、 $K_s = 34$ cm/h, $A = 1.175 \times 10^6$, $\gamma = 4.74$ である。このような水分特性の砂質土壌を均一に充填した長さ80 cmの土壌カラムを想定して数値計算を行った。FlexPDE LiteとFEMプログラムでは、幅1.0 cm深さ80.0 cmの土壌を想定した。この土壌カラムの初期条件と境界条件は、

$$\begin{aligned} \text{初期条件: } \phi &= -61.5 \text{ cm for } t=0, \\ &0 \leq z \leq 80 \text{ cm} \end{aligned} \quad (6)$$

$$\text{境界条件: } \phi = -61.5 \text{ cm for } t>0, z=80 \text{ cm} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \text{ノイマン型 } J_w &= 13.69 \text{ cm/h for } t>0, \\ &z=0 \text{ cm} \end{aligned} \quad (8)$$

または

$$\begin{aligned} \text{ディリクレ型 } \phi &= -20.73 \text{ cm for } t>0, \\ &z=0 \text{ cm} \end{aligned} \quad (9)$$

J_w は水分フラックス密度

と設定した。

b. 溶質輸送

定常な水分フラックスが存在する条件下における1次元と2次元溶質輸送に対する解析解とFlexPDE Liteによる数値解とを比較した。

式(3)を1次元溶質輸送問題として次のような初期・境界条件下で解く。

$$\text{初期条件: } C=0 \text{ for } t=0, 0 \leq x \leq \infty \quad (10)$$

$$\text{境界条件: } \partial C / \partial x = 0 \text{ for } t>0, x = \infty \quad (11)$$

$$C = C_0 \text{ for } t>0, x=0 \quad (12)$$

C_0 は置換溶液の溶質濃度

式(3)の解析解 (van Genuchten と Wierenga, 1986) は、

$$\begin{aligned} C_c(x, t) &= \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[\frac{Rx - v_x t}{2(D_x R t)^{1/2}} \right] \\ &+ \frac{1}{2} \exp \left(\frac{v_x x}{D_x} \right) \operatorname{erfc} \left[\frac{Rx + v_x t}{2(D_x R t)^{1/2}} \right] \end{aligned} \quad (13)$$

と表さる。ここに、 C_e は初期濃度に対する相対濃度を、 erfc は余誤差関数を表す。

FlexPDE Liteでは、4.0 m × 200.0 mの鉛直方向に長い計算領域を想定して土壌カラム始端から20.0 m下方での溶質濃度変化を経時的に出力した。この時、 $v_x = 0.15$ m/d, $R = 1.0$ は一定であるとして与えた。 D_x の値を

0.2, 0.1, 0.05, 0.02 m²/d と変化させて、解析解と比較した。これに対応する P/ΔL の値は 0.75, 1.5, 3.0, 7.5 となり、ここで P (P=v_xΔL/D_x) はペクレ数で、移流/分散の割合 (P が大きければ移流による溶質の移動が分散による移動よりもより卓越していることを意味する) を示し、ΔL は三角形要素の最大長さを表す。FlexPDE Lite では、三角形要素の大きさが自動的に変化して ΔL を特定できないので、P/ΔL をもって移流/分散割合の目安とした。

2次元溶質移動に対する式(2)の解析解は、2a 幅の帯状供給源から溶質が流れ出る場合、次の初期・境界条件下において、式(19)のように表される (Javandel ら, 1984)。

$$\begin{aligned} \text{初期条件: } C=0 \text{ for } t=0, -\infty \leq x < \infty, \\ 0 \leq y \leq \infty \end{aligned} \quad (14)$$

$$\text{境界条件: } \partial C / \partial x = 0 \text{ for } t > 0, x = \pm \infty \quad (15)$$

$$\partial C / \partial y = 0 \text{ for } t > 0, y = \infty \quad (16)$$

$$C = C_0 \text{ for } t > 0, y = 0, -a \leq x \quad (17)$$

$$\begin{aligned} C = 0 \text{ for } t > 0, y = 0, -\infty < x < -a, \\ a < x < \infty \end{aligned} \quad (18)$$

$$\begin{aligned} Ce(x, y, t) = & \frac{y}{4(\pi D_y t)^{1/2}} \exp\left(-\frac{v_y y}{2D_y} t\right) \\ & \int_0^t \exp\left[-\left(-R + \frac{v_y^2}{4D_y}\right)\tau - \frac{y^2}{4D_y \tau}\right] \tau^{-3/2} \\ & \left\{ \operatorname{erfc}\left[\frac{a-x}{2(D_x \tau)^{1/2}} + \frac{v_x}{2}\left(\frac{\tau}{D_x}\right)^{1/2}\right] \right. \\ & \left. + \operatorname{erfc}\left[\frac{a+x}{2(D_x \tau)^{1/2}} - \frac{v_x}{2}\left(\frac{\tau}{D_x}\right)^{1/2}\right] \right\} d\tau \end{aligned} \quad (19)$$

FlexPDE Lite では、Noborio ら (1996) にならって a=10.0 m, D_x=D_y=1.0 m²/d, v_x=0 m/d, v_y=0.1 m/d, R=1.0 の条件下で幅 40.0 m, 長さ 50.0 m の矩形土壌断面中における溶質濃度分布の経時変化を計算した。

4. 結果と考察

a. 水分移動

地表面においてディリクレ型とノイマン型境界条件を用いたときの 1 次元土壌カラム中の水分分布を比較したのが Fig. 1 (A) と 1 (B) である。どちらの境界条件の場合も FlexPDE Lite と FEM は、L_x=1.0 cm, L_y=-80 cm の計算領域を使った。各解析プログラムによる計算結果は、計算時間全域に渡って Haverkamp ら (1977) が示した準解析解値 (Fig. 1 (A)) とまた実験値 (Fig. 1 (B)) と良く一致した。FlexPDE Lite の計算結果は、FEM と FDM による計算結果とも良く一致した。特に FDM と比較すると、図中ではほとんど違いがわからな

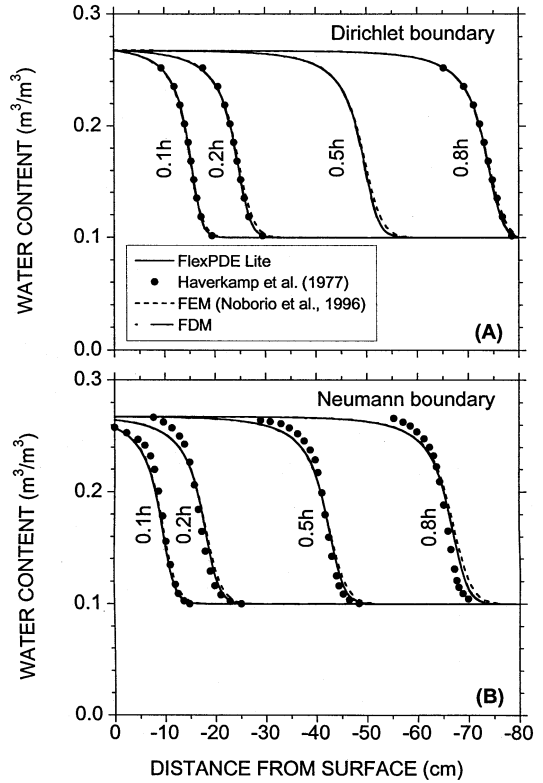


図-1 (A) ディリクレ型境界条件と (B) ノイマン型境界条件下における各解析プログラムによる土壌水分分布の経時的変化の比較

Fig. 1 Comparison of water distribution calculated by FlexPDE Lite, FEM (Noborio *et al.*, 1996), and FDM with results of Haverkamp *et al.* (1977) during water infiltration under (A) the Dirichlet, and (B) the Neumann boundary conditions.

いくらいに一致した。FEM は、他のプログラムに比較して、浸潤前線を若干大きめに計算する傾向が見られた。特に乾燥領域でこの計傾向が顕著であった。FEM の出力時間が表示時間と正確に一致していないことが原因の一つに考えられる。

質量収支は、計算領域中の総質量増加量に対する領域への総流入量の比として表され (Celia ら, 1990), シミュレーションプログラムの性能評価にしばしば用いられる。水分移動を例に取れば、計算機の中で土壌中の水分が生成も消失もしないことを表し、Celia ら (1990) は許容される質量収支誤差を 10% 以下とした。ノイマン型境界条件下での各解析プログラムの質量収支誤差は、表-1 に示す通りいずれも 10% 以下と満足すべき結果であった。FEM の質量収支誤差が非常に小さいのは、

表-1 解析プログラム別の計算方法と Haverkamp ら (1977) の水分浸潤に対する計算時間の比較

Table 1 Comparison of calculating methods and calculation time for water infiltration into the soil of Haverkamp *et al.* (1977) using three programs (FlexPDE Lite, FEM and FDM)

解析プログラム名	適用支配 方程式	計算アルゴリズム	ノード間隔 dx, dy	計算時間 きざみ間隔 dt	計算結果	
					相対計算時間 [†]	質量収支誤差
FlexPDE Lite	(1)	修正ニュートン・ ラプソン法	dx=自動分割 dy=自動分割	自動設定	1.0	≤2%
FEM* (Noborioら, 1996)	(2)	修正ピカード 繰り返し法	dx=1.0 cm dy=1.0 cm	自動設定	0.3	≤0.2%
FDM**	(3)	陽解法	dy=1.0 cm	0.0001 h	5.0	≤6%

* FEM プログラムの実行にはマイクロソフト社の FORTRAN PowerStation 4.0 を使用した。

** FDM プログラムの実行にはマスソフト社の MathCAD 2000 を使用した。

[†] FlexPDE Lite の計算時間を 1.0 として他の解析プログラムの計算時間を相対的に示した。

Celia ら (1990) が質量収支誤差の低減をするために提案した混合型水分移動方程式 (式(2)) と修正ピカード繰り返し法との組み合わせを適用しているためである。

計算時間は、FORTRAN コンパイラを使っている FEM が圧倒的に短かった (表-1)。しかし、計算結果の表示には、別のプログラムを使う必要がある。FDM を実行しているのは MathCAD と呼ばれる汎用数値計算プログラムで、インタープリタ言語を実行するために、他の解析プログラムに比較して計算時間が長かかった。中位の計算時間だった FlexPDE Lite は、リアルタイムで計算結果をグラフに表示していたので、グラフ表示をしない場合には計算時間はもっと短くなると思われる。いずれの解析プログラムも境界条件の違いが計算時間へ及ぼす影響はほとんどなかった。

各解析プログラムの計算方法と計算時間を比較したのが表-1 である。式(1)(2)は数学的には等価であるが、数値計算上は C_h が非線形であるために式(1)を使うと質量収支誤差を小さくすることが困難であると言われている (Celia ら, 1990)。しかし、FlexPDE Lite では、式(2)を適用すると計算不能となったので、式(1)で示される圧力水頭型と呼ばれる水分移動方程式を解き、その他のプログラムでは式(2)で示される混合型と呼ばれる水分移動方程式の解法を行った。未知数の解を見つける方法は表のように3者3様である。本報で使用した FDM には、簡便性から陽解法を使った。用いた FEM と FDM は機能上、適切な計算接点間隔を、また FDM は適切な計算時間きざみ間隔を使用者が設定する必要があった。しかし、FlexPDE Lite はこれらを自動的に最適間隔に設定する機能を有しているため、その必要はなかった。

表-2 では、FlexPDE Lite と FEM の砂質土壌への水分浸潤問題に対する性能の比較を行った。式(1)(2)中の

表-2 乾燥砂質土壌* への水分浸潤問題に対する解析プログラムの性能比較

Table 2 Performances of FlexPDE lite and FEM (Noborio *et al.*, 1996) for simulating water infiltration into a dry sandy soil*

初期条件 (t=0) for $0 \leq y \leq -80$ cm		相対計算時間 [†]	
Ψ_i (cm)	対応する θ (cm^3/cm^3)	FlexPDE Lite	FEM (Noborioら, 1996)
-60	0.084	>>50	0.3
-100	0.071	NG	0.3
-1000	0.058	NG	0.3
-5000	0.05709	NG	0.3
-10000	0.05704	NG	NG

境界条件: $\Psi=0$ cm for $t>0, y=0$ cm

$\Psi=\Psi_i$ for $t>0, y=-80$ cm

* 供試砂質土壌に対する van Genuchten (1980) パラメータの値: $\theta_s=0.41 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, $\theta_r=0.057 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, $\alpha=0.124 \text{ cm}^{-1}$, $n=2.28$, $K_s=350.2 \text{ cm/h}$

[†] 表-1 に示した Haverkamp ら (1977) の砂質土壌への水分浸潤計算に対する FlexPDE Lite の計算時間を 1.0 として計算時間を相対的に示した。

注: NG は計算不能を示す。

係数は、砂質土壌に対するものほどその非線形性が大きくなる。特に、乾燥砂質土壌への飽和水分浸潤は極めて非線形であるので、数値解法的には再現が困難な現象である。FEM は、絶乾に近い初期条件 ($\phi_i=-5000$ cm) まで計算可能であった。一方、FlexPDE Lite は、ほ場容水量付近の初期条件 ($\phi_i=-60$ cm) までに対してなら計算可能であった。しかし、計算時間は非常に長かかった。

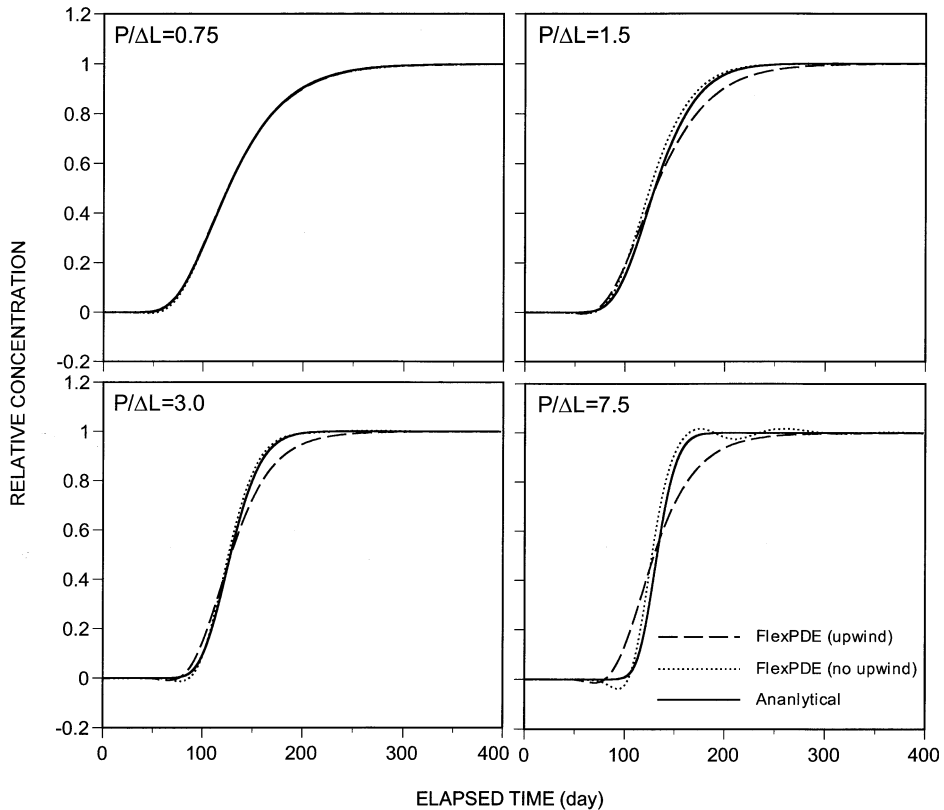


図-2 FlexPDE と解析解 (Eq. 13) による溶質前線の比較

Fig. 2 Solute front calculated with the analytical solution (Eq. 13) and FlexPDE Lite with and without the upwind weighted scheme.

た。また、FEMでは初期条件の違いによる計算時間への影響はほとんどなかった。初期条件を $\phi_i = -10000$ cm とさらに乾燥した状態を想定すると、どちらの解析プログラムも解が得られなかった。

b. 溶質輸送

図-2は、 $P/\Delta L$ の大きさが溶質前線の計算結果に与える影響を表す。 $P/\Delta L$ が小さい時は、FlexPDE Liteの計算結果は、解析解と非常に良く一致した。 $P/\Delta L$ が大きくなるに伴って、溶質前線の計算結果が不安定になった(振動し始めた)。さらに $P/\Delta L$ が大きくなると、振幅がより大きくなった。このように解が振動する現象は、FlexPDE Liteに固有の問題ではなく、移流一分散型方程式の持つ特性に起因する。

このような解の振動を軽減するために、FlexPDEは簡便な1階微分風上重み付け法(Huyakorn and Nilkuha, 1979)を採用している。式(3)中の v_x , v_y の寄与を決定する際に、特定の接点に対してより大きな寄与の重み付けをする方法である。しかし、この重み付け法

は、 $P/\Delta L$ の増加と共に大きくなる解の振動を効果的に抑制するが、溶質前線に人為的な分散を導入する欠点がある(図-2)。人為的な分散は、 $P/\Delta L$ の増加に伴って大きくなった。したがって、移流が卓越するような溶質輸送問題を扱う際には、解の振動と人為的分散のどちらの影響が解析結果に対して有害かを見極める必要がある。FlexPDEのデフォルト設定では、風上重み付けが自動的に適用されるので、特に注意が必要である。

2次元土壌断面中の溶質輸送によって生じる入力溶液濃度に対する相対濃度の分布を解析解と比較したのが図-3である。この計算例では $P/\Delta L=0.1$ であるので、解の振動や重み付けによる人為的分散はほとんど生じないと予想された。FlexPDE Liteは、 $t=50$ dではy軸方向の溶質前線付近で若干の過大評価をしたが、x軸方向では解析解と良く一致した。また、 $t=200$ dではy軸方向の溶質前線の一部に過大評価が見られたが、全体としては非常に良く解析解と一致した。

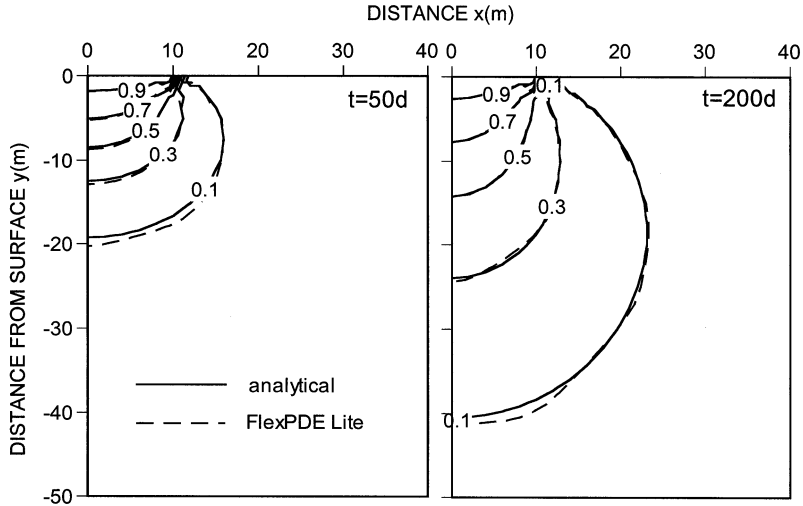


図-3 FlexPDE Lite と解析解 (式 19) による 2 次元溶質移動によって生じる相対濃度分布の比較

Fig. 3 Two-dimensional distribution of relative solution concentration in soil calculated by analytical equation (Eq. 19) and FlexPDE Lite.

