

# 土壌の物理性

第81号

1999年3月

---

追悼文	本村 悟	1
巻頭言	久馬 一剛	3
報文		
Response of Soil Hydraulic Conductivity to Prewetting Rates and Water Quality	M. Regea・松垣 英司・北村 義信・I. Shainberg・矢野 友久	5
Effects of Gypsum Application on Dispersion of an Acid Kunigami Mahji Soil	西村 拓・中野 政詩・宮崎 毅	15
高位泥炭の水分張力-水分関係と収縮・回復特性	安積晃次郎・河野 英一・石川 重雄・笹田 勝寛	23
初期含水率が最大凍結深と熱収支に及ぼす影響について-土壤凍結・融解過程の解析に関する基礎研究(II)-	陳 曉飛・三野 徹・堀野 治彦	35
移流ランダムウォークモデルによる土壌中の溶質移動の解析	藤巻 晴行・取出 伸夫・山本 太平・井上 光弘	43
ノート		
泥炭土の不攪乱試料採取法と透水係数測定法の改良	井本 博美・宮崎 毅・中野 政詩	55
資料		
農地の造成・整備による土壌の物理性と微細構造の変化	石渡 輝夫	61
土粒子		
軟弱地盤と水田の価値	笹木 伸彦	71
書評		
「根の事典」(根の事典編集委員会編)	平野 繁	73
「環境アグロ情報ハンドブック-環境と農の接点-」 (山口 武則・山川 修治・大浦 典子共著)	在原 克之	74
会務報告		75
編集後記	奥山 武彦	76

---

## 土壌物理研究会会則

- 第1条 本会は土壌物理研究会 (Research Association of Soil Physics, Japan) と称する。
- 第2条 本会は土壌の物理性を中心とする試験研究の発展と農業技術への貢献を図ることを目的とする。
- 第3条 本会はその目的を達成するため次の事業を行う。
- (1) 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
  - (2) 土壌の物理性 (Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan 会誌という) 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) その他本会の目的を達成するため必要な事業
- 第4条 本会の会員は、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。
- 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      | 1口年額   | 22,500 円 |
| 購読会員      | 会誌年額   | 7,000 円  |
| 広 告 料     | 賛助会員   | 15,000 円 |
|           | 賛助会員以外 | 22,500 円 |
- 第6条 本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。選出方法は別に定める。
- (1) 会長1名、副会長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 会長が委嘱する。
  - (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  
会長委嘱
- 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。
- 第8条 本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、会誌その他の印刷物の編集に当る。
- 第9条 本会の経費は会費その他の収入をもってあてる。本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。
- 第10条 本会の会務執行に必要な規定は別に定める。  
(1996. 9. 30改正)

## 「土壌の物理性」投稿規定

### 1. 投稿要領

1) 投稿は本会正会員及び学生会員に限る。ただし共著者の場合または編集委員会が依頼した場合はこの限りではない。

2) 投稿原稿の採否は、編集委員会において別途定める閲読基準により決定する。なお、「報文」は2名、その他は1名の閲読者を編集委員会において決定し、閲読を依頼する。

3) 投稿は以下に示す種別にしたがい、その内容は土壌の物理性に主体をおくものとする。

「報文」 一編ごとに報文としての体裁を整え、独創性があり、土壌の物理性に関する研究及び技術に寄与するとみなされるもの。他誌に未発表のものに限る。

「ノート」 新しい事実や、研究方法の改良などを含む短い報告。

「論説・総説」 土壌の物理性に主眼をおき、広い視野に立って記述したもの。

「資料」 既に発表した報文または発表予定の内容を各分野の参考資料となるよう書き改めたもの。

「解説」 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。

「その他」 土粒子、書評など。

- 4) 投稿には別紙形式の送り状を付け、正原稿1部、コピー2部の計3部を送付する。初校のみ著者校正とし、印刷ずみの原稿は返さない。別刷は30部を著者に贈呈する。それ以上希望する場合は実費を申し受ける。
- 5) 本誌に記載された論文の著作権は、土壌物理研究会に帰属する。