5. おわりに

土壌中の水分と溶質の移動解析に対する汎用 PDE ソルバーの適用性を検討した。水分浸潤問題に対しては、実験値、準解析解値と良い一致を見た。また、ノイマン型境界条件下では質量収支誤差が 2% 以下であり、他の FEM・FDM 解析プログラムと比較しても十分高精度であった。しかし、非常に乾燥した状態の砂質土壌への飽和水分浸潤問題では解が得られなかった。

溶質輸送問題に対しても、解析解と非常によい一致を見た。P/ΔL が大きく (移流項が優勢) になると、溶質前線に移流-分散型方程式に特有な解の振動が起こった。この振動を軽減するために FlexPDE Lite でデフォルト設定として使われる風上重み付け法は、溶質前線に人為的分散を導入するので注意が必要である。

FlexPDE Lite は、取り扱える接点数を約 400 以下に機能が限定されている。したがって、広範囲の移動現象を精度良く計算するためには接点数が不足し、計算精度が低下する恐れがあるが、トレーニング目的や小規模な土壌水分・溶質移動問題に対しては十分な精度で適用可能と思われる。比較的簡単なマクロ言語で計算問題を記述でき、計算結果をリアルタイムでグラフに表す機能を有しているので、特に、学生演習用のプログラムとしては最適であろうと思われる。FlexPDE Lite は、<http://www.pdesolutions.com/> のウェブサイトから無料で入手可能である。

引用文献

- Celia, M.A., Bouloutas, E.T. and Zarba, R.L. (1990): A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation, *Water Resour. Res.*, **26**: 1483-1496.
- Haverkamp, R., Vauclin, M., Bouma, J., Wierenga, P.J. and Vachaud, G. (1977): A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **41**: 285-294.
- Huyakorn, P.S. and Nilkuha, K. (1979): Solution of transient transport equation using an upstream finite element scheme, *Appl. Math. Modelling*, **3**: 7-17.
- Javandel, I., Doughty, C. and Tsang, C.F. (1984): *Groundwater transport: Handbook of mathematical models*, Water Resour. Monogr. **10**, Am Geophys. Union, Washington, D.C.
- Noborio, K., McInnes, K.J. and Heilman, J.L. (1996): Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil: I. Theory, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **60**: 1001-1009.
- Richards, L.A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous media, *Physics*, **1**: 318-333.
- van Genuchten, M.Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of

unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., **44** : 892-898.

van Genuchten, M.Th. and Wierenga, P. (1986): Solute dispersion coefficients and retardation factors, pp. 1025-1054, In A. Klute (ed.) Methods

of soil analysis. Part 1, 2nd ed. Agron. Monogr. **9**, ASA and SSSA, Madison, WI.

受稿年月日：1999年6月17日

受理年月日：2001年3月30日

Application of Electromagnetic Technique to Identify Recharge and Discharge Areas for Reforestation in Northeastern Thailand

Chaianam DISSATAPORN*, Hajime NARIOKA**, Pramot YAMCLEE* and Somsri ARUNIN*

* Land Development Department, Bangkok, Thailand

** Okayama University, Okayama, Japan

Abstract

Areas affected by salinization in northeastern Thailand were studied using data obtained from ground geophysics methods, multi frequency electromagnetic induction terrain conductivity meter, and hydrological data from the routine piezometer method. The electromagnetic technique is not only a useful tool for identifying the spatial distribution of salt content in landscapes, but it may also be applicable for delineating local recharge and discharge areas by comparing results with hydrological data. It could also aid in reforestation planning in large-scale areas for rehabilitation of salt-affected soils.

Keywords: Electromagnetic induction terrain conductivity meter (EITCM), Salinization, Recharge and discharge areas, Reforestation, Northeastern Thailand

Introduction

Secondary salinization of salt-affected soils in northeastern Thailand is mainly due to the rising of shallow saline groundwater in discharge areas after clearing of native *Dipterocarpus* forest in recharge areas. The source of additional recharge to groundwater discharge aquifers is rainfall, which percolates through the root zone of annual, short-rooted and low-water-use cash crops in cleared lands. Salt is then transported and accumulated on soil surfaces by evapotranspiration and capillary action from rising shallow saline groundwater in discharge areas. Halite, of the Mahasarakram Formation founded at the depth of 60 to 100 m from soil surface, is widely accepted as a source of salt in the process of soil salinization. A remedial measure for controlling shallow saline groundwater in discharge areas is to utilize recharge water before it reaches groundwater aquifers (Williamson *et al.*, 1989).

Reforestation in recharge areas is recognized

as one land management technique for minimizing groundwater recharge. Perennial, deep-rooted, fast-growing and high-water-use trees are planted in recharge areas where groundwater tables rapidly respond to rainfall. The goal of this technique is to intercept and utilize precipitation before it percolates through the root zone to groundwater aquifers (Sedgley *et al.* 1981).

Regarding this method, it is necessary to define significant recharge areas before reforestation schemes are begun (Bullock and Williams, 1987). They can be roughly delineated from topographic, soil and land surface properties but the most accurate, although costly and time-consuming technique, is to study groundwater characteristics (Freeze and Cherry, 1979).

The electromagnetic terrain conductivity technique is a simple and rapid method for delineating the distribution of salt on surface and subsurface soils at depth of 7.5, 15 and 30 m from the soil surface (McNeil, 1980). The low

conductivity of upland soils indicates recharge areas while high conductivity indicates a salinity hazard as well as discharge areas (Bullock and Williams, 1987, and Engle *et al.*, 1987).

Williams and Arunin (1990) employed the EITCM for predicting recharge and discharge areas from the empirical average ratio of deep to shallow depths of sounding at Nakorn Ratchasima in northeast Thailand. Ratios of greater than or less than one indicate recharge and discharge areas, respectively. Area where terrain conductivity increases with reading depth indicates recharge areas due to adequate leaching of salt and nutrients. In the discharge areas, where salt moves from shallow saline groundwater to soil surfaces, readings decrease with depth of transverse.

The objective of this research was to study the application of the EITCM for delineating recharge areas to be reforested for salinity control.

Study area and methodology

Salt affected soils in Ubonrachathani province were selected for studying the application of electromagnetic terrain conductivity for mapping recharge areas. The study area covers 360 square km. Annual average rainfall and evaporation is 1,577 and 2,054 mm, respectively. Soil profile description and type of rocks from soil surface to 30 m depth were recorded during the installation of piezometer. Soils in high terrace were silt and sand while low elevated area soils were silt with increased in clay content. It was founded that soils were underlain with shale, sandstone and siltstone of the Mahasarakram Formation but no salt layers were detected.

The hydraulic head of groundwater from nested piezometers at depths of 5, 10, 15, 20 and 30 meters from soil surface (U1~U90) was used for mapping recharge and discharge areas. The horizontal hydraulic gradients of groundwater at a depth of 5 meter from soil surfaces were contoured and flow lines of groundwater were drawn (Surfer for Windows, 1996). The

vertical hydraulic gradient between each depth of nested piezometer was calculated. The downward and upward vertical hydraulic gradient was identified as recharge and discharge areas, respectively (Freeze and Cherry, 1979).

The EITCM measures the bulk apparent electromagnetic terrain conductivity (E_{c_a}) of soluble salt concentrations in soils (mS/m) at depths of 7.5, 15 and 30 m from the soil surface. The instrument consists of transmitter and receiver coil with diameter of 63 cm and weight of 3 and 7.2 kg, respectively. They are connected to transmitter and receiver meter, respectively. The coil configurations are either vertical or horizontal and are 10, 20 and 40 meter apart (Fig. 1). The transmitter coil generates primary electromagnetic currents in the soil profile, which induce the secondary magnetic field from soluble salts in the soil profile. The magnitude of secondary magnetic field depends on the concentration of soluble salts, moisture and clay contents. The receiver coil determines the primary and secondary magnetic field and calculates the ratio between the two. This ratio yields the apparent electrical conductivity of the soil profile. The depth of soil measured depends on the current frequency, distance between the transmitter and receiver coils and the coil arrangement relative to the soil surface. The coils in the horizontal dipole mode provide the depth of sounding of 7.5, 15 and 30 m from the soil surface (McNeil, 1983).

The EITCM survey was carried out at grid of 1 km and at each nested piezometer using a 10, 20 and 40 m coil separation and horizontal dipoles. The apparent electromagnetic conductivity at depths of 7.5, 15 and 30 m was obtained. Surfer for Windows was used for contouring the apparent electromagnetic conductivity of the soil profile at depths of 7.5, 15 and 30 m from soil surface (Surfer for Windows, 1996). Salinity is classed into non-salt-affected soils (0~80 mS/m), slightly salt-affected soils (80~120 mS/m), moderately salt-affected soils

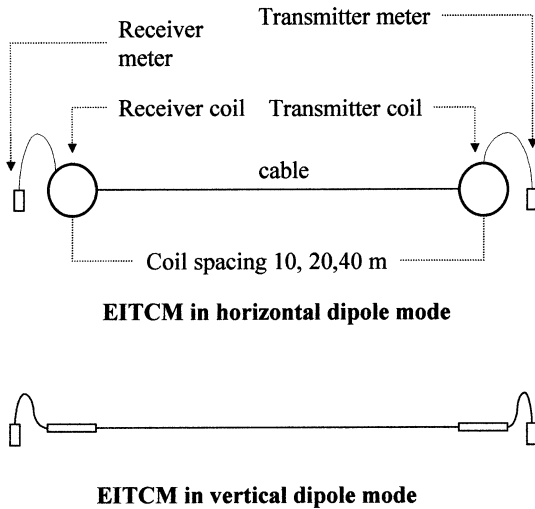


Fig. 1 Electromagnetic induction terrain conductivity meter (EITCM), in horizontal and vertical dipole mode.

(120~160 mS/m), severely salt-affected soils (160~200 mS/m) and very severely salt-affected soil (>200 mS/m).

Williams and Arunin (1990) proposed that salinity at different depths in the soil profile determined from EITCM measurements could predict recharge and discharge areas. Areas in which Em values increase or decrease with the depth of the soil profile can be identified as recharge and discharge areas, respectively. Thus, the EM slope can be derived as

$$EM\ slope = ((EM30/EM15) + (EM30/EM7.5) + (EM15/7.5)) / 3 \quad (1)$$

$$Recharge\ area\ EM\ slope > 1 \quad (2)$$

$$Discharge\ area\ EM\ slope < 1 \quad (3)$$

EM7.5 : Apparent electrical conductivity from soil surface to 7.5 m depth

EM15 : Apparent electrical conductivity from soil surface to 15 m depth

EM30 : Apparent electrical conductivity from soil surface to 30 m depth

The EM slope formulated from this formula was then contoured using Surfer for Windows. The contour of the EM slope was overlain on the recharge and discharge area, which delineated the vertical and horizontal hydraulic gradient of groundwater from the same area.

Results

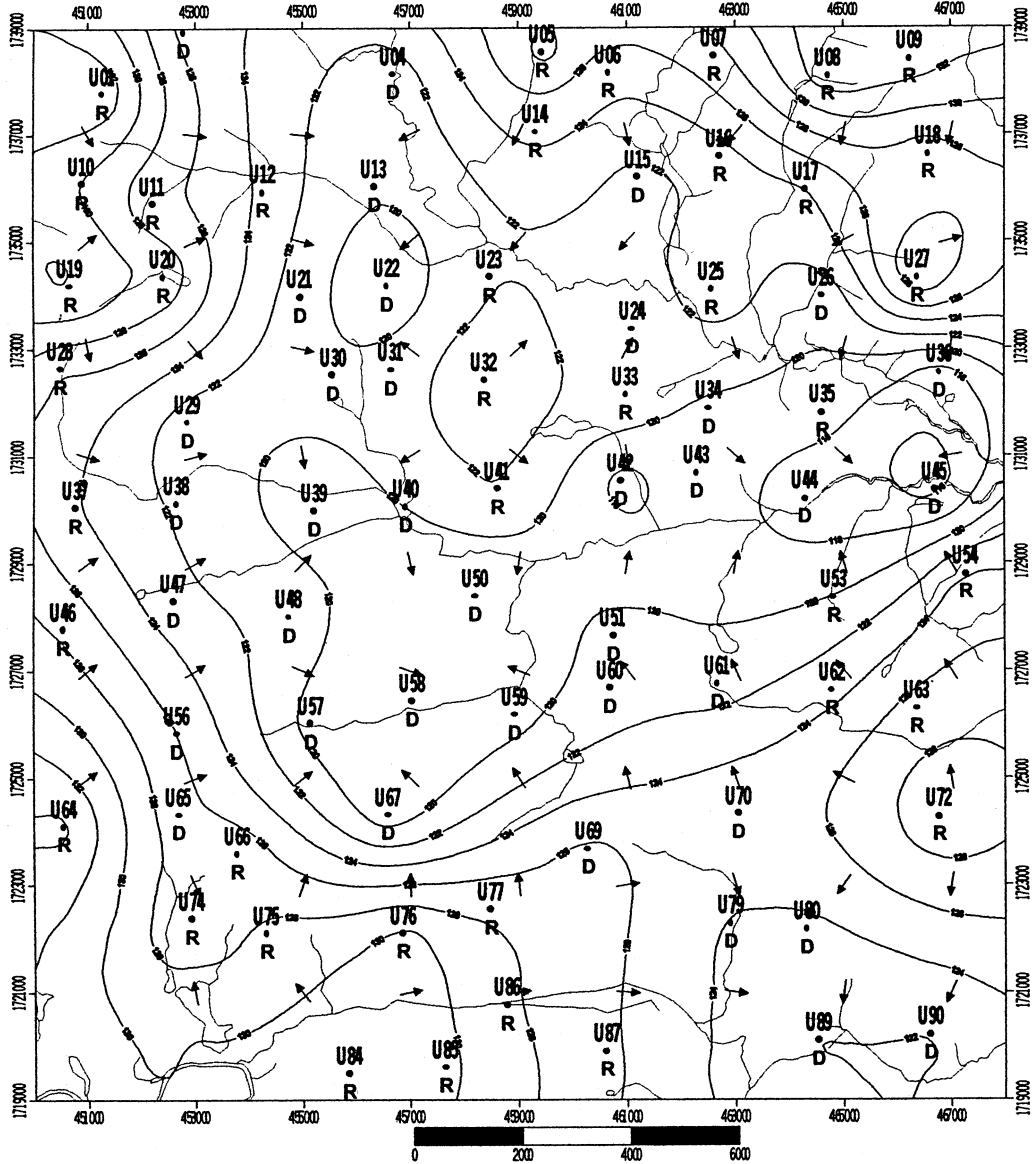
Groundwater hydrology and the electromagnetic technique was used for investigation of the development of salt-affected soil in northeastern Thailand

Groundwater hydrology

Data from nested piezometers was collected from April 1996 to March 1998. The distribution of horizontal hydraulic head and groundwater flow lines at a depth 5 meter from soil surfaces were drawn using data gathered in April 1997. Groundwater moved from the elevated areas (130~140 m above mean sea level) to the lower areas of the study area. The pattern of groundwater flows were the same during the period of study. The vertical hydraulic gradients between nested piezometer were calculated. Nested piezometers with downward and upward vertical hydraulic gradients were identified as recharge and discharge areas, respectively. It was found that most of the recharge areas were situated primarily over the horizontal hydraulic head of 122 meter. The depth of ground water ranged from 2.4 to 5.10 m from the soil surface in the recharge areas, while that of the discharge areas was in the range of 1.95 to 3.8 m from soil surface (Fig. 2).

Electromagnetic technique

Soil salinity maps of the study area were prepared and are shown in Fig. 3. The measured apparent electromagnetic terrain conductivity from soil surface to 7.5 m depth ranged from 6 mS/m in the recharge areas to 195 mS/m in the discharge areas. All recharge areas identified by the groundwater hydrology were classified as non-salt affected soils, while the discharge areas were classified as slightly to severely salt-affected soils. The severely salt-affected soil occurred in small areas in the vicinity of U39 and U15 and U16. The bulk apparent electromagnetic terrain conductivity of soils located 15 and 30 m from soil surface ranged from 10~195 and 8~220 mS/m, respectively. The boundary of salt affected area at



- U84 Nested piezometer
- Groundwater flow lines
- R Recharge area identified from vertical hydraulic gradient
- D Discharge area identified from vertical hydraulic gradient

Fig. 2 Distribution of horizontal hydraulic head (m), flow lines of groundwater measured in piezometers at a depth of 5m from soil surface in April 1997 and recharge [R] and discharge area [D]. Discharge area identified from vertical hydraulic gradient (map scale is in meter).

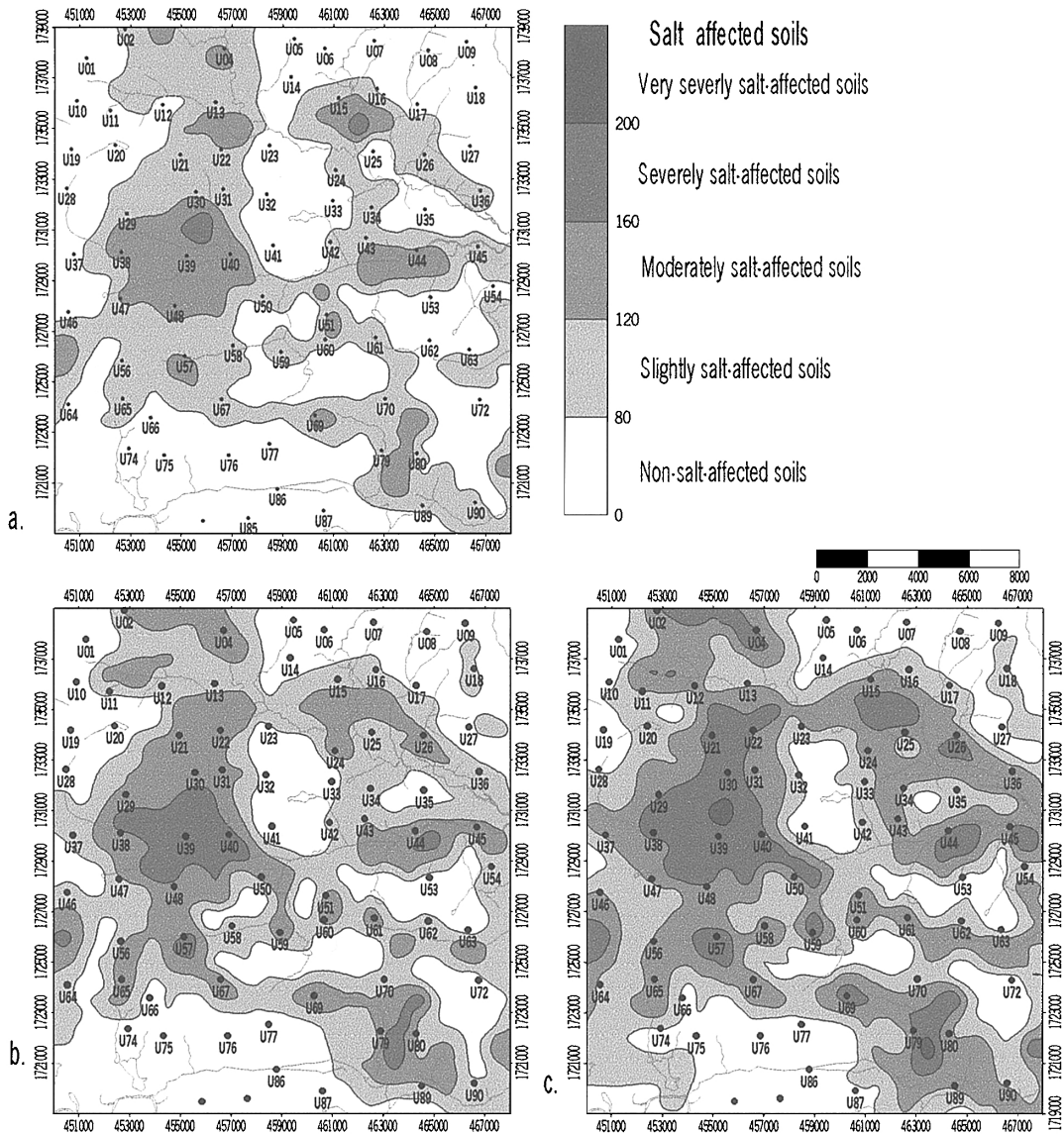


Fig. 3 a, b, c The apparent electromagnetic terrain conductivity (mS/m) from soil surface to 7.5 m (a), 15 (b) and 30 m (c) depth (map scale is in meter).

the depth of 15 and 30 m from soil surface increased with the depth of investigation. The boundary of severely salt affected soil was found at the depth of 30 m.