### 2. 原稿執筆要領

- 1) 原稿の執筆は、日本語原稿の場合、400字詰横書き原稿用紙を用いる。ワードプロセッサを使用する場合は、A4判で横25字、縦23行とし、上左右30mm、下端に50mmの余白をとる。英語原稿の場合は、A4判ダブルスペースで作成する。なお、最終原稿の本文をテキストファイルで提出する。

- 2) 原稿枚数は、図表を含めて刷り上がり 6 ページ以内とする（日本語原稿では、刷り上がり 1 ページは、2300 字で、ワードプロセッサ使用の場合は 4 枚が 1 ページに相当する。英語原稿では、刷り上がり 1 ページは、600 語。上記の印刷ページを越えるときには、1 ページあたり 9,000 円を著者負担とする。ただし、編集委員長が依頼した論文・記事についてはこの限りではない。なお、カラー印刷の場合はいかなる場合でも実費を全額著者負担とする。

表題・著者名・キーワード

- 3) 表題は内容を簡潔に表すものとする。
- 4) 日本語で原稿を作成する場合には、表題、著者名の順に記す。次に英語で表題、著者名（フルネーム）、所属機関（住所）を記す。原稿 1 ページ目の脚注に、日本語で所属機関（住所）を記入し、ついで 5 個以内のキーワードを記す。
- 5) 英語で原稿を作成する場合には、表題、著者名、所属機関の順に記す。ついで 300 語程度の ABSTRACT を記し、その下に 5 個以内のキーワードを記す。

本文

- 6) 本文は、1. はじめに、2. 実験方法、3. 結果、4. 考察のように章に別けて見出しをつけ、必要に応じて、1), 2), 3) …と節に分け小見出しをつける。章・節の番号はアラビア数字を用いる。
- 7) 文体はひらがな漢字混じりの横書き口語体とし、できるだけわかりやすい表現にする。
- 8) 術語以外は常用漢字を用い、かなは現代かなづかいとする。
- 9) 句読点・括弧・ハイフンは普通 1 画を与える。数字・小数点・ローマ字は 1 画に 2 字をあてる。
- 10) 数字はアラビア数字を用い、漢数字は普通の字句にのみ用いる。
- 11) 外国人名は欧字とし、最初の文字のみ大文字とする。ただし中国人名などは漢字でよい。術語になっている外国人名は、カタカナ書きとする（例：ダルシー則、ストークスの法則）。
- 12) 外国地名はカタカナを原則とするが、必要に応じて欧字を用いる。中国等の地名は漢字でもよい。日本語の地名も周知されていないものは、ひらがなを併記する。
- 13) ゴシック、イタリック、ボールドの字体は鉛筆で指定する。ギリシャ文字、上付き、下付き文字、あるいは 1 (エル) と 1 (イチ) のようにまぎらわしい文字が混在するときにも、誤植防止のため鉛筆で指定する。
- 14) 術語は原則として文部省編学術用語集による。普通に用いられる外国語の術語、物質名などはカタカナで書く。
- 15) 略語、略号を使うときは、はじめにそれが出る箇所です、正式名称とともに記す（例：液性限界 (LL)）。
- 16) 動植物の名称はカタカナ書きにし、必要に応じてラテン語学名をイタリックでつける。
- 17) 数量の単位は原則として SI を用いる。
- 18) 文献の引用は著者名、年号をつける。著者が 2 名の場合は、両者の名字と年号を記す。3 名以上の

場合は、以下の例に従う (Tanaka *et al.* (1994) は・・; 竹中ら (1960) は・・・; (Tayler *et al.*, 1945).)。

- 19) 図・表・写真番号は図-1, 表-1, 写真-1 のように書く。図表・写真は本文中欄外に挿入位置を指定する。ただし、指定の位置に入らないことがある。
- 20) 謝辞は本文末尾につける。
- 21) 英文原稿も上記に準じる。ただし英文の適正化は、著者の責任において行うこと。また、著者からの希望があれば、英文の適正化を行う専門家に関する情報を提供することができる。

要約

- 22) 日本語報文には 300 語以内の英文要約をつける。英文要約の英文適正化も英文原稿の取り扱いに準じる。
- 23) 英文要約の下に、5 個以内のキーワードを記す。

図・表・写真

- 24) 図、表、写真は必要最少限度とし、同一事項を表と図に重複させることはできるだけ避ける。
- 25) 図、表、写真 1 つごとに、A4 判で作成する。事故を避けるために、余白に著者名を鉛筆で記す。図、写真にはその番号も鉛筆で記す。
- 26) 図はそのまま印刷するので、白紙に黒インクできれいに書く。これと同程度の鮮明さを持つ、プロッタ、プリンタによる図は受け付ける。製版に適さない図は書き直しを要求することがある。
- 27) 図は刷り上がりの大きさを指定し、2 倍くらいに大きく書く。図中の線の太さ、文字の大きさは、刷り上がりの大きさを考慮して決める。なお図および写真中の文字は希望があれば写植する。その場合には、図中の文字は鉛筆で薄く記入する。
- 28) 地図には定尺をつけ、何万分の 1 などの縮尺を指定しない。顕微鏡写真などには定尺をつけ、何倍などの拡大率を指定しない。
- 29) 日本語報文原稿の図・表・写真の表題には日本語と英語を併記する。
- 30) 図、写真の表題は別紙にまとめて記す。

引用文献

- 31) 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。
- 32) 書き方の様式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.  
Cambell, G.S. (1974) : A simple method for determining unsaturated hydraulic conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.*, **117** : 311~314.  
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.  
竹中 肇 (1965) : 収縮挙動よりみた土の工学的性質, 農土論集, **14** : 32~35.  
(1998. 10. 2 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 e-mail	〒 TEL: FAX: e-mail:		
	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: 投稿は土壌物理研究会事務局または編集幹事宛のこと

## 土壌物理研究会入会申し込み用紙

必要事項を記入し、このまま FAX または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

中村 貴彦 (NAKAMURA Takahiko : 土壌物理研究会本部事務局/会計幹事 : 会員担当)

〒156-8502 東京都世田谷区桜丘 1-1-1 東京農業大学総合研究所

Fax. : 03-5477-2634

Tel. : 03-5477-2540, e-mail : dojo@nodai.ac.jp

# 編集委員会からのお知らせ

1999. 2. 18 編集委員会承認

すでに土壤の物理性 80 号の編集後記でお知らせしたように、「土壤の物理性」誌の英語名の改訂と A4 判化について、評議員会や編集委員会で検討をおこなってきました。

その結果、雑誌の英語名を「Journal of Soil Physics」とすることと雑誌の大きさを A4 判化することを編集委員会として提案することにしました。

これらに関する会則などの改定には評議員会や総会の承認・確認を必要とするので、もし変更するならば 1999 年秋以降になります。これまでの経過および改定の理由については、土壤の物理性 76 号編集後記、78 号巻頭言、80 号編集後記をご参照下さい。

会員の皆様のご意見をお待ちしております。

編集委員長 谷山一郎

(農業環境技術研究所 TEL/FAX : 0298-38-8270, e-mail : erosion@niaes.affrc.go.jp)

## 追悼文

## 初代会長山中金次郎博士を偲ぶ

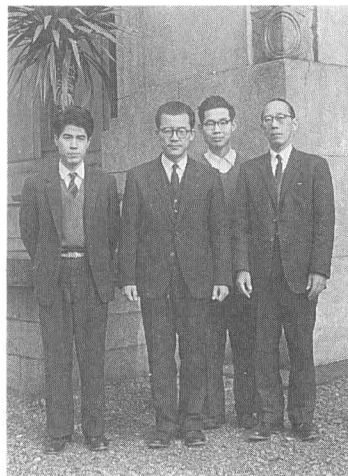
本村 悟（現 東京農業大学客員研究員）

本土壤物理研究会の創立に御尽力され、その初代会長として会の発展に多大の貢献をされた山中金次郎博士は去る平成 11 年 2 月 18 日に 95 才の天寿を全うされました。本研究会が創立されたのが、1958 年、会誌第一号が発行されたのが 1959 年でありますから既に満 40 年の歳月が流れたこととなります。したがって、山中先生の名を御存知の方は数少なくなってきましたが、本研究会の会員で山中式土壤硬度計を知らない方はいないと思います。その山中式硬度計を考察された方がこの山中先生であります。