Recharge and discharge evaluation

The frequency distribution of EM slopes ranged from 0.75 to 3.50. The EM slope was distributed around 1.28. The relationship between the recharge areas and EM slope is il-

lustrated in Fig. 4. The result of this overlay shows that the EM slopes in the recharge areas were more than 1 and could be classified as recharge areas. The EM slopes which were lower than 1 were situated in the salt-affected areas near U41, U42 and U51. But in the rest of the salt-affected soils or discharge areas, EM slopes were greater than 1.

High values of EM slopes were found in very

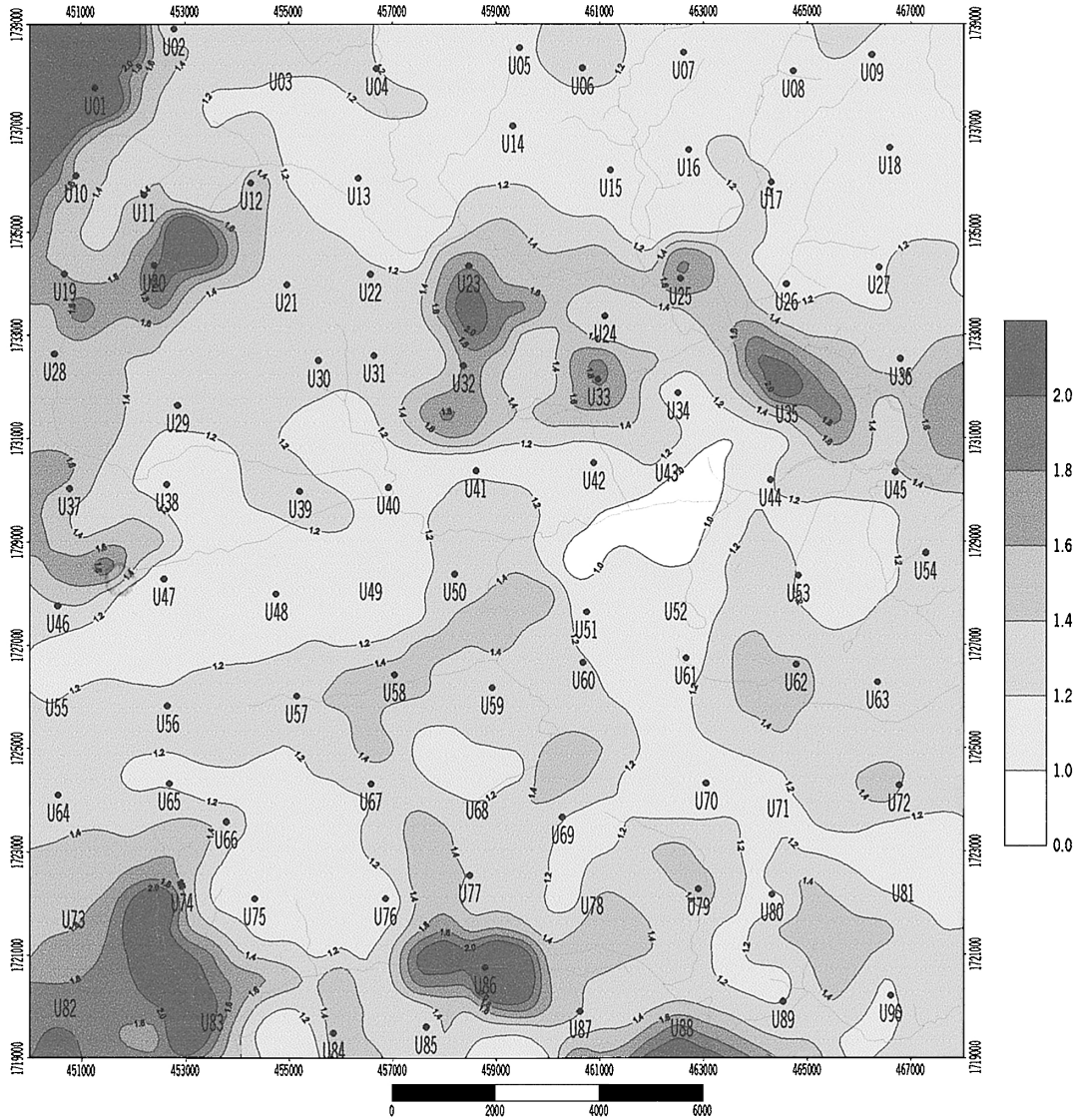


Fig. 4 The distribution of EM slope (map scale is in meter).

low apparent electromagnetic terrain conductivity upland areas which were classified as non-salt-affected soils, while the EM slopes in salt-affected soils ranged from 0.72 to 1.58. The frequency distribution of EM slopes in the discharge areas showed that only 10% were less than 1.

Discussion

Salinization process

The salinization process is affected by water

and salt sources, as well as the mechanism of salinization. The major source of water in local recharge areas is rainfall. Recharge occurred in upland areas where coarse-texture-soil, sand and silt exist in the soil profile. The distribution of vertical hydraulic gradient shows the downward movement for the period of time, which is longer than the upward vertical hydraulic gradient. The electrical conductivity of groundwater in the recharge area is low. Groundwater salinity increases along the path-

way of groundwater flow. The ionic composition of salty groundwater is dominated by Na and Cl. The ratio of Na and Cl toward 1 with increasing the total dissolved solid (TDS) indicates that halite (NaCl mineral) dissolution is the major source of salt (Williamson *et al.*, 1989).

Groundwater in the discharge area rises towards the soil surface to the depth where capillary rise can occur because of the upward hydraulic gradient. The evaporation of saltwater leaves salt in the soil profile. The horizontal hydraulic gradient of salty groundwater in salt-affected soil was very low, which allowed time for the salinization process. The difference in the salinity hazard of salt-affected soil is due to the magnitude of the vertical and horizontal hydraulic gradient in the recharge and discharge areas, the period of upward and downward hydraulic gradient, and the depth of groundwater from the soil surface. Excess water in discharge areas needs to be manipulated by minimizing water input in the recharge areas and water output in the discharge areas.

Salinity level

The EITCM was adopted for delineating salt storage in the landscape. Low E_{ca} readings were found in the upland areas indicating that recharge is dominant in these areas. High apparent electrical conductivity was found in the lower slopes and alluvial plains, indicating that salt was discharged and accumulated after evaporation in the surface or near-surface soil. Three depths of sounding provided the distribution of salt content in the soil profile. The increasing E_{ca} reading with the depth of sounding in the upland recharge area indicates leaching of soluble salts or nutrients in the soil profile. The reverse of this phenomenon is seen in discharge areas where shallow salty groundwater is discharged to soil surface (Williams and Arunin, 1990). From this study it was determined that salinity in discharge areas increased with depth of sounding. This is probably because these areas are underlain with

highly electrically conductive material which is being mobilized from the depth deeper than 30 m to the soil surface by groundwater.

The empirical EM slope is developed for practical determination of salt content in recharge and discharge areas. All of the identified local recharge areas had EM slope values greater than 1 and apparent electromagnetic terrain conductivity of non-salt-affected soil. The EM slope in the salt-affected soils ranged from less than 1 to more than 1 due to a high salt concentration in the deeper depths. These areas may be interpreted as recharge areas. From the results presented here, it can be seen that EM slope is not the proper tool for identifying recharge areas because the value of the EM slope, which is used to divide recharge and discharge areas, varies from place to place. The distribution of the EM slope and the salt concentration in the soil profile should be examined and rejected when the EM slope is greater than 1 in salt-affected soil. In addition, one should consider the relationship of high EM slopes and the amount of recharge to groundwater aquifers. Even though the electromagnetic technique is not successful for identifying recharge areas properly, salt distribution in the soil profile is important data for reforestation program.

Conclusion

The process of salinization can be determined from routine piezometer method that recharge from rainfall occurred in the upland area and discharged to the alluvium plain where upward hydraulic gradient was dominated phenomenon. The source of salt might come from the Mahasarakram formation which underlies salt-affected areas.

The geophysics technique was adopted to investigate hydrosalinity in salt-affected soils. The mapping of soil salinity by EITCM was proven to be very useful in detecting and delineating salinity in landscape where it can not be noticed on the surface soil.

In addition, the empirical approach, using

ratios of deep to shallow sounding for identifying recharge and discharge areas did not accurately handle the assumption due to the increasing of E_{ca} value with increasing depth of sounding in the discharge area. As the accumulation of soluble salt in the deeper soil profile. Such situation lead to interpret as a recharge area instead of discharge area. This exception can be solved by rejecting the high EM slope data which is in the high salt content profile.

Acknowledgement

The authors wish to thank Prof. Makoto ANASE and Prof. Rokuro YASUTOMI at TUA for their guidance and advice as well as Dr. Mastur Koeshadi of Watershed Management Technology Center, Indonesia for his confirmation of this paper.

Reference

- Bullock, P.R. and Williams B.G. (1987) : Electromagnetic induction as an aid for tree-planting strategies in salt-affected land. Editor R.S. Rana. Afforestation of salt affected soils 16-20 Feb 1987. Central Soil Salinity Research Institute, Karnal, India.
- Engle, R., McFarlane, D.J. and street, G. (1987) : The influence of dolerite dykes on saline seep in south western Australia. *Aust. J. Soil Res.* 25 : 2.
- Freeze, R.A. and Cherry, J.A. 1979. Groundwater. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall Inc.
- Loffler, E. and Kubiniok, J. 1988. Soil salinization in north-east Thailand. *Erdkunde* 42(2), 89-199. *et al.*, 1987.
- McNeil, J.D. (1980) : Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Tech. Note TN 6. Geonics Ltd.
- Sedgley, R.H., Smith, R.E. and Tennant, D. (1981) : Management of soil water budget of recharge area for control of salinity in south western Australia. *Agric. Water Mange.* 4 : 313-334.
- Sinanuwong S. and Takaya, Y. (1974) : Saline soils in Northeast Thailand. *Southeast Asian Studies.* 12 : 105-120.
- Surfer for Windows. 1996. Surfer Mapping System. Golden Software, Inc.
- Williamson, D.R., Peck, A.J., Turner, J.V. and Arunin, S. (1989) : Groundwater hydrology and salinity in a valley in Northeast Thailand. In 'Groundwater Contamination'. IAHS Publ. no. 185.
- Williams, B.G. and Arunin, S. (1990) : Inferring recharge/discharge areas from multi frequency electromagnetic induction method. Technical Memorandum 90/11, CSIRO.
- Williams B.G. and Baker, G.C. (1982) : An electromagnetic induction technique for reconnaissance survey for salinity hazards. *Aust. J. Soil Res.* 20 : 107-18.

東北タイ塩類土壤地域における森林再生のための涵養地域と 排出地域の決定への地盤電磁誘導法の応用について

Chaiyanam Dissataporn*・成岡 市**・Pramot Yamclea*・Somsri Arunin*

* タイ王国土地開発局

** 岡山大学環境理工学部

要 旨

東北タイ・マハサラカム層を主体とした塩類化土壤地域における地下水動態について、地盤電磁誘導法すなわち EITCM (multi frequency Electromagnetic Induction Terrain Conductivity Meter) により得られた測定値、およびピエゾメーター法により得られた観測値が比較検討された。この電磁気学的手法は、地域土壤の塩含有量の空間分布を概略的に識別するために有益な技術ばかりでなく、水文学的データを併用することによって地域的な地下汽水の涵養地域と排出地域の概要を知ることができる有効な手法である。本論では、この手法が当該塩害地の再生を考慮した大規模な森林計画の検討に有効であることを論議し、EITCM による地下水の涵養/排出分布図を作成した。

キーワード : みかけの地盤電導度, 塩類化, 涵養地域/排出地域, 森林再生, 東北タイ

受稿年月日 : 2000 年 11 月 24 日

受理年月日 : 2001 年 3 月 30 日

北海道上川地方の堅密固結性土壌に対する オープナー式有材心土改良耕の効果

横井義雄*・北川 巖**・後藤英次***・田丸浩幸***

Effects of Opener-Type Subsoil Improvements with Amendment Matter on
Hardsetting Soils in the Kamikawa District of Hokkaido

Yoshio YOKOI*, Iwao KITAGAWA**, Eiji GOTOU*** and Hiroyuki TAMARU***

* Hokkaido Pref. Kitami Agric. Exp. Stn, 52 Aza Yayoi Kunneppu-cho
Hokkaido 099-1496, Japan

** Hokkaido Pref. Central Agric. Exp. Stn, Kita 15 Higashi 6 Sen Naganuma-cho
Hokkaido 069-1395, Japan

*** Hokkaido Pref. Kamikawa Agric. Exp. Stn, 5 Minami 1 Sen Pippu-cho
Hokkaido 078-1397, Japan

Abstract

The effects of subsoil improvements were examined on hardsetting soils in Kamikawa, Hokkaido. The soils were fine-textured gray terrace soils. They are clayey, hard, and compacted and have a shallow soil layer.

For subsoil improvement, a new technique has been developed that makes use of soil amendments. The technique is a modified method of subsoiling.

It requires the construction of trenches that are 10cm wide and 25-55 cm deep at 60-120 cm intervals. Soil amendments are put into the trench. The effects of the subsoil improvements and the construction standards for the trenches are as follows :

1. Three years after the subsoil was amended, soil hardness and bulk density decreased along the trench, and air filled porosity was maintained at around $0.10\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$. Penetration resistance was greater than 2.45 MPa at a depth of 25 cm before treatment ; however, it decreased to 0.98 to 1.47 MPa after the treatment.

2. The amended parts of the field worked as a supplementary underground drain in the upland field and by the improvements agricultural machinery can be operated more effectively even after rainfall.

3. The subsoil improvements caused the root zone of crops to expand. Nutrient absorption improved remarkably, and yields increased. The improvements were especially effective to deep-rooted crops which are susceptible to wet injury.

4. The trench intervals were set at 60 cm when soil hardness was greater than 1.16 MPa ; however, the intervals were expanded to 120 cm when the soil hardness was 0.53 to 1.16 MPa.

Key Words : subsoil improvement, hardsetting soils, soil hardness, bulk density.

* 北海道立北見農業試験場 〒099-1496 常呂郡訓子府町字弥生 52 番, ** 北海道立中央農業試験場 〒069-1395 夕張郡長沼町東 6 線北 15 号, *** 北海道立上川農業試験場 〒078-0397 上川郡比布町南 1 線 5 号

キーワード : 土層改良, 堅密固結性土壌, 土壌硬度, 乾燥密度

1. はじめに

近年の農業経営環境は、北海道における中山間地帯の畑作農業を大きく変化させようとしている。一般的な畑作物目は競争力を欠いて徐々に生産を縮小しなければならなくなり、これに替わるものとして高品質な畑野菜を作付けする傾向にある。しかし畑作物から野菜への転換は、肥沃な土壌を持つ地帯で取り組みが比較的容易であるのに対し、北海道上川地方の中山間地域のような有効土層が薄く、粘質かつ堅密な土壌地帯で困難を極めている。このような地域の本質的な農業形態の転換には、大規模な土壌の肥沃度改良が必要である。そのためには作土の肥沃度改良もさることながら、これまで手を付けていなかった心土に対する改良の取り組みが重要と思われる。

ここで取り上げる上川中南部地域は、堅密で固結し易い難耕起性の灰色台地土が広く分布している。本地域は土壌生成要因から浅耕な畑地が多く、保水性が小さいために降水により過飽和状態になり易い。また土層全体が堅密で透水性や通気性が劣悪であるために、乾燥によってさらに堅密化が進行する。そのため耕起や播種、収穫などの農作業が気象条件に著しく左右されるとともに、作物の根の伸長や塊茎の肥大が妨げられ、収量・品質の低下をもたらされる結果となっている。

作土は分散性が高いために、降雨によって土壌構造が容易に破壊され、強固なクラストを形成して出芽に大きな障害を与えていた。このような作土の問題は、十勝岳由来の砂質火砕流堆積物を用いた客土によって解決されたが(横井ら, 1998)、心土は依然として堅密で透水性が著しく不良な状態のままである。従って、作物の根域である有効土層は極めて浅く、保水性が劣るため、畑作物の収量・品質の向上はもとより蔬菜園芸の導入を図れないでいる。

地域ではこのように物理性が不良な下層土に対して心土破碎による土層改良が行われてきたが、改良効果の持続性に問題が残されてきた。心土破碎の効果の低下要因は土壌の塑性に起因する破碎部の閉塞にあるから、破碎部の閉塞を防ぐことによって効果の持続性を高めることが可能である。

そこで筆者らは本研究で、心土破碎の破碎部(溝)に透水性の資材を充填して破碎部の閉塞を防止する新しい心土破碎「オプナー式有材心土改良耕」を提案した(以下、有材心土改良耕と呼ぶ)。そして有材心土改良耕の効果や適用性について検討し、大面積の畑作地帯において本土層改良工法を導入するための施工の目安を示した。

2. 方法

2.1 有材心土改良耕の基本概念

有材心土改良耕は土地改良事業計画設計基準「計画土層改良」中の心土破碎「有材心破工法」が心土破碎機の通過跡に各種の資材を注入するのに対して、オプナーにより矩形断面の溝をつくり透水性の資材を充填する有材心土改良耕は工法的に異なるものである。従って、有材心土改良耕を心土破碎の効果の持続性を高めた新しい土層改良工法として位置づけた(北海道農政部, 1996, 横井ら, 1995)。

有材心土改良耕は心土改良を目的としている。その効果発現のメカニズムは透水性の資材を充填した心土の改良部が水みちとなり透水性や通気性が改善されること、および改良部周辺への根の伸長による土壌構造の発達が保水性の改善をもたらすことである。資材を併用することにより改良効果の長期間にわたる持続性が期待されることから、本研究では有材心土改良耕の経済効果についても検討した。

施工には図1に示す心土改良耕プラウ(北海道開発公社製)を用い、湿地10t級ブルドーザに直装して行った。心土改良耕プラウによる有材心土改良耕の施工行程は、①プラウによる作土25cmの反転耕起、②オプナーによる心土25cm~55cmの溝状の切削破碎(幅10cm, 深さ30cm)、③矩形断面の溝への透水性資材の投入の一貫行程から成る(図2)。なお透水性資材としては、地域で比較的入手が容易な難分解性有機物に位置づけられる粗粒質で完熟したバーク堆肥(以下バーク資材と呼ぶ)、および砂質の火砕流堆積物(以下火山灰と呼ぶ)を使用した。

使用した資材は表1に示すように、施工直後の状態で

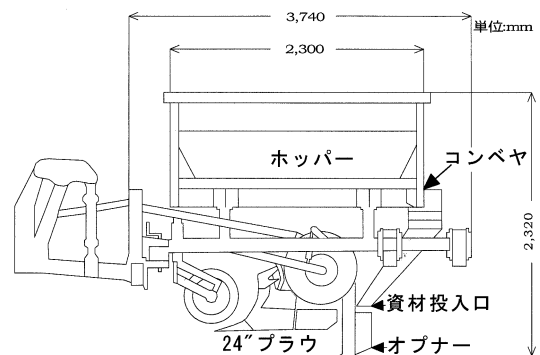


図-1 オプナー式有材心土改良耕施工機

Fig. 1 Machine for opener-type subsoil improvement.

バーク資材が乾燥密度 0.49 Mg m^{-3} 、飽和透水係数 $6.1 \times 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$ 、火山灰が乾燥密度 0.95 Mg m^{-3} 、飽和透水係数 $1.9 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ である。

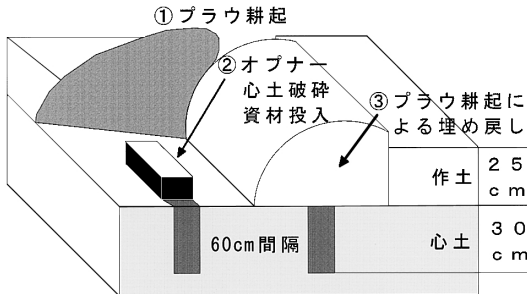


図-2 オープナー式有材心土改良耕の概念図

Fig. 2 Outline for conceptual opener-type subsoil improvement.

施工間隔は 60 cm、120 cm と 180 cm としたが、心土改良耕プラウの施工能力は $0.08 \sim 0.12 \text{ hah}^{-1}$ であった。

有材心土改良耕は暗きょ排水に直交する方向で施工し、畑ほ場の補助暗きょとしての機能を併せて持たせる。

2.2 試験ほ場の概要

北海道美瑛町北瑛の台地上に試験ほ場を設けて有材心土改良耕を施工した (1991 年)。試験ほ場を形成する細粒灰色台地土は、耕起層以下が堅密で飽和透水係数で 10^{-7} ms^{-1} オーダー以下の難透水性土層を呈する堅密固結性土壌である (図 3)。

耕耘管理土層である作土の土壤硬度は 0.62 MPa (指標硬度 20 mm) 以下である。しかし、心土の土壤硬度は BC 層で $0.46 \sim 2.96 \text{ MPa}$ (平均 0.84 MPa)、BCg 層で $0.72 \sim 1.97 \text{ MPa}$ (平均 1.16 MPa) となり極めて堅密である。堅密固結性土壌に対する土層改良の必要条件は土壌

表-1 改良資材の理化学性

Table 1 Physical and chemical properties of amendments

資 材	乾燥密度 (Mg m^{-3})	三相分布 ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$: pF 1.8)			易有効水 ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	飽和透水係数 (m s^{-1})	C/N 比
		固相率	液相率	気相率			
バーク資材	0.49	0.317	0.401	0.282	0.329	6.1×10^{-4}	24.7
火山灰	1.15	0.480	0.262	0.258	0.115	1.9×10^{-5}	—

注) 易有効水は $-6.20 \sim -100 \text{ kPa}$

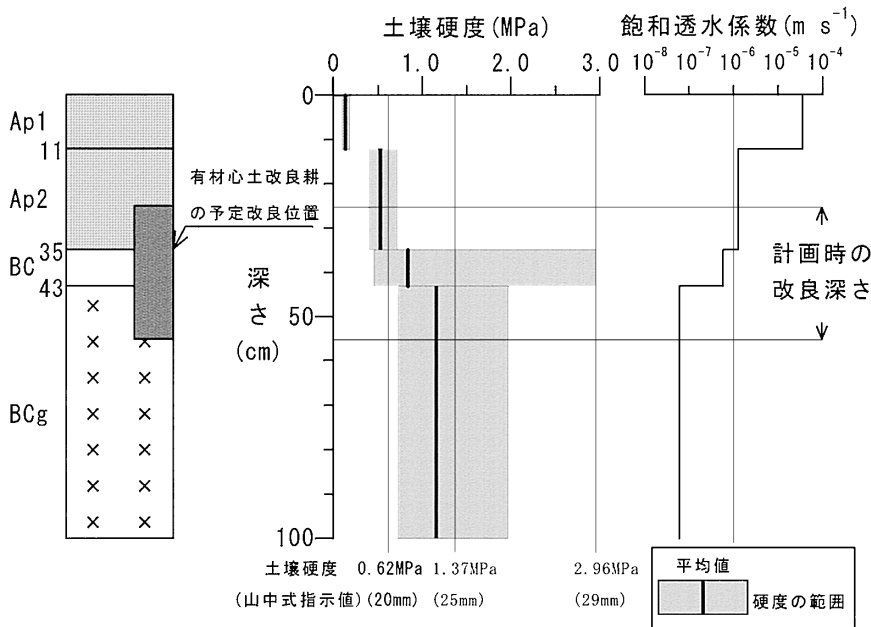


図-3 堅密固結性土壌の土壤硬度と飽和透水係数

Fig. 3 Soil hardness and saturated permeability of hardsetting soils.

表-2 堅密固結性土壌の物理性

Table 2 Soil physical properties of hardsetting soils

層位	深さ (cm)	腐植 (kg kg ⁻¹)	乾燥密度 (Mg m ⁻³)	三相分布 (m ³ m ⁻³ : pF 1.8)			易有効水 (m ³ m ⁻³)	粒径組成 (kg kg ⁻¹ : 国際法)				液性限界 (kg kg ⁻¹)	塑性 指数
				固相 率	液相 率	気相 率		砂	シルト	粘土	土性		
Ap1	0-11	0.004	1.19	0.463	0.301	0.236	0.140	0.572	0.123	0.305	SC	0.400	0.116
Ap2	11-35	0.005	1.43	0.566	0.350	0.084	0.100	0.627	0.224	0.149	L	0.315	0.020
BC	35-43	0.001	1.58	0.620	0.340	0.050	0.083	0.511	0.268	0.221	CL	0.322	0.027
BCg	43-	0.001	1.66	0.634	0.347	0.019	0.040	0.374	0.295	0.331	LiC	0.345	0.049

注1) 液性限界は含水量表示とし、塑性指数も対応させる。

注2) 易有効水は-6.20~-100 kPa

硬度 0.53 MPa 以上 (北海道, 1996, 農林水産省, 1984) に規定されているから、試験ほ場はその要件を十分に満たしている。

また表2に示すように、土層全体の易有効水が 0.040~0.140 m³ m⁻³ で保水性に乏しく、さらに液性限界 0.3~0.4 kg kg⁻¹、塑性指数 0.027~0.116 で他の重粘土 (佐久間ら, 1984) に比べて塑性が低い。従って粗間隙が少ない心土中に降水が停滞すると、心土破砕を行っても泥濘化により亀裂間隙が閉塞しやすいためにその効果は小さいと考えられる。

本研究で土層改良工法として有材心土改良耕を導入した目的は、堅密性および難透水性の改良に加えて、保水性の向上と効果の持続を図るためである。

2.3 試験項目および方法

有材心土改良耕の土層改良効果を検討するために、試験ほ場に原土区と処理区 (パーク資材区と火山灰区) を設け、以下の試験項目について調査を行った。

2.3.1 心土の土壌物理性

有材心土改良耕を施工した後の心土の土壌物理性として、土壌硬度 (山中式)、乾燥密度、三相分布、飽和透水係数を測定した。また耐久性の評価を施工3年後の土壌断面調査により行った。

2.3.2 農作業機械の走行性

有材心土改良耕による農作業機械の走行性の改善効果を判定するために、1991年9月9日にフォード6600ホイール型トラクター (4駆・ロータリー付き) で耕起走行し、タイヤ沈下量 (cm) を測定した。この時の走行・牽引の難易の判定は生研機構の基準 (金須ら, 1966) によった。

2.3.3 作物生育・収量・品質

試験ほ場の作付は、1992年秋コムギ、1993年バレイショ、1994年テンサイ、1995年春コムギ、1996年ショウブである。処理区1区の作付面積は720 m²で、栽培管理

は現地の慣行法に準じた。

有材心土改良耕が作物根の活性に及ぼす影響を検討するために、秋コムギとバレイショの場合についてルビジウム水溶液 (8000 mg L⁻¹ 溶液 30 ml) を深さ 50 cm の根圏域に注入し、1週間後に作物体の地上部が吸収したルビジウム吸収量を計測した。またバレイショの場合について、有材心土改良耕が根域の発達に与える影響を検討するために根域分布を調べた。根域分布の評価は各処理区の深さ 56 cm、幅 64 cm の土壌断面を 8 cm メッシュ毎に写真撮影を行い、NIH-Image の画像解析から面積率を算定して行った。

本研究ではさらに各処理区の収量や品質、施工費などを調査し、有材心土改良耕の経済効果についても試算した。

3. 結果および考察

3.1 有材心土改良耕による心土の物理性の変化

有材心土改良耕を施工した直後の土壌断面を図4に示す。パーク資材区では深さ 35 cm~72 cm に幅が上部 5 cm、底部 10 cm のパーク資材の溝が、また火山灰区では深さ 35 cm~65 cm に幅が上部 6 cm、底部 10 cm の火山灰の溝が形成されていた。また溝の周辺にはオペナーによる切断破砕の過程で形成されたと思われる多数の亀裂が認められた。このような土壌断面は全ての間隔の処理区でみられた。

有材心土改良耕を施工して3年経過後には溝周辺の土壌に弱い塊状構造が形成されており、根域がこれを中心に発達している様相が認められた。施工3年後の溝周辺の深さ 45~50 cm 付近の心土の土壌物理性を表3に示す。

各処理区の土壌硬度は原土区の 1.97 MPa に対して、パーク資材区で 0.40~0.53 MPa、火山灰区で 0.53~0.62 MPa と小さい。また乾燥密度は、原土区の 1.69 Mg m⁻³

表-3 オープナー式有材心土改良耕 3 年経過時の心土の土壌物理性

Table 3 Physical properties of subsoils at 3 years after opener-type subsoil improvement

処 理 区	乾燥密度 (Mg m^{-3})	三相分布 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$: pF 1.8)			飽和透水係数 (m s^{-1})	土壌硬度 (MPa)
		固相率	液相率	気相率		
バーク資材 60 cm 間隔区	0.380	0.521	0.382	0.097	9.1×10^{-6}	0.396
バーク資材 120 cm 間隔区	1.481	0.563	0.365	0.073	1.0×10^{-6}	0.531
バーク資材 180 cm 間隔区	1.498	0.569	0.378	0.052	2.8×10^{-6}	0.459
火山灰 60 cm 間隔区	1.360	0.509	0.402	0.089	6.4×10^{-6}	0.531
火山灰 120 cm 間隔区	1.464	0.544	0.393	0.063	3.0×10^{-6}	0.531
火山灰 180 cm 間隔区	1.430	0.538	0.370	0.092	1.3×10^{-6}	0.616
原土区	1.693	0.639	0.331	0.030	5.8×10^{-8}	1.970

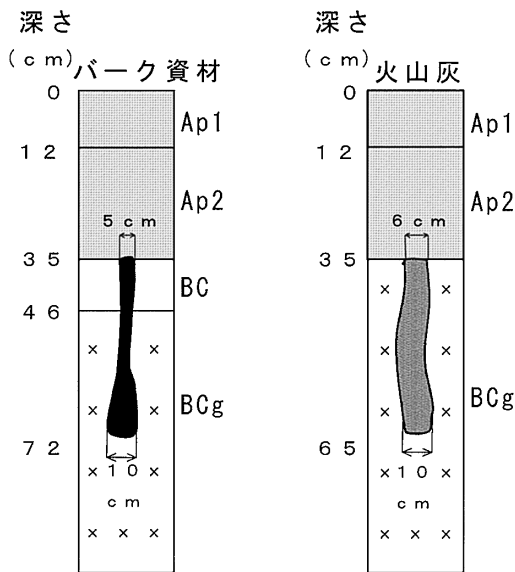


図-4 オープナー式有材心土改良耕の土壌断面

Fig. 4 The improved soil profile by opener-type subsoil improvement.

に比べて処理区で $1.36 \sim 1.50 \text{ Mg m}^{-3}$ と明らかに低く、有材心土改良耕の土層改良効果が保たれていることが判る。

気相率は $0.50 \sim 0.10 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$ 程度に維持されており、改善された溝周辺の透水性や通気性が原土区に比較して良好な状態を維持していることが伺える。

3.2 有材心土改良耕が農作業機械の走行性に与える効果

降水時には有材心土改良耕で作られた溝と接続した排水パイプから余剰水の流出が確認され、補助暗きょの役割を果たしていることが確認された。このような排水性

表-4 降雨後のトラクター走行・牽引の難易判定

Table 4 The evaluation of tractor running and tow after rainfall

処 理 区	走行部沈下量 (cm)	走行牽引の難易
バーク資材 60 cm 間隔区	2~5	容易~やや難
バーク資材 120 cm 間隔区	3~6	容易~やや難
バーク資材 180 cm 間隔区	5~8	難
原土区	30~40	不能

注) 測定は降水(日雨量 53 mm)のあった翌日に実施

の向上が、ほ場における降雨後の農作業機械の稼働性に与える影響を検討した。

日雨量 53 mm の降水があった翌日にバーク資材区で行った機械走行性試験の結果を表 4 に示す。

走行性が「不能」と判定される原土区に比べて 180 cm 間隔区は「難」でありやや改善されているが、60 cm 間隔区および 120 cm 間隔区の走行性は「容易~やや難」と判定され、改善効果は明らかである。このことは、有材心土改良耕により 50 mm 程度の降雨であれば翌日から機械作業が可能となり、とくに降雨後に必要とされる防除作業が容易に行えることから病害発生の軽減にも寄与できることを示している。

3.3 有材心土改良耕の根圏域に対する効果

有材心土改良耕で作られた溝の周辺は根の伸長に好適な環境となるため、心土における根の分布が多くなる。そこで秋コムギとバレイショの場合について、心土に注入したルビジウムの吸収量から各処理区の根の養分吸収特性を比較検討した(表 5)。

作物の種類や生育段階、栽培管理などによりルビジウ

表-5 ルビジウム吸収量による養分吸収特性の改善効果

Table 5 Effect on nutrients adsorption by the Rb accumulation test in the field experiment

処 理 区	ルビジウム吸収量 (mgm^{-2})	
	平成4年 秋コムギ	平成5年 バレイショ
パーク資材 60 cm 間隔区	20.4	369.5
原土区	1.1	294.5

注1) ルビジウムの注入深さは 50 cm

注2) 測定は秋コムギ 5月 19日～26日, バレイショ 7月 18日～25日

ム吸収量は異なるが, 表5によると, 深度 50 cm の堅密な心土におけるルビジウム吸収量は原土区よりも処理区で明らかに多い。すなわち秋コムギおよびバレイショの根域形成は心土に達しており, 旺盛な養分吸収を行っていることが推察される。

図5は, バレイショの写真撮影が可能な根域分布を画像解析により検討した結果を示したものである。原土区の場合, 主要な根域は作土 25 cm 以内に分布し, 心土は根が養水分代謝を行う有効土層として機能していない。一方, 処理区では心土中に根域分布が明らかに認められ, 心土も有効土層として機能していることが判る。特にパーク資材区では, 堅密固結性土壌であっても深さ 50 cm 程度までが有効土層として機能できることを示していた。このことから, 有材心土改良耕は心土中への根域形成を促し, 根の養分吸収を旺盛にして乾物生産, すな

わち収量を増大させる効用を有することが想定される。

3.4 有材心土改良耕の経済効果

試験ほ場の原土区の収量は本地域の平均的な収量レベルに達しているが, 秋コムギでは子実重がパーク資材区で 9～32%, 火山灰区で 2～11% 増加した (表6)。深根性のコムギは有材心土改良耕による増収効果が顕著であり, 施工間隔が狭くなるほど収量が増加し, とくにパーク資材 60 cm 間隔区でコムギの望ましい蛋白含有率の 0.010 kgkg^{-1} を達成していた。火山灰区で蛋白含有率が低くなる原因として, 有材心土改良耕の溝の充填資材の保水性がパーク資材に比べて小さいために有効土層中の有効水が少なくなり (表1 参照), 登熟時の水分ストレスが相対的に増大することが考えられる。

バレイショは生育初期から処理区の方が原土区よりも生育 (草丈や茎数) が旺盛であり, 収量も高かった。またパーク資材区の方が火山灰区よりも収量は高く, 施工間隔が狭い方が高い収量水準で品質が明らかに向上していた。同様の傾向はショウズや湿害に弱いテンサイでも認められた。

有材心土改良耕による増収効果は施工後 5 年経過しても維持されており, 従来の心土破砕では一般に数年以内で識別困難になる (佐久間ら, 1984) のに比べても改良効果の持続性が高いことが確認された。

有材心土改良耕の経済効果について, 施工費用と収量から算出される所得指数を基に推定すると表7のようになる。

処理区は原土区に比べて所得指数が高く, また各処理区において施工間隔が狭くなることによる施工費の増加

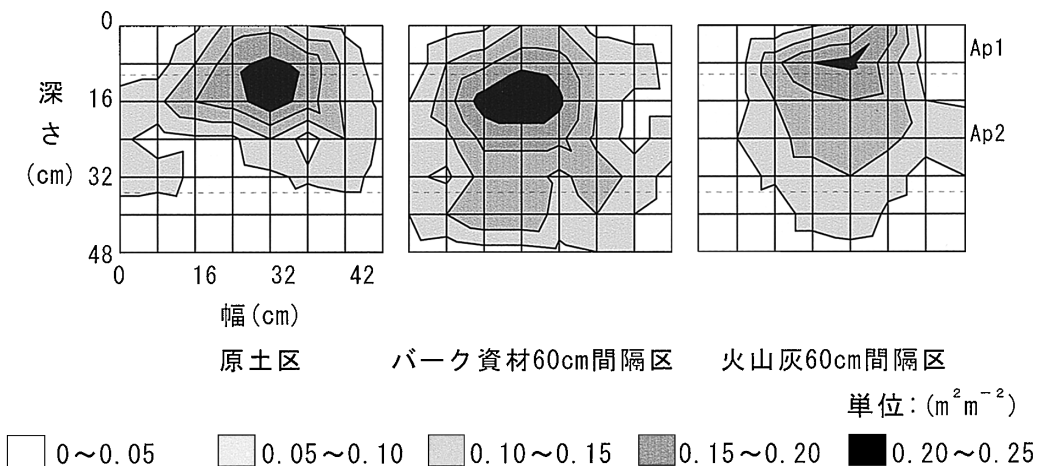


図-5 各試験区の土壌断面における根の分布 (バレイショ)

Fig. 5 Root distribution in the soil of the experiment field (Irish potato).