山中先生は、1928 年に東京帝国大学農学部農学科を卒業されて直ちに農林省農事試験場（農業技術研究所を経て現在農業環境技術研究所）に勤務され、以後 1965 年に農業技術研究所を定年退職されるまで一貫して土壤物理の研究とその応用に身を捧げてこられました。その業績は大きく 3 つに分けることができます。

その第一はわが国における土壤物理研究の先鞭をつけられたことでもあります。1928 年、農林省に入省されて配属されたのが農事試験場土性部で、ここで土性調査の関連のもとに土壤の物理性に関する研究を開始されました。山中さんは、Bouyoucos の固着水に関する研究手法をわが国の土壤に適用した研究を出発点として、土壤水分・固結度・聯結土・凝集性・保水性などの問題を追求しながら、研究の中心を B.A. KEEN の流れをくむ理想化された土壤模型とその粒子に働く界面張力を用いて、土壤水分の分布と運動を理論的に解明されております。それを発展させたのが、土壤の凝集力に関する研究であります。この中で取扱われている理想土壤モデルを用いての理論分析は土壤を粒子集合体として扱う場合の基礎となっており、土壤の凝集力と団粒構造、土壤の膨潤および収縮、履歴効果、石灰施用の効果、毛管力と分子力との相互関係、孔隙量などとの関係について実験を伴う検証を行うとともに膠質粒子の凝結力についても詳細な研究を行っています。これら一連の業績に対して 1956 年に日本農学賞が授与されています。

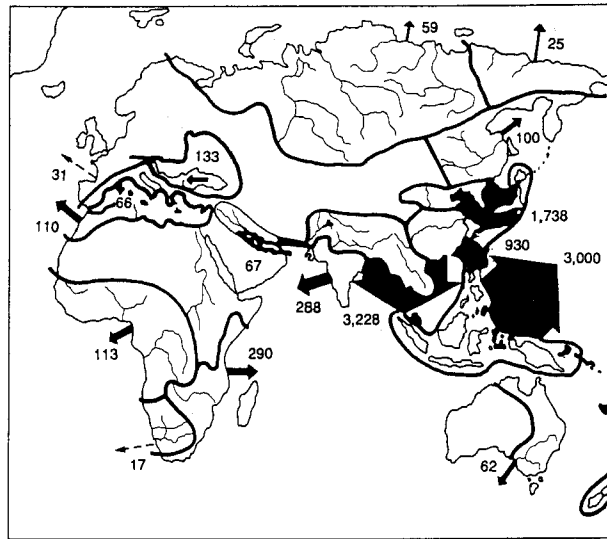
第二は土壤断面調査法を定量化し、断面調査結果や生産力可能性等級の表示を記号化されたことでもあります。従来、土壤調査は名人的な技法（勘）に頼ることが多く、調査者によって大きな食い違いが生じ、合理的な分類にも齟齬を来す場合も見受けられていました。それを解消するために、山中先生は、土壤調査および採取についての測定法を種々考察・工夫して定量化することに努められました。その主なものを列挙すると、①山中式土壤硬度計、②容積重測定装置、③含水量の測定法、④粒径分析におけるピペット法の改良導入（現在粒径分析の全国的な共通法となっている）、⑤ジピリジル反応によるグライ層の判定、⑥ベンチジン試薬によるマンガン班の識別（現在はベンチジン試薬に代わって TDDM 試薬）などで、これらは全国の土壤調査事業の標準的方法として採用され、調査者による測定誤差が少なくなり、共通的な認識の下に論議することが可能になりました。なかでも、山中式土壤硬度計は、これが考察されてから既に半世紀、土壤肥料分野ばかりでなく、農業土木、農学、農業機械、土木建設など土壤物理に関連する諸分野に広く活用されております。断面調査結果や生産力可能性等級の記号化は今日の