表-6 各試験区の作物生育・収量・品質
Table 6 Crop yield in the field experiment

処 理 区	秋コムギ		バレイショ		ライマン 価	テンサイ	ショウズ	
	子実重 (Mg ha ⁻¹)	蛋白含率 (kg kg ⁻¹)	全イモ重 (Mg ha ⁻¹)	上イモ重 (Mg ha ⁻¹)		根重 (Mg ha ⁻¹)	茎葉重 (Mg ha ⁻¹)	子実重 (Mg ha ⁻¹)
バーク資材 60 cm 間隔区	7.48 (132)	0.099	50.86	45.47 (131)	18.3	79.62 (127)	0.965	0.930 (128)
バーク資材 120 cm 間隔区	6.98 (124)	0.092	48.91	43.97 (127)	18.7	78.48 (125)	1.066	0.863 (119)
バーク資材 180 cm 間隔区	6.17 (109)	0.092	46.97	41.43 (119)	18.9	72.46 (116)	0.974	0.759 (105)
火山灰 60 cm 間隔区	6.22 (110)	0.086	49.04	44.53 (128)	19.8	72.90 (116)	1.0203	0.975 (135)
火山灰 120 cm 間隔区	6.25 (111)	0.085	48.27	43.49 (125)	18.9	73.24 (117)	0.960	0.778 (107)
火山灰 180 cm 間隔区	5.74 (102)	0.081	41.59	34.49 (101)	18.3	64.08 (102)	0.964	0.844 (119)
原土区	5.65 (100)	0.082	40.45	34.67 (100)	17.6	62.68 (100)	1.062	0.724 (100)

表-7 オプナー式有材心土改良耕の経営評価
Table 7 The management evaluation of opener-type subsoil improvement

処 理 区	施工費用 (円/10a)	所得 (指数) (円/10a)
バーク資材 60 cm 間隔区	8,155	137,176 (152)
バーク資材 120 cm 間隔区	4,913	133,821 (141)
バーク資材 180 cm 間隔区	3,828	121,166 (134)
火山灰 60 cm 間隔区	8,612	130,986 (145)
火山灰 120 cm 間隔区	5,148	131,389 (146)
火山灰 180 cm 間隔区	3,988	98,738 (110)
原土区	—	90,057 (100)

- 注1) 対象とした作物は加工用バレイショ
 注2) 経営費は農林水産省「農畜産物生産費調査(1991)」
 注3) 施工費用は耐用年数(北海道農業土木協会, 1993)15年で除した
 注4) 施工費用には資材費を含む
 注5) 所得は粗収益-経営費-施工費用とした

よりも収量増加に伴う所得増加の方が大きくなり、所得指数が高くなる。すなわち有材心土改良耕の経済効果は極めて高く、また施工間隔が狭くなるほど効果は大きくなる。

4. ま と め

堅密固結性土壌に対する有材心土改良耕の有効性を要約すると以下のようにまとめられる。

- 1) 有材心土改良耕により堅密な心土の土壤硬度や乾燥密度が低下し、改良効果の持続性が認められた。
- 2) 泥濘化しやすい堅密固結性土壌の場合にも、有材心土改良耕により多量の降水後の農業機械の走行が可能である。

表-8 オプナー式有材心土改良耕の施工の目安
Table 8 A guideline for the treatment of opener type subsoil improvement

土壌の物理的的不良要因 (対象となる土壌)	心土・耕盤が堅密で排水性に劣る (灰色台地土・湿性火山性土など)
山中式硬度計 (MPa)	1.16 以上 0.53 以上 1.16 未満
施工間隔	60 cm 間隔 120 cm 間隔

- 3) 有材心土改良耕によって形成されたバーク資材や火山灰を充填した溝の周辺は根の伸長に好適な環境となり、心土での根域の発達および養分吸収が旺盛になる。
- 4) 以上の効果は施工間隔が狭い処理区で顕著であり、またバーク資材区で大きい。
- 5) 施工間隔が狭くなるほど収量が増加し、所得指数も高くなる。すなわち有材心土改良耕は経済効果が高く、その効果は施工間隔の狭い方が顕著である。

5. お わ り に

現在、オープナー式有材心土改良耕は北海道の堅密土壌や排水不良土壌の畑地に対して広く行われるようになってきた。今後、この土層改良は畑作地帯において野菜を導入する際に土壌肥沃度を効果的に改良する必要不可欠な技術になると予想される。

そこで、本地域において有材心土改良耕を実施する際の施工基準の目安を表8に示す。すなわち有材心土改良耕で形成される溝の充填資材(バーク資材あるいは火山灰)は入手しやすいものを用い、心土の土壤硬度によって60 cmもしくは120 cmの施工間隔を選択する。なお土層改良効果が判然としなかった180 cm間隔は除く。有材心土改良耕の適用条件は心土の土壤硬度0.53 MPa以上とし、1.16 MPa未満であれば120 cm間隔で施工し、1.16 MPa以上であれば60 cm間隔とする。

本試験を実施するにあたり、ご協力頂いた佐藤俊一氏、美瑛町農業協同組合、美瑛町、並びに関係諸機関各位に、また、試験指導を頂いた北海道立花・野菜技術センター場長前田要博士、北海道立中央農業試験場農業環境部副部長稲津脩博士に謝意を表す。

文 献

横井義雄・長谷川進・坂本宣崇 (1998) : 北海道上川地方の堅密固結性土壌に対する砂質火砕流堆積物の客土効果. 土肥誌, **69** : 644-648.
北海道農業土木協会 (1993) : 農業農村整備事業計画マニュアル. pp. 376-377, 札幌.
北海道農政部 (1996) : 土層改良計画指針 : 37-38.
横井義雄・田丸浩幸・後藤英次・稲津 脩 (1995) : 堅

密土壌に対する有材心土改良耕の確立. 水と土, **103** : 9-18.

佐久間敏雄・赤沢傳 (1984) : 日本の特殊土壌 (その8) 一重粘土 (畑) 一. 農土誌, **52** : 233-239.
農林水産省構造改善局 (1984). 土地改良事業計画設計基準, 計画, 土層改良.
金須正幸・国府田佳弘・八木 茂・瀬山健次 (1966) : 乗用トラクターの走行・牽引および耕転性能に関する研究. 農業機械化研究所報告, **4** : 35.
日本土壤肥料学会北海道支部編 (1987) : 北海道農業と土壤肥料 : 163-170.

受稿年月日 : 2000年10月25日

受理年月日 : 2001年6月6日

心土破碎が傾斜畑の表面流出量と 圧力水頭・地温に与える影響

諸泉利嗣*・佐藤裕一**・佐藤幸一**・三浦健志*

Effects of Subsoil Breaking on Surface Runoff, Pressure Head
and Soil Temperature in a Sloping Field

Toshitsugu MOROIZUMI*, Yuichi SATO**, Koichi SATO** and Takeshi MIURA*

* Faculty of Environmental Science and Technology,
Okayama University, Okayama 700-8530, JAPAN

** School of Veterinary Medicine and Animal Sciences, Kitasato University,
Aomori 034-8628, JAPAN

Abstract

This paper discusses the effects of subsoil breaking on the change of pressure head, soil temperature and runoff discharge in space and time in a sloping field. A controlled comparison experiment was conducted in a subsoil breaking field and a no-subsoil breaking field. The results showed that the runoff ratio of the subsoil-breaking field was about 1/10 of that in the no-subsoil breaking field. This indicates that subsoil breaking promotes the infiltration of rainfall into the soil and can reduce the surface runoff discharge. The spatial distribution of the equi-pressure heads during rainfall was complicated, and the coefficients of variation were large. However, that of the equi-pressure heads before and after rainfall showed the similar patterns of variation in both fields. As for soil temperatures, we didn't observe a large difference between the subsoil breaking field and the no-subsoil breaking field, and the spatial variation was smaller than that of the pressure head.

Key words : Subsoil breaking, Pressure head, Soil temperature, Surface runoff discharge, Coefficient of variation

1. はじめに

中山間地での傾斜畑整備において、心土破碎により畑土壌の浸透能を高め地表流出水を抑制することは、降雨による土壌流失の軽減を図る工法の一つとして重要である。また、重粘土地帯のように作土が浅く、心土が緻密であるような場合、土層の通気、透水不良性を改良するために心土破碎が行われる。一方、こうした降雨の土壌中への浸透促進は、地下水面上昇や盛土部の飽和度を増大させることから、盛土法面や斜面の崩壊の原因ともなる。したがって、心土破碎が傾斜畑土壌中の水分状態に与える影響を検討しておくことは有益である。

土壌侵食防止の観点から、耕起や土性、降雨強度などが表層土壌の侵入能や表面流出と土壌侵食に与える効果を実験的に調べた研究が、古くから行われてきた（例えば、Musgrave, 1935; Musgrave and Free, 1936; Free, 1946; Lamb, *et al.*, 1944）。また、北海道開発局では、重粘土地帯における土層改良を目的として1960年代に一連の野外実験を行い、透水性と排水性に対する心土破碎方式の効果を明らかにした（鶴海ら, 1962; 渡辺ら, 1962）。佐藤（1988）および佐藤ら（1989）は、改良山成工で基盤造成を行った直後の傾斜畑に心土破碎を施し、心土破碎が降雨前後の土壌水分分布とその変化、および暗渠排水量に与える影響を調査・検討した。その結果、

* 岡山大学環境理工学部 〒700-8530 岡山市津島市 3-1-1, ** 北里大学獣医畜産学部 〒034-8628 十和田市東 23 番町 35-1
キーワード : 心土破碎, 圧力水頭, 地温, 表面流出量, 変動係数

破砕区と無破砕区では降雨後の土壌水分変動に明確な差が認められること、土中の側方流動水を分割処理することが暗渠による捕水量を増大させることを明らかにした。

以上のように、畑土壌に与える心土破砕の影響は、これまでどちらかという水分に関するものが中心であった。しかし、畑作物の生産や土壌の乾燥、土壌環境の形成を考える上では、耕起や心土破砕が表面流出量と土壌水分環境に与える効果だけでなく、温度環境も重要な要因となり、心土破砕が地温に与える影響を把握することも、今日的課題として必要である。

本報では、火山灰土地帯を対象に、心土破砕によって浸透能が異なった2つの試験区、破砕区と無破砕区を設け対照比較観測を行い、心土破砕が傾斜畑の表面流出量と土壌中の圧力水頭分布、および圧力水頭と地温の時空間分布に与える影響について検討した。

2. 試験概要

2.1 試験地概要

試験地は、A県T市に位置する傾斜地にあり、図1にその平面図を示す。同一圃場内に心土破砕した試験区(破砕区)と、それに隣接して心土破砕しない試験区(無破砕区)を対照区として設けた。破砕区および無破砕区の面積はそれぞれ684.9m²と591.0m²、畑面長と平均勾配は両区とも同じでそれぞれ71.12mと8.0%であった。なお、図中の仮標高とは破砕区の測点No.1の標高を基準(標高0m)とした相対的な標高である。

試験地の造成は、1990年5月25、26日に行われた。まず、18t級ブルドーザを用いて畑面勾配を修正し、次に18t級および4t級のブルドーザを用いて試験区境界の畦畔を造成した。破砕区は、18t級ブルドーザを用いて等高線および畑面傾斜方向にリッパーを用いた十字がけ心土破砕を行った。リッパーの爪間隔は95cm、平均砕土深は65cmであった。

また、破砕区の末端に2.5t級バックホーを用いて等高線とほぼ平行な方向に暗渠を埋設し、心土破砕爪跡の末端と接続するようにした。暗渠には内径10cmの有孔パイプを使用し、その周りには化学繊維製のマットで被覆、さらにモミ殻を被せた。暗渠埋設深は75.7cm、延長は10m、平均勾配は2.3%であった。

2.2 観測方法

図1に示す測点No.1~No.10において、テンシオメータ(深さ:10, 20, 30, 40, 65, 100cm)と熱電対(深さ:0, 5, 10, 15, 30, 50cm)を埋設し、土壌中の圧力水頭と地温を測定した。また、No.6付近には自記雨量計、小型蒸発計、気温測定用の熱電対を設置した。両区の周辺には、畦畔をめぐらし、No.1付近の傾斜末端

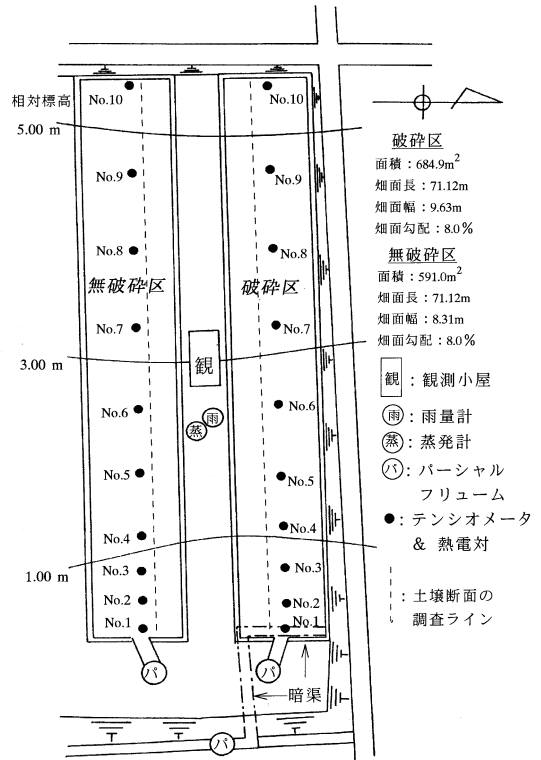


図-1 試験地概要

Fig. 1 Outline of trial field.

部と暗渠管排水口にパーシャルフリュウムを設置し、畑面からの表面流出量と暗渠排水量を測定した。テンシオメータは水銀マンオメータ式で、その測定は晴天時には1日1回、降雨日には1日3~6回行った。地温と気温の測定はデータロガーを用い2時間毎に自動記録した。観測は両区とも裸地状態で行い、期間は1990年7月13日から10月27日までであった。

なお、今回の観測では、暗渠排水量の水位がパーシャルフリュウムの水位流量換算表の最小値以下であったため、暗渠排水量を求めることは不可能であった。このため、以降の議論では暗渠排水量については述べられていない。

2.3 降雨概況

観測期間中10mm以上の降雨は12回あったが、その中で最大の降雨は暴風雨であったので、その時の圧力水頭は測定できなかった。本報では、2番目に降雨が大きかった、9月20日の降雨を例にとり、心土破砕が傾斜畑の土壌水分、表面流出量、地温に与える影響を検討する。この降雨は、1990年9月20日午前0時頃に開始し、同日14時に終了した。総降雨量は、73.5mm、1時間当た

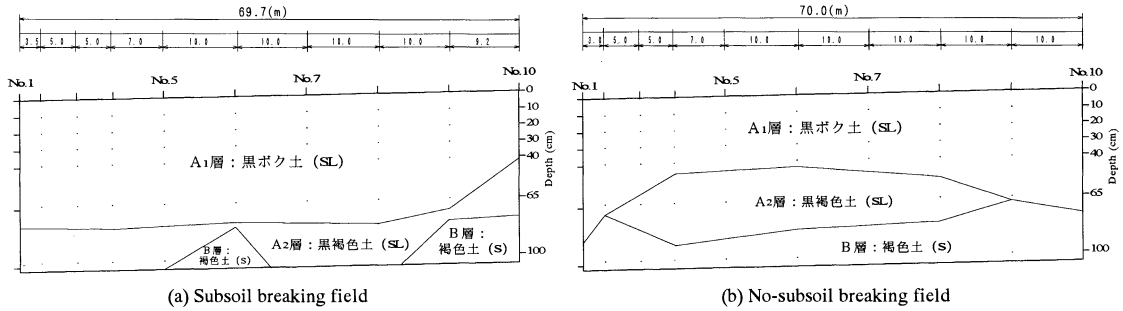


図-2 土層断面図
Fig. 2 Soil profile.

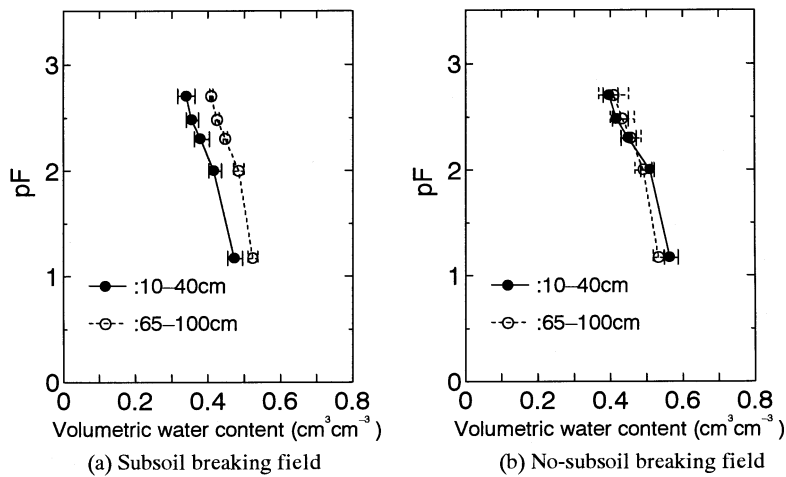


図-3 破砕区と無破砕区における土壌水分特性曲線

Fig. 3 Soil moisture characteristic curves for the subsoil breaking field and the no-subsoil breaking field.

りの最大降雨量は 9.5 mm であった。

3. 試験地土壌の物理性

試験区の土壌断面を図 2 に示す。両区ともほぼ一様で、地表面から深さ 80 cm までは黒色または黒褐色土であり土性は砂質壤土 (国際土壌学会分類), それ以深は褐色土で土性は砂土 (国際土壌学会分類) であった。

乾燥密度, 飽和透水係数, 水分特性曲線などを測定するために, 両区の測点 No. 9 の深さ 10, 20, 30, 40, 65 および 100 cm から 100 cc サンプラーによる採土を行った。その結果を表 1 に示す。透水係数は, 深さ 10, 20, 30, 40 cm で比較すると, 破砕区では $10^{-2} \sim 10^{-3}$ のオーダー (平均 9.70×10^{-3} cm/s), 無破砕区では $10^{-4} \sim 10^{-5}$ のオーダー (平均 2.42×10^{-4} cm/s) となり, 10~1000 程度破砕区の透水係数が大きかった。一方, 深さ 65 cm と 100

cm では両区とも 10^{-3} のオーダーとほぼ同じであったことから, 破砕区の破砕層である深さ 10, 20, 30, 40 cm では心土破砕による効果が現れていると考えられる。同様の比較から, 体積含水率, 湿潤密度, 乾燥密度においても, 心土破砕の効果が認められる。

図 3 に土の保水性試験の結果を示す。深さ 10~40 cm および深さ 65 と 100 cm の水分特性曲線は, 両区においてそれぞれほぼ同様な値を示したので, 平均をとり, 各 2 本の曲線で示している。破砕区においては, 破砕層である深さ 10~40 cm での水分特性曲線は, 無破砕層であるそれ以深の水分特性曲線と明らかに異なり, 保水性の低いことがわかる。これに対し, 無破砕区では, 深さ 10~40 cm の水分特性曲線と深さ 65~100 cm の水分特性曲線がほぼ同様の曲線となり, 破砕区無破砕層である深さ 65 cm と 100 cm の水分特性曲線ともほぼ同じ曲線と

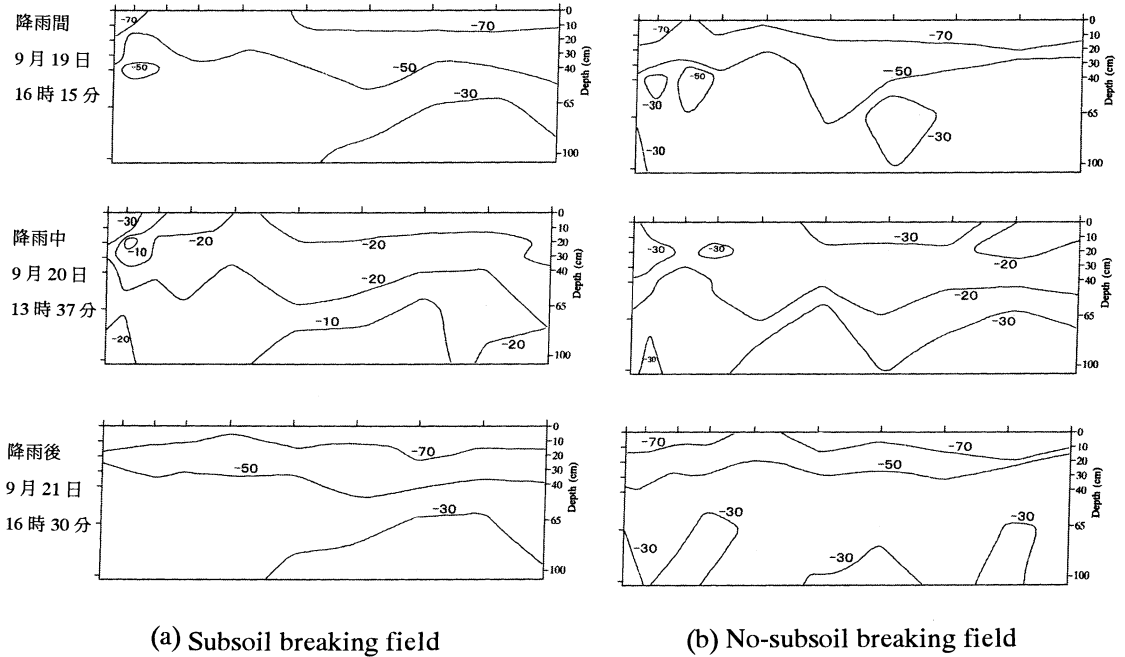


図-4 降雨前・中・後における等圧力水頭線の変化 (単位: cm H₂O)
 Fig. 4 Temporal changes of the equivalent pressure heads (Unit : cm H₂O).

表-1 試験地土壌の物理性
 Table 1 Physical properties of soils

深 さ (cm)	破 碎 区				無 破 碎 区			
	含水率 (%)	湿潤密度 (g cm ⁻³)	乾燥密度 (g cm ⁻³)	飽和透水係数 (cm s ⁻¹)	含水率 (%)	湿潤密度 (g cm ⁻³)	乾燥密度 (g cm ⁻³)	飽和透水係数 (cm s ⁻¹)
10	33.5	1.013	0.678	1.19×10 ⁻²	45.2	1.344	0.892	8.85×10 ⁻⁵
20	36.7	1.055	0.688	1.01×10 ⁻²	45.3	1.311	0.859	1.92×10 ⁻⁴
30	39.0	1.049	0.696	7.42×10 ⁻³	44.9	1.318	0.869	1.68×10 ⁻⁴
40	39.9	1.101	0.702	9.36×10 ⁻³	43.1	1.175	0.744	5.20×10 ⁻⁴
65	47.3	1.166	0.693	6.43×10 ⁻³	45.5	1.119	0.665	5.15×10 ⁻³
100	44.9	1.224	0.775	8.45×10 ⁻³	54.7	1.396	0.849	1.76×10 ⁻³

なった。すなわち、破砕区の破砕層である深さ10~40 cmの水分特性曲線だけが、異なっていたことがわかる。この相違は、砕土による効果によって生じたと考えられる。また、このような水分保持特性の違いから、表1に示した体積含水率の違いが生じたものと考えられる。

4. 結果と考察

4.1 圧力水頭変化

降雨前・中・後の破砕区と無破砕区における等圧力水頭線の変化を図4に示す。

降雨開始前では、-70 cmH₂Oラインが、破砕区では

測点 No. 1 付近と No. 6 から No. 10 の深さ 10~15 cm にあり、無破砕区では測点 No. 1, No. 3~No. 10 にかけて深さ 5~15 cm 付近にある。-50 cmH₂O ラインは両区とも深さ 30~60 cm の間にかけて分布している。-30 cmH₂O ラインは破砕区では測点 No. 6 から No.10 にかけて 65 cm 以深に分布するが、無破砕区では測点 No. 1 から No. 2 にかけて 70 cm 以深と 40~50 cm 深に分布している。

降雨中では、両区とも土壤断面中央部に-20 cmH₂O ラインがあり、また、表層部の深さ 0~20 cm にかけては、破砕区では-20 cmH₂O ラインが支配的であるのに

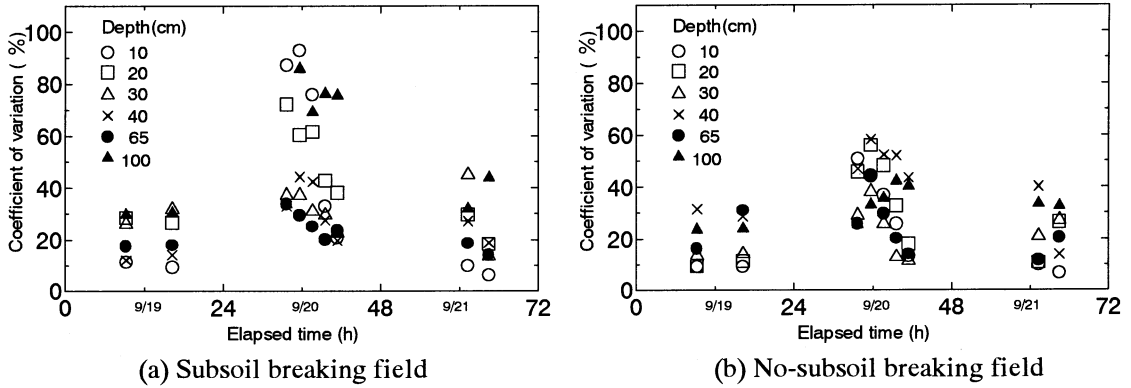


図-5 圧力水頭に対するの変動係数の経時変化

Fig. 5 Coefficients of variation for pressure heads in (a) subsoil breaking field and (b) no-subsoil breaking field.

対して、無破砕区では $-30 \text{ cmH}_2\text{O}$ ラインの占める割合が大きい。これらを図3の水分特性曲線を用いて体積含水率に変換すると、無破砕区の体積含水率が破砕区よりも約10ポイント大きく、無破砕区の方が僅かではあるが湿潤状態であった。深さ65 cm以深では、破砕区では $-10 \text{ cmH}_2\text{O}$ と $-20 \text{ cmH}_2\text{O}$ ラインが支配的であるのに対して、無破砕区では $-30 \text{ cmH}_2\text{O}$ ラインが多くみられる。

降雨後は、破砕区では $-50 \text{ cmH}_2\text{O}$ ラインと $-70 \text{ cmH}_2\text{O}$ ラインがそれぞれ深さ30~40 cmと深さ10~20 cmにかけて分布しているが、無破砕区ではそれぞれ深さ20~40 cmと畑面~深さ20 cmに分布しており、破砕区は無破砕区に比べて表層部の土壤水分が若干少ない。また、降雨前と似たような等圧力水頭線分布になった。無破砕区においても、深さ65 cm以深での分布が降雨前とは異なるものの、それより浅い層では、破砕区と同じ様に降雨前と似たような分布になった。

次に、圧力水頭の空間的なバラツキを検討するために、図5に破砕区と無破砕区の各深さごとの圧力水頭の変動係数を示す。降雨前は、両区とも深さによって若干の違いはあるものの、変動係数は10~30%であった。降雨中は、降雨に伴い変動係数が増大し、特に、破砕区の深さ10, 20, 100 cmでは60~90%となり、無破砕区に比べると平均で25ポイント程度バラツキが大きい。しかし、降雨終了後は、再び変動係数は減少し、降雨前と同じ傾向になった。

4.2 降雨と畑面流出量および圧力分布割合との関係

降雨、畑面流出量および畑縦断面に占める圧力水頭の圧力分布割合を図6に示す。圧力分布割合とは、圧力水頭の測定地点No. 1とNo. 10を結ぶ直線上の畑縦断面と、テンシオメータを埋設した10 cm~100 cm深に囲ま

れる全縦断面積に占める各圧力部分（本研究の場合、 $-50 \text{ cmH}_2\text{O}$ 以下の部分と $-50 \sim 0 \text{ cmH}_2\text{O}$ の部分）の面積割合を百分率で表したものである。また、ここで言う流出率とは、畑面からの総表面流出量を試験地への総降雨量で除し、百分率で示した値である。

降雨前、破砕区、無破砕区とも $-50 \sim 0 \text{ cmH}_2\text{O}$ の圧力部分が約60%、 $-50 \text{ cmH}_2\text{O}$ 以下の圧力部分が約40%とほぼ同じ割合であった。降雨中は、降雨に伴い両区とも $-50 \sim 0 \text{ cmH}_2\text{O}$ の圧力部分が増大し、 $-50 \text{ cmH}_2\text{O}$ 以下の圧力が減少したが、その変化の仕方は、破砕区の方が早く、9月20日7時35分の $-50 \sim 0 \text{ cmH}_2\text{O}$ の圧力部分は、破砕区で89.9%であったのに対し、無破砕区では69.3%であった。これは、心土破砕の効果により、破砕区の降雨浸透が無破砕区よりも速かったためであると考えられる。降雨後、両区とも $-50 \sim 0 \text{ cmH}_2\text{O}$ の圧力部分が減少するとともに、 $-50 \text{ cmH}_2\text{O}$ 以下の圧力部分が増大したことから、土壌が湿潤状態から乾燥状態に向かっているのがわかる。9月21日16時30分における破砕区での $-50 \sim 0 \text{ cmH}_2\text{O}$ の圧力部の割合は63.8%であったのに対し、無破砕区では74.0%と約10ポイント大きくなった。このことより、無破砕区の方が水分保持が大きく、乾燥に向かう速度が遅いことが推察される。

次に、畑面からの表面流出量について検討する。無破砕区では、総表面流出量は 13.28 m^3 、時間当たりの最大表面流出量は $2.55 \text{ m}^3/\text{h}$ 、流出率は30.6%であった。これに対して、破砕区では、総表面流出量が 1.56 m^3 、時間当たりの最大表面流出量が $0.86 \text{ m}^3/\text{h}$ 、流出率が3.10%となった。破砕区の流出率は無破砕区の約1/10となり、かなり小さいことがわかる。このことから、心土破砕を行うことにより降雨の土壌中への浸透が促進され、その

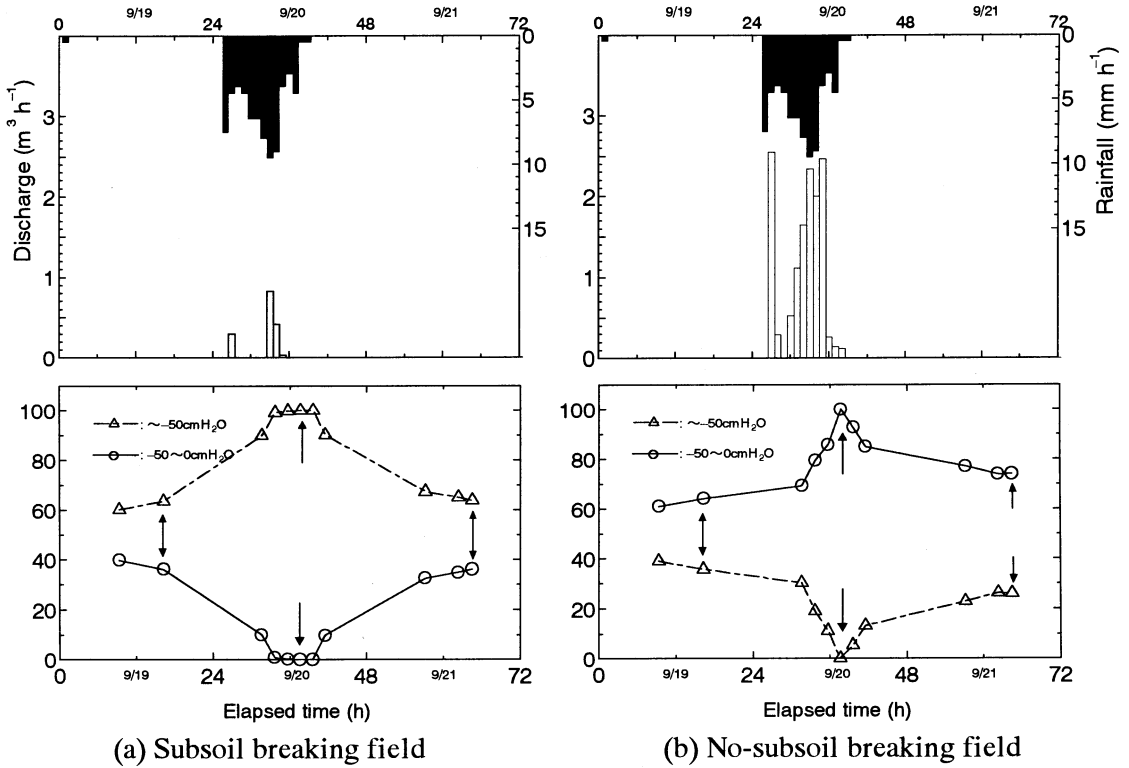


図-6 降雨と畑面流出量および圧力水頭分布割合の関係 (↑↓は図4の日時に対応)

Fig. 6 Observed discharges and distribution rate of pressure heads in (a) subsoil breaking field and (b) no-subsoil breaking field. The arrows (↑↓) show the date of Fig. 4.

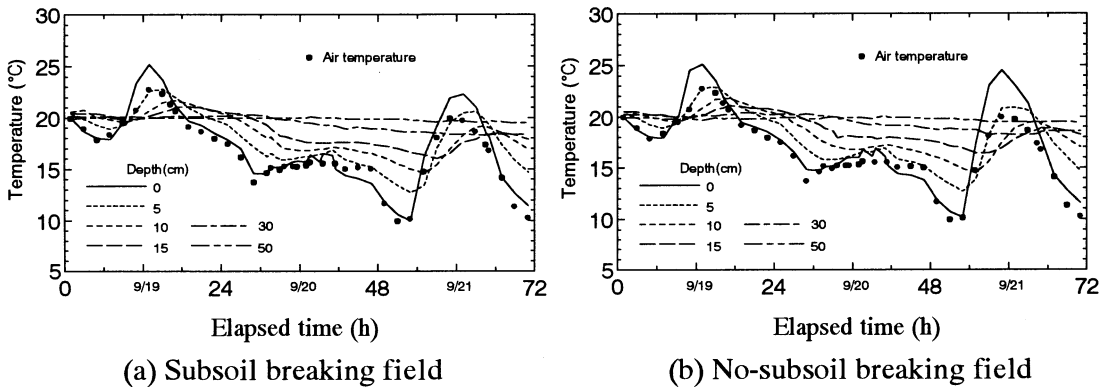


図-7 破砕区と無破砕区における地温と気温の経時変化

Fig. 7 Temporal changes in soil temperatures and air temperature in (a) subsoil breaking field and (b) no-subsoil breaking field.

結果、表面流出量が無破砕区に比べて減少したと言える。

4.3 地温変化

図7に破砕区と無破砕区における各深さの平均地温の経時変化を示す。降雨前後は地温特有の典型的な日変化

を示し、土層が深くなるに従い振幅が減少し、位相が遅れていることがわかる。日中の地表面温度は、破砕区、無破砕区とも25℃近くまで上昇した。これに対して、降雨中は日中の気温変化が小さかったため、日中の地表面

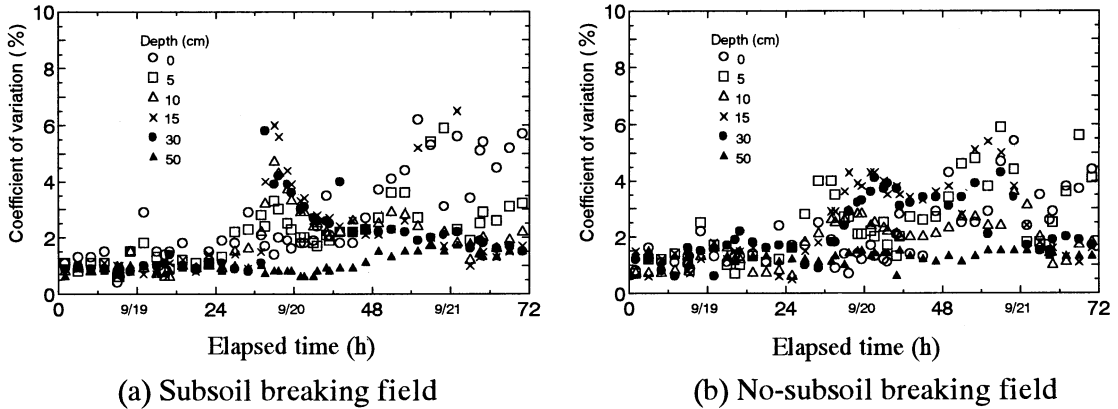


図-8 地温に対する変動係数の経時変化

Fig. 8 Temporal changes in coefficients of variation for soil temperatures in (a) subsoil breaking field and (b) no-subsoil breaking field.

温度は最高でも 16.9℃ までしか上昇せず、振幅もほとんどない。降雨前後の日中の地表面温度は、気温よりも 2~5℃ 程度高かったのに対し、降雨中は気温とほとんど同じであった。これは、雨滴の温度が気温とほぼ同じであったため、地表面温度に直接影響したためと考えられる。

図 8 に破碎区と無破碎区における各深さごとの地温の変動係数を示す。両区とも降雨前は 1~2% と変動係数は小さいが、降雨に伴い深さ 15 cm と 30 cm での変動係数が大きくなり、日中は 4% 前後となった。この変動係数の増大は、降雨終了後も続き、地表面~深さ 15 cm で特に大きく、6% 前後となった。これは、圧力水頭では見られなかった傾向である。しかし、降雨前・中・後、いずれの場合にも、圧力水頭の変動係数に比べると 1/10 程度と小さい。このことから、地温は、圧力水頭ほど空間的なバラツキが大きいことがわかる。

また、破碎区と無破碎区の比較であるが、地温の経時変化・変動係数ともに両区でほとんど同じ傾向を示したが、各深さについて詳細に見ると、若干異なっている。この相違がどの程度心土破碎によるものなのか、あるいは、元々存在する土壌の不均一性に由来するものなのか、本調査結果から明らかにすることは不可能であった。今後の課題としたい。

5. おわりに

本調査では、心土破碎が傾斜畑の圧力水頭と地温の時空間変動、および表面流出量と圧力水頭分布にどのような影響を与えるかを調べるために、破碎区と無破碎区を設け対照比較観測を行った。その結果を要約すると以下ようになる。

1) 降雨前後の等圧力水頭線は、破碎区・無破碎区と

もに地表面に近い方から順に -70 cmH₂O、-50 cmH₂O、-30 cmH₂O のラインが地表面とほぼ並行に現れる変化パターンを示した。一方、降雨中の等圧力水頭線は、降雨前後の場合のように地表面とほぼ平行な分布パターンを示すことはなく、複雑な分布となった。

2) 圧力水頭の変動係数は、降雨中に増大し、深さ 10, 20, 100 cm では破碎区の方が無破碎区よりも平均で約 25 ポイント大きくなった。

3) 畑面からの流出率は、破碎区では無破碎区の約 1/10 となった。心土破碎によって降雨の土壌中への浸透を促進し、表面流出量を減少できることが確認できた。

4) 地温に関しては、破碎区と無破碎区で大きな差は観測されなかった。また、地温の空間変動は圧力水頭ほど激しくなく、変動係数で比較すると約 1/10 であった。

謝 辞

長期にわたる観測とデータ整理は、北里大学獣医畜産学部畜産土木工学科飼料農地造成学研究室の平成 2 年度専攻生の協力を得ました。ここに感謝の意を表します。

引用文献

Free, G.W. (1946) : Evidences of the effects of erosion on the organic matter and erodibility of honeoye soil. *Journal of the American Society of Agronomy*, **38**(3) : 2, 07-217.

Lamb, J.Jr., Free, G.R. and Wilson, H.H.Jr. (1944) : The seasonal occurrence of soil erosion in New York as related to rainfall intensities. *Journal of the American Society of Agronomy*, **36**(1) : 37-

45.

Musgrave, G.W. (1935) : The infiltration capacity of soils in relation to the control of surface runoff and erosion. *Journal of the American Society of Agronomy*, **27**(5) : 336-345.

Musgrave, G.W. and Free, G.R.(1936) : Some factors which modify the rate and total amount of infiltration of field soils. *Journal of the American Society of Agronomy*, **28**(9) : 727-739.

佐藤裕一 (1988) : 改良山成畑造成直後の土壌水分の移動とその分布. *農業土木学会誌*, **56**(4) : 45-51.

佐藤裕一・工藤祐晃・吉田 力・秀島好昭 (1989) : 傾

斜畑における土壌水分移動とその分布—畑面流出水および暗渠流出水との関わり—, *農業土木学会誌*, **57**(12) : 39-44.

鶴海寅和・北川芳男・望月由三・長勢明男 (1962) : 重粘土地における流出機構調査. *北海道開発局技術研究発表会論文集*, **6** : 109-117.

渡辺 忠・吉村 戌・宮田 巖 (1962) : 居辺地区排水工法試験について. *北海道開発局技術研究発表会論文集*, **6** : 427-430.

受稿年月日 : 2001年3月31日

受理年月日 : 2001年6月11日

Effect of Roots on Formation of Internal Fissures in Clayey Paddy Soil during Desiccation

Shuichiro YOSHIDA and Kazuhide ADACHI

National Agricultural Research Center, NARO Inada 1-2-1, Joetsu, Niigata, 943-0193, Japan

Abstract

Internal fissures in clayey soil are important for tillage efficiency. The roots reinforce the soil and absorb soil moisture, resulting in shrinkage and fractures in the massive soil structure. The objective of this study is to clarify the influence of roots on the prevention of wide cracks and the formation of small fissures during desiccation. Soil samples were taken from the surface layer of inter-row spaces of a clayey paddy three weeks after the release of ponding water in the summer 1998. In half of the sampling sites, the stems and leaves of the rice plants were cut away just before the release of the ponding water, in order to compare the effects of the two resulting water absorption conditions. After measurement of the volume fractions of the solid, liquid, and air phases, the oven-dried samples were soaked in water and then scoured with tap water in a sieve. The remaining roots were dried and weighed. The relationships among volumetric air ratio, moisture ratio, and root density were statistically analyzed, with the volumetric air ratio being regarded as the ratio of newly formed fissures due to desiccation. Positive direct correlations were observed between root density and air ratio for all plots. In the plots with transpiration, since the moisture ratio correlated with root density and air ratio, a large proportion of the variances in air ratio explained by moisture ratio and root density were shared. These results lead to the following conclusion: Rice plant roots inhibit the formation of wide cracks and induce small fissures in clayey well-puddled soil during desiccation. With transpiration, these effects are attributed to the compound functions of roots: absorption of water and soil reinforcement. However, even without transpiration, soil reinforcement by roots uniquely contributes to the development of small fissures.

Key words: Soil shrinkage, Root density, Internal fissure, Soil reinforcement, Absorption of soil moisture

1. Introduction

Internal micro-cracks in soil are practically important for tillage efficiency, because soil's tensile strength depends on the number and extent of fissures from which fractures would begin. Utomo and Dexter (1981) proposed that the friability of soil clods can be expressed by the linear relationship between the logarithm of aggregate volume and the logarithm of tensile strength. The slope of the relationship is a

measure of the dispersion of the strengths of micro-cracks and flaws. Major processes in the formation of aggregates in soils are desiccation, shear failure, and biological activity (Wilding and Hallmark 1984). Micro-cracks in soil are also considered to be formed by the combination of such factors or by previous tillage.

Desiccation causes soil shrinkage and brings the particles closer together, but if the movement of soil particles is constrained, tensile

stress is generated between the particles, resulting in tensile failure. The shrinkage characteristic of soil depends not only on the properties of the soil, but also on the rate of desiccation or substances that hinder the homogeneous movement of soil particles. Roots in soil exert large effects on soil shrinkage behavior, because they increase the rate of desiccation and reinforce the soil. Mitchell and van Genuchten (1993) clarified the effects of roots on an *in situ* soil shrinkage rate. After observing greater shrinkage volume in fallow fields than in wheat and alfalfa fields, they concluded that soil's shrinkage characteristic may change, depending on the cropping condition.

Waldron *et al.* (1983) measured the shear resistance of soil reinforced by alfalfa and pine roots, and observed a significant increase compared to the soils without roots. Waldron and Dakessian (1981) measured the mechanical properties of roots, and related them to increased soil shear resistance. Their analysis showed that the elastic behavior of roots enhances resistance against the shear stress. Thus, it is naturally deduced that roots also increase the tensile strength of soil, and inhibit homogeneous shrinkage.

The effects of roots on soil's shrinkage behavior include not only reinforcement but also water absorption. It should be noted that roots reinforce the soil against the tensile stress generated by the depletion of water, which the roots themselves cause. Yoshida *et al.* (1997) pointed out that the introduction of winter crops into paddy fields enhances the macropores in soil in spring, when the crops begin to grow again. Pillai and McGarry (1999) compared the effect of crops on the structural repair of compacted soil. They concluded that lablab [*Lablab purpureus* (L.) Sweet] and mung bean [*Vigna radiata* (L.) R. Wilczek] lead to the rapid repair of soil structures due to the great cyclic variation in wetting and drying induced by a large evapotranspiration rate. These studies suggest that the absorption of water by

roots may also contribute to the formation of soil structure because roots inhomogeneously distribute suction and tensile stress, possibly inducing micro-cracks.

The present study examines the relationship between the internal fissures and root density with respect to water content, aiming to discriminate between the two different effects of roots on soil shrinkage: water absorption and soil reinforcement. Such discrimination is practically useful to estimate the difference between the effects of living and remaining roots on soil structure during desiccation.

2. Materials and Methods

The experimental paddy field used for this study is located at the Hokuriku Agricultural Experiment Station in Niigata Prefecture, Japan. It has been utilized as an irrigated paddy for more than 20 years. The soil is clayey, montmorillonitic, mesic, typic Epi-aquepts, and contains 38% clay, 37% silt, and 25% sand. The experiment was performed in 1998. The rice seedlings were transplanted in rows by hand from scaffolds that had been set up around and across the sample site in order to avoid disturbing the surface of the soil. The row spacings were set as 30 cm or 60 cm. The ponding water was maintained on the surface of the field until 11 August 1998. In half of the sampling sites, the stems and leaves of the rice plants were cut away just before the release of the ponding water, in order to compare the effect of water absorption on soil shrinkage behavior. In these sites, only the roots, which hardly absorb water, remained in the soil. Sampling of the soil was performed on 10 and 11 September. Undisturbed core samples, each with a diameter of 50 mm and a thickness of 25 mm, were taken from the surface layer in the inter-row space, avoiding the wide visible cracks. The distances from the plants were referred to in determining the sampling sites, since samples with large deviations in root density were desirable for the analysis. After measuring volume fractions in the solid, liquid,

and air phases, the oven-dried samples were soaked in water for a day and then scoured with tap water in a sieve with a 0.42-mm mesh. The remaining roots were picked up, dried for 24 hr. in an oven at 85°C, then weighed.

3. Results and Discussion

Figure 1 provides a typical shrinkage characteristic curve, representing decreasing soil void ratio with decreasing soil moisture ratio. The structure of the well-puddled paddy soil shows little stability. Most of the pores are plastic and shrink easily within the stress range induced by low suction. Thus the entry of air into stable macro-pores, usually observed in structured soils (a), is negligible for puddled clay soils (b, c). In the normal shrinkage range, cracks or small internal fissures are easily produced in the in situ puddled soils (b), while in the conventional shrinkage tests in the laboratory, puddled samples packed in the testing dishes exhibit volume decreases that are almost equal to the water losses (c). This is because the horizontal movement of soil is not allowed in the fields but is allowed in the laboratory test. The formation of cracks or many small fissures is the only process in which the increasing horizontal stress is released. At a higher suction range, soil exhibits residual shrinkage or zero shrinkage. These shrinkage regimes are relatively less important for the formation of structures, since the entry of air into pores precedes the deformation of pores. In soils reinforced by many roots, crack formation tends to be inhibited and instead small fissures are induced. To compare the effect of roots on such fissures induced by desiccation, we used the volumetric ratio of air with respect to the volume of a solid, assuming that all the air-filled pores are newly made by fractures. This hypothesis seems to be reasonable because the puddled pasty clayey soil never initially has large stable pores subject to air entry, due to low suction. The pores between larger clods would be filled with small particles during the sedimentation process after pudd-

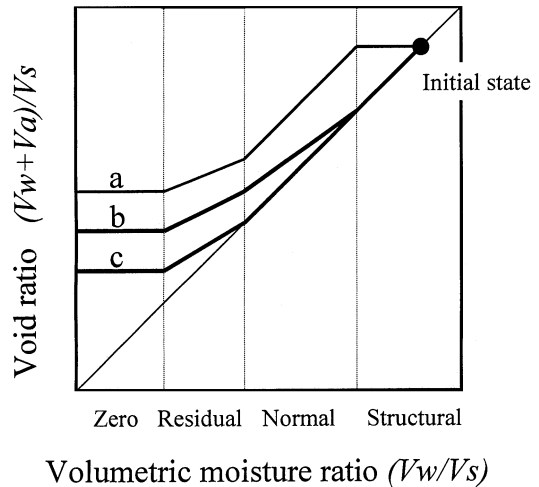


Fig. 1 Typical shrinkage characteristic curves for (a) structured non-swelling soils, (b) well-puddled swelling soils *in situ*, and (c) well-puddled swelling soils in conventional shrinkage tests.

ing.

Fig. 2 (a) through (c) show the relationships among root density, volumetric moisture ratio (V_w/V_s), and volumetric air ratio (V_a/V_s) for the samples in the plots with transpiration. According to the shrinkage characteristic observed in the disturbed samples of the same field, the maximum and minimum moisture ratios of 2.2 and 1.3 shown in Fig. 2 correspond approximately to suction levels of 1 kPa and 100 kPa, respectively. All the samples are therefore considered to be within the normal shrinkage range. Negative significant correlations are observed between volumetric moisture ratio and volumetric air ratio (a) and between root density and volumetric moisture ratio (c); and a positive significant correlation is observed between root density and volumetric air ratio (b). The negative correlation between moisture ratio and air ratio, shown in (a), can be naturally accepted by regarding typical shrinkage characteristics discussed in the preceding section: the increase in air ratio, representing the formation of internal fissures, is induced by a decrease in the moisture ratio, in other words, 'desiccation'. On the other hand,

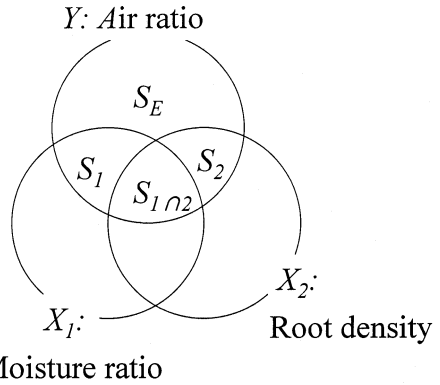
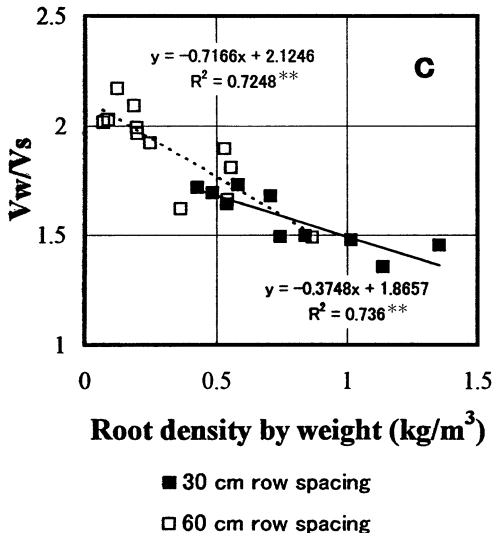
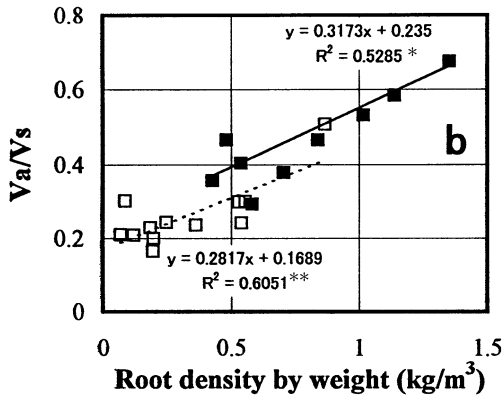
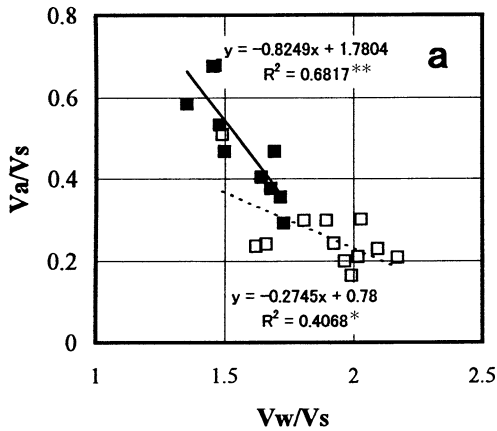


Fig. 3 Concept of shared and unique variance explained by two inter-correlated factors.

the positive correlation between root density and air ratio does not necessarily demonstrate that roots mechanically reinforce the soil resulting in the formation of fissures by shrinkage, because roots simultaneously reduce the moisture ratio, resulting in the observed increase in the air ratio. Thus we should delineate the effect of root density on air ratio by calculating the unique and shared variances between these independent variables. The concept is summarized in Fig. 3 after Hair et al. 1998. The total variance in the volumetric air ratio consists of the variance uniquely explained by moisture ratio (S_1), the variance uniquely explained by root density (S_2), the variance explained jointly by both factors ($S_{1\cap 2}$), and the variance not explained by these factors, i.e., error (S_E). The procedure of calculation is provided in the Appendix. The results are shown in Table 1. All these variances are calculated for the standardized data : the total variance in the air ratio is equal to one, and the

Fig. 2 Relations between (a) volumetric moisture ratio (V_w/V_s) and volumetric air ratio (V_a/V_s), (b) root density and volumetric air ratio (V_a/V_s), and (c) root density and volumetric moisture ratio (V_w/V_s) for the samples in the plots with transpiration.
 **, *: Significant at the 0.05 and 0.01 probability levels, respectively.

Table 1 Direct correlation coefficient between the variables and composition of variances of standardized V_a/V_s (With Transpiration)

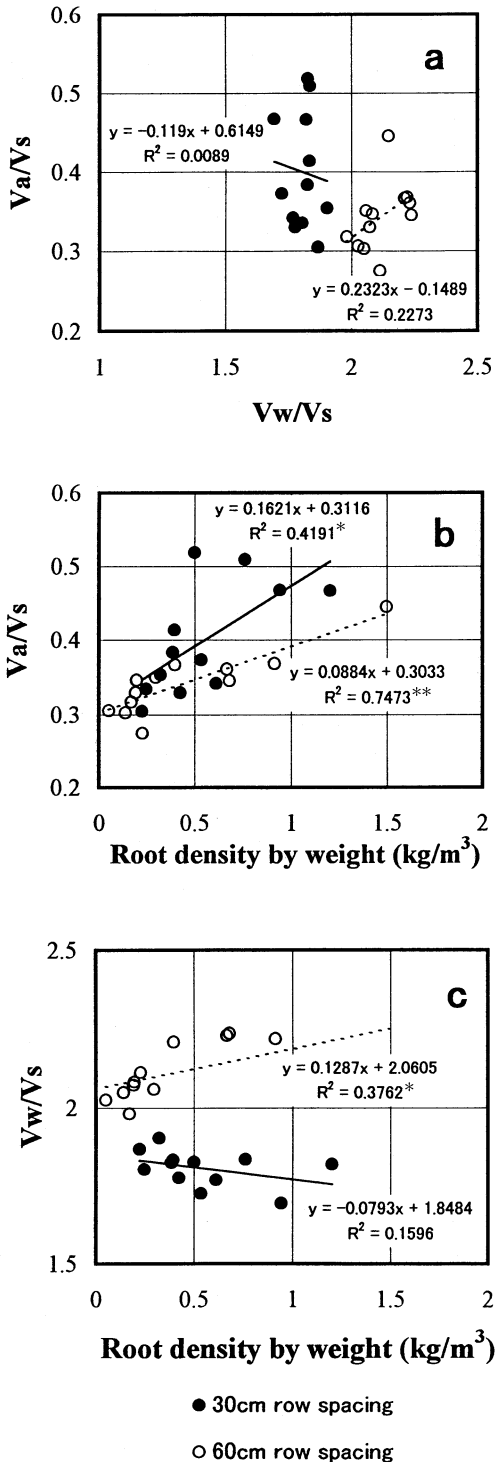
		Volumetric moisture ratio (V_w/V_s)	Root density
30 cm row spacing	<i>R</i> : Direct correlation coefficient	Air ratio (V_a/V_s)	-0.8257**
		Volumetric moisture ratio (V_w/V_s)	-0.8579**
	Variances of standardized V_a/V_s	(S_1) : Unique variance explained by V_w/V_s	0.1546
		(S_2) : Unique variance explained by root density	0.0013
		($S_{1\cap 2}$) : Shared variance	0.5272
($S_{1\cap 2}$) : Total variance explained by these factors		0.6830	
60 cm row spacing	<i>R</i> : Direct correlation coefficient	Air ratio (V_a/V_s)	-0.6378*
		Volumetric moisture ratio (V_w/V_s)	-0.8513**
	Variances of standardized V_a/V_s	(S_1) : Unique variance explained by V_w/V_s	0.0022
		(S_2) : Unique variance explained by root density	0.2004
		($S_{1\cap 2}$) : Shared variance	0.4047
($S_{1\cap 2}$) : Total variance explained by these factors		0.6073	

*, ** : Significant at the 0.05 and 0.01 probability levels, respectively.

total variance explained by factors ($S_{1\cap 2}$) is identical to the coefficient of determination (R^2) after the multivariate analysis. It should be noted that the shared variance is substantial compared to the unique variances of the factors. Therefore, while the roots absorb soil moisture, the compound function of roots : water absorption and reinforcement, is exerted on the increase in internal fissures during shrinking. The variances not explained by these factors may include experimental errors and effects of unknown variation in properties of the soil or the roots.

Fig. 4(a) through (c) show the relationships between the factors for the samples in the plots without transpiration. No correlations were observed between moisture ratio and air ratio ; however, positive significant correlations be-

tween root density and air ratio were observed. Although the moisture ratio is slightly correlated with root density in the 60 cm row spacing plot, this might be due to the difference in drainage efficiency between the row and the row-middle, and has no significant meaning. Thus we regard that no correlations exist between the root density and the moisture ratio in the following discussion. The significant positive correlations between root density and air ratio without the effect of moisture ratio prove that the mechanical reinforcement of the roots induces small fissures after desiccation even when the roots do not absorb soil moisture. In other words, during desiccation due solely to evaporation, roots mechanically induce internal fissures in soil by meshing and fixing the soil particles together, against the



fracturing forces generated by shrinkage.

The effect of root density on the increase in air ratio is considerably less in the plots without transpiration than in the plots with transpiration, according to the slope of the relationship shown in Fig. 2(b) and Fig. 4(b). Therefore, the effect of roots on the development of friable structures of soil is better exerted during the period when rice plants actively transpire. However, these findings may also aid in controlling the structure of clayey soils after harvesting rice. If the roots remain until the next spring and become enmeshed in the soil, they can contribute to the creation of fissures as the soil dries. The clayey paddy soil just after rice harvesting is so sticky that large clods would be produced if tillage were performed then. Such clods would shrink with few internal fractures the next spring, becoming extremely hard with poor friability. If no mechanical procedures are performed until the next spring, many fissures can be naturally produced as the soil dries.

The increase in the volume of minute fissures depresses the development of wide cracks. These findings therefore suggest that root density controls the distribution of the total shrinkage volume to the wide cracks and small fissures. Root density varies with respect to the distance from the plant. The regions in which roots extend sparsely are subject to wide cracks, while the regions near the plants are not. Soil reinforcement by roots also affects the cracking patterns between the rows in this manner.

Fig. 4 Relations between (a) volumetric moisture ratio (V_w/V_s) and volumetric air ratio (V_a/V_s), (b) root density and volumetric air ratio (V_a/V_s), and (c) root density and volumetric moisture ratio (V_w/V_s) for the samples in the plots without transpiration.
*******: Significant at the 0.05 and 0.01 probability levels, respectively.

4. Conclusion

The roots of rice plants inhibit the formation of wide cracks and induce small fissures in clayey well-puddled soil during desiccation. This effect of roots on soil is exerted even when the roots do not absorb soil moisture. This finding is important in regard to the physical function of the roots that remain after crops are harvested.

Acknowledgment

We thank Dr. Noburo Haraguchi for his advice on statistical analysis. We also thank Mr. Yoichi Wakai and Mr. Yuji Yokoyama of the field management section in our institute for their experimental assistance and technical advice.

References

Hair, Jr., J.F., Anderson, R.E., Tatham, R.L., and Black, W.C. (1998) : Multivariate data analysis, Prentice-hall Internatinal, Inc., p. 190-191.
 Mitchell, A.R. and van Genuchten, M. Th. (1993) : Flood irrigation of cracked soil, Soil Sci. Soc.

Am. J., **57** : 490-497.
 Pillai, U.P. and McGarry, D. (1999) : Structure repair of a compacted vertisol with wet-dry cycles and crops, Soil Sci. Soc. Am. J., **63** : 201-210.
 Utomo, W.H. and Dexter, A.R. (1981) : Soil Friability, J. Soil Sci., **32** : 203-213.
 Waldron, L.J. and Dakessian, S. (1981) : Soil reinforcement by roots : calculation of increased soil shear resistance from root properties, Soil Sci., **132** : 427-435.
 Waldron, L.J., Dakessian, S., and Nemson, J.A. (1983) : Shear resistance enhancement of 1.22-meter diameter soil cross sections by pine and alfalfa roots, Soil Sci. Soc. Am. J., **47** : 9-14.
 Wilding, L.P. and Hallmark, C.T. (1984) : Development of structural and microfabric properties in shrinking and swelling clays. *In* Proceedings ISSS Symposium on water and solute movement in heavy clay soils. J.Bouma and P. A.C.Raats (eds.) ILRI Publ. No. 37, Wageningen, the Netherlands, p. 1-22.
 Yoshida. S., Itoh, K. and Adachi, K. (1997) : Improvement of drainage in clayey rotational field by introducing winter crops after conversion from paddy, Soil Phys. Cond. Plant Growth, Jpn., **76** : 3-12. (in Japanese with English abstract)

Appendix (after Hair *et al.* 1998)

The analyst can determine the shared and unique variance for inter-correlated independent variables using direct correlation coefficients. Part correlation of Y, X1, given X2 can be calculated as :

$$r_{Y, X1(X2)} = \frac{r_{Y, X1} - (r_{Y, X2} \times r_{X1, X2})}{\sqrt{1 - r_{X1, X2}^2}} \quad (1)$$

where $r_{a,b}$ denotes a direct correlation coefficient between variables a and b ; and Y denotes the dependent variable. X1 and X2 denote independent variables, inter-correlated with each other. The unique standardized variance predicted by X 1 is equal to the square of the part correlation :

$$S_1 = r_{Y, X1(X2)}^2 \quad (2)$$

The unique variance explained by X2 is also written as :

$$S_2 = r_{Y, X2(X1)}^2 \quad (3)$$

The amount of shared variance can be confirmed by subtracting the standardized unique variance from the square of the direct correlation coefficient between Y and X_i :

$$S_{1 \cap 2} = r_{Y, X1}^2 - S_1 \quad (4)$$

or

$$S_{1 \cap 2} = r_{Y, X2}^2 - S_2 \quad (5)$$

Both equations lead to the same result. The summation of these variances yields total variances explained by these independent variables :

$$S_{1 \cup 2} = S_1 + S_2 + S_{1 \cap 2} \quad (6)$$

This value exactly corresponds to the coefficient of determination R^2 after the performance of multivariate analysis.

粘質水田土壌の乾燥による内部微細亀裂の発生に対する根系の影響

吉田修一郎・足立一日出
独立行政法人 農業技術研究機構
中央農業総合研究センター
943-0193 新潟県上越市稲田 1-2-1

土塊内部に潜在する小ひびは、易耕性に重要な役割を果たしている。代かきが行われた粘土質水田土壌では、乾燥収縮にともない、これらの小ひびの形成が認められる。しかし、その挙動は、根系の有無により大きく異なっている。根系が土壌の収縮に及ぼす影響は、土壌の物理的な固定と水分吸収の二つの働きに起因する。通常、これらは同時に作用するため、機構的な区別が十分なされていない。本研究では、水稻栽培期間中の水田を乾燥させた後に土壌を採取し、それらの体積含水比および気相比と、含まれる根の密度との関係を解析した。その結果、根系は、水分の吸収と土壌の固定の両者を同時に作用させて乾燥時に土壌中に小ひびを誘起しているが、水分を吸収しなくとも、土壌中の細かいひびの発生を増大させる作用があることが明らかになった。

キーワード：土壌の収縮，根密度，内部亀裂，土壌の補強，土壌水分の吸収

受稿年月日：2001年2月19日

受理年月日：2001年7月9日

1. 新事務局, 編集委員の紹介

2001年・2002年度を担当する新事務局および編集委員が決まりました。メンバー一覧は、本誌の奥付およびホームページ(奥付にアドレスが記載されています)から見る事ができます。事務局の住所は奥付に記載されています。入会, 退会, 住所変更等は学会センターへ、「土壌の物理性」原稿は編集委員会宛にお願いします。

〒997-8555 山形県鶴岡市若葉町1-23
 山形大学農学部
 生物生産学科・生産生態制御学講座
 農地物理学分野
 土壌物理学学会編集委員会
 柏渕辰昭

2. 評議員(2001・2002年度)選挙結果

報告者: 選挙管理委員長 加藤誠(東京農工大学)
 立会人: 青木正雄, 内ヶ崎万歳(日本大学)
 開票日: 2000年10月23日
 評議員会承認: 2000年11月18日
 当選者

区分域	当選者数	当選者氏名
北海道	3	矢沢正士(再), 相馬尅之(再), 菊地晃二(再)
東北	3	柏渕辰昭(再), 古賀潔(再), 藤井克己
関東	4	加藤英孝, 溝口勝, 谷山一郎, 河野英一(再)
中部	1	足立一日出
近畿	1	荻野芳彦
中・四国	2	成岡市, 井上光弘
九州	1	筑紫二郎
合計	15	注:(再)は二期連続

なお次期会長(2001・2002年度)として, 東京大学大学院宮崎毅教授が評議員会で承認された。また, 会則第6条(2)口により, 石渡輝夫(独立行政法人北海道開発土木研究所), 山口紀子(東京大学大学院), 長裕幸(佐賀大学農学部)の3名が会長から評議員を委嘱された。

3. 2001年度第1回事務局会議

日時: 2001年7月13日
 会場: 東京大学農学部7号館A棟512号室
 出席: 宮崎, 岡崎, 溝口, 井本, 関, 柏渕
 議事: 会計の確認, 評議員選挙結果の取り扱い, 学会編集委員会報告, 投稿規定の見なおし, 規約

の見なおし, シンポジウムについて, 評議員会の開催, 学会誌「土壌の物理性」の電子化, 学会のメーリングリスト

4. 2001年度第1回評議会

日時: 2001年7月27日(金) 12:20-13:10
 場所: 農業土木学会(岩手大会)第2会場
 出席者: 会長: 宮崎, 評議員: 菊地・相馬・長谷川(矢沢代理)・柏渕・古賀・河野・井上・西村(成岡代理)・小野寺(石渡代理)・山口・長・溝口(庶務幹事兼務)・他委任状6, 事務局(関, 井本)

議題

- (1) 会長あいさつ
- (2) 事務局・役員名簿の確認
 - ・今期の事務局および評議員の確認が行われた。
 - 会則第6条(1)により, 会長・副会長・編集委員長
 - 会則第6条(2)イロにより, 18名の評議員
- (3) 評議員選挙結果の取り扱いについて
 - ・宮崎会長が関東地区の評議員として選出されたので, 会長は評議員を兼務しないという会の慣例に従い, 関東地区の評議員について再確認がなされ, 了解された。
- (4) 会則の改正について
 - ・会則の下記「附則」部分を改正することを11月の総会に諮ることにした。
 - ・附則
 - 1) 本学会の連絡先は, これを当分の間に置く。
 〒113-8657 東京都文京区弥生1-1-1
 東京大学大学院 農学生命科学研究科
 生物・環境工学専攻 環境地水学研究室内
 - 2) 本会則は, 2001年4月1日より施行する。
- (5) 編集委員会
 - 1) 編集委員が認められた(会則第9条(2))
 - 2) 編集業務を編集業務(山形大)と印刷関係業務(東大)に分離することが了承された。これにより, 原稿投稿先は山形大学とすることが確認された。
 〒997-8555 鶴岡市若葉町1-23
 山形大学農学部 生物生産学科内
 土壌物理学学会編集委員会
 柏渕辰昭
 - 3) 学会誌の発行予定について報告され, 了解された。
 88号(2001.9), 89号(2001.12), 90号(2002.3)
 91号(2002.7), 92号(2002.11), 93号(2003.3)
 - 4) 投稿原稿の状況について報告された。

5) その他

Summary の扱い、投稿ガイドライン (2001. 5. 20) の明文化、広告、講座・研究ノート、測定法、英文の書き方、論文の書き方、若手研究者のための土壌物理学入門など、学会誌を充実させる案が示されたが、これらについては編集委員会に委ねることにした。また、現場の農業に役立つ土壌物理性のデータの取り扱いについて、編集委員会として工夫してほしいとの意見が示された。

(6) 第 43 回土壌物理学学会シンポジウムについて下記の案が認められた。

11 月 20 日 (火) 東大弥生講堂

テーマ: 土壌の汚染と浄化における土壌物理学の貢献

ポスター発表: 土壌物理研究の最前線

Trend in Soil Physics

(7) 学会誌「土壌の物理性」の電子化について

バックナンバーを PDF にして今秋頃公開する (検索機能付) ことが認められた。ただし、公開するのは 1 年前までのものとし、公開方式 (パスワードの有無) については ML 上でさらに議論を重ねることとした。

(8) 学会事務の IT 化について

メーリングリストとホームページを積極的に活用することが確認された。

(9) 報告

- 1) 学会会計の現状について
- 2) 土壌物理用語事典の進捗状況について
- 3) 学会費請求書の発送について

5. 会員入退会者および現在会員数 (2001. 4-2001. 6)

1. 新入会員

正会員	氏名	所属
	上沢正志	農業環境技術研究所
	山口紀子	東京大学大学院農学生命科学研究科

2. 退会者

正会員

	宮沢数雄	Oct-01	自宅
	愛宕徳行	Oct-01	自宅
	小山雄生	Oct-01	自宅
	松本 智	Jul-01	北海道開発局建設部 農業開発 1 課
	高橋義明	Jul-01	農業環境技術研究所
	長田 昇	Jul-01	自宅
	権藤昭博	Jul-01	中央農業総合研究センター
	横山達平	Jul-01	自宅
	吉田隆輝	Aug-01	苫小牧高等専門学校
学生会員	大石常夫	Jul-01	東京農業大学地域環境科学部
賛助会員	ヒロセ理化	Jul-01	ヒロセ理化

3. 会員現在数 (2001. 9. 30 現在)

正会員	: 450 名
学生会員	: 26 名
購読会員	: 56 機関 (店舗含む)
賛助会員	: 11 社
海外会員	: 4 名
海外購読会員	: 1 機関

合 計 : 544

一編集後記一

私事で恐縮です。早いもので、私がつくば（農業工学研究所）から鶴岡（山形大学農学部）に赴任して4年目となりました。つくばに土壤物理研究会（当時）の事務局がおかれた時、編集幹事を引き受けました。年2回発行から年3回発行になった時でしたので、とにかく投稿数を増やすこと、閲読プロセスを迅速化することなどに神経を注いだ記憶がまだ鮮明に残っています。ただ、任期の2年目には鶴岡に来たため、実務をもうひとりの幹事だった奥山氏（農工研）に全て任せしてしまいました。そして、1期（2年）おいての編集委員、それも粕淵編集長のおひざ元で投稿窓口と閲読実務を担当する、を引き受けることになりました。

さて、前回編集幹事を引き継いだ時はその時点で投稿

原稿は全くありませんでした。しかし、今回引き継いだ取り扱い中の原稿数は多く、その一編ごとの実情を把握するのに夏休みまでかかってしまいました。その結果（?）、この第88号の発行がかなり遅れてしまいました。新編集委員会の活動が軌道に乗るまで、多少の処理の遅れはご容赦願えればと思います。しかし、幸いなことに第89号もそれほど期間をおかずに発行できる見通しです。

私としては、前回編集に携わった時の目標の1つだった「年3回の定期的発行」を今期も引き続き目標にしたいと思います。皆様の積極的な投稿をお待ちしています。

<編集委員 安中武幸（山形大学農学部）>

土壤物理学会

事務局構成	会 長	宮崎 毅	（東京大学大学院農学生命科学研究科）
	副 会 長	岡崎 正規	（東京農工大学大学院）
	庶務幹事	溝口 勝	（東京大学大学院農学生命科学研究科）
	会計幹事	井本 博美	（東京大学大学院農学生命科学研究科）
	編集幹事	関 勝寿	（東京大学大学院農学生命科学研究科）
	会計監査	加藤 誠	（東京農工大学農学部）
	”	金子 文宜	（千葉県農業試験場）
編集委員会	委 員 長	粕淵 辰昭	（山形大学農学部）
	委 員	古賀 潔	（岩手大学農学部）
		藤井 克己	（岩手大学農学部）
		佐藤 照男	（秋田県立大学短期大学部）
		粟生田忠雄	（新潟大学農学部）
		足立一日出	（独立行政法人農業技術研究機構）
		吉田修一郎	（独立行政法人農業技術研究機構）
		安中 武幸	（山形大学農学部）
		花山 奨	（山形大学農学部）
	南條 正己	（東北大学農学部）	

土壤の物理性 第88号（会員配布） 2001年10月30日発行

発行 土壤物理学会

〒113-8657 東京都文京区弥生 1-1-1

東京大学大学院 農学生命科学研究科

生物・環境工学専攻 環境地水学研究室内

電 話 03-5841-5351, 5374 FAX 03-5841-8171

E-mail : sp-staff@soil.en.a.u-tokyo.ac.jp

URL : <http://soil.en.a.u-tokyo.ac.jp/jssp/>

銀行口座 第一勧業銀行 本郷支店

普通 2407673 土壤物理学会 代表 宮崎 毅

印 刷 創文印刷工業株式会社

〒116-0011 東京都荒川区西尾久 7-12-16

複写される方に

本誌に掲載された著作物を複写したい方は、(社)日本複写権センターと包括複写許諾契約を締結されている企業の従業員以外は、著作権者から複写権等の行使の委託を受けている次の団体から許諾を受けて下さい。著作物の転載・翻訳のような複写以外の許諾は、直接本会へご連絡下さい。

〒107-0052 東京都港区赤坂 9-6-41 乃木坂ビル 学術著作権協会

TEL : 03-3475-5618 FAX : 03-3475-5619 E-mail : kammori@msh.biglobe.ne.jp

Notice about Photocopying

In order to photocopy any work from this publication, you or your organization must obtain permission from the following organization which has been delegated for copyright for clearance by the copyright owner of this publication.

Japan Academic Association for Copyright Clearance (JAACC)

41-6 Akasaka 9-chome, Minato-ku, Tokyo 107-0052, Japan

TEL : 81-3-3475-5618 FAX : 81-3-3475-5619 E-mail : kammori@msh.biglobe.ne.jp

Journal of the Japanese Society of Soil Physics

No. 88

October 2001

Contents

Foreword	T. MIYAZAKI	1
Original Papers		
Permeability and Water Retentivity of Peat Soil —Soil Physical Properties of Bibai Peat Land(II)—	H. IMOTO, T. MIYAZAKI, H. SAITO and M. NAKANO	3
Effect of Grass Strips on Reduction of Sediment Loss from Upland Field	T. UENO, M. MIHARA, J. S. ARUN and Y. DOKIYA	11
Application of a General PDE Solver for Analyzing Water and Solute Transport in Soil	K. NOBORIO	19
Application of Electromagnetic Technique to Identify Recharge and Discharge Areas for Reforestation in Northeastern Thailand	C. DISSATAPORN, H. NARIOKA, P. YAMCLEE and S. ARUNIN	27
Effects of Opener-Type Subsoil Improvements with Amendment Matter on Hardsetting Soils in the Kamikawa District of Hokkaido	Y. YOKOI, I. KITAGAWA, E. GOTOU and H. TAMARU	37
Effects of Subsoil Breaking on Surface Runoff, Pressure Head and Soil Temperature in a Sloping Field	T. MOROIZUMI, Y. SATO, K. SATO and T. MIURA	45
Effects of Roots on Formation of Internal Fissures in Clayey Paddy Soil during Desiccation	S. YOSHIDA and K. ADACHI	53
Announcements		61
Editor's Postscript		63

Japanese Society of Soil Physics

Department Biological and Environmental Engineering
Graduate School of Agricultural and Life Sciences, The University of Tokyo
1-1-1 Yayoi Bunkyo-ku, Tokyo 113-8657, Japan