1961 年頃農業技術研究所土壤地第一研のメンバーと。右端が山中博士。

が受食性を高めている場合が多いのである。したがって、熱帯畑土壌の物理的特性の解明とそれに基づく改良方策の研究は、今最もさしせまった課題となっているといえよう。

わが国における戦後の熱帯土壌研究もすでに30年余の蓄積を見るに至っているが、どちらかといえば水田を対象とした土壌化学的な研究が多く、特に畑土壌についての基本的な土壌物理学的研究はいままで手薄であったといわざるを得ない。また、わが国の土壌物理学研究自体もどちらかといえば水田の灌漑・排水を中心として発展し、この面ですぐれた成果をあげてきたといえる。こういう現実を直視した上で、今後の熱帯土壌研究の中では土壌物理学的研究を強化し、上に述べたような熱帯アジアの畑土壌の直面する危機的状況の解決に大きく寄与するような研究成果をあげてもらいたいものである。さらにいえば、こうした成果を基に「熱帯土壌物理学」が編まれ、本研究会から出版されることを期待したい。



図中の数字は年平均堆積物量，×100万t



## Response of Soil Hydraulic Conductivity to Prewetting Rates and Water Quality

Melkamu REGEA\*, E. HIGAKI\*, Y. KITAMURA\*, I. SHAINBERG\*\* and T. YANO\*

\* Arid Land Research Center, Tottori University, 1390 Hamasaka, Tottori 680-0001, Japan

\*\* Institute of Soils and Water, ARO, Volcani Center, P.O. Box 6, Bet Dagan, Israel

### Abstract

Physical disintegration of aggregates as a response to externally imposed disruptive forces to soil or the physico-chemical dispersion and swelling of soil clays (soil intrinsic behavior) are often reported to cause deterioration in the hydraulic properties of soils. The joint effect of these two mechanisms on column hydraulic conductivity (HC) of different soils was studied. Three prewetting rates (PWR) of 1, 6 and 30 mm/hr and a water quality characterized by sodium adsorption ratio (SAR) 10 and total electrolyte concentration (TEC) of 0.5, 0.05, 0.01  $\text{Mol}_e \text{L}^{-1}$  and distilled water (DW) were used. The results showed that absolute values of HC and its relative changes over time depended on the type of soil, the PWR, the TEC, and the aggregate size. HC decreased with an increase in the silt and clay content, with an increase in the PWR, and with a decrease in the TEC of the percolating solution. Soils that slaked into microaggregates under the effect of fast PWR, showed a substantial decrease in HC with an increase in the PWR. In structurally unstable soils, fast PWR caused more slaking and physical disintegration of aggregates that restricted water flow leading to low HC. HC of the columns that sustained greater slaking also deteriorated more under the effect of dilute solutions. The larger the aggregate size fraction, the more pronounced was the PWR effect on HC apparently due to greater pore throttling by the slakes. Development of cohesive forces between clay structural units with time (aging) was suggested to counteract HC deterioration as observed for smaller aggregate size fraction of this soil. HC of less aggregated or structurally stable soils were less affected by the PWR. The study also indicated that PWR effects on soil HC could be satisfactorily predicted from soil aggregate stability tests.

**Key words** : Prewetting rate, hydraulic conductivity, slaking, dispersion, swelling

### 1. Introduction

Saturated hydraulic conductivity (HC) is an important soil hydraulic parameter as it establishes a limit on the rate of water and solute or pollutant transmission through the soil. It is also an important variable in design of drainage systems and estimation of runoff from either a rainfall catchment or irrigated areas. HC is known to be a combined property of the soil and the quality of the water flowing through it.

On irrigated or cultivated soils, changes in

HC in general and its deterioration with time in particular is often attributed to either of the following two mechanisms: (I) Physical disintegration and swelling of soil aggregates due to disruptive forces of soil wetting process leading to the formation of low-permeable layer; or, (II) Physico-chemical dispersion and swelling of soil clays, which clog and narrow water-conducting pores in the soil. The processes involved in influencing soil hydraulic properties under mechanism (I) are mechanical in nature and are determined primarily by analysis of forces generated due to kinetic

energy of water droplets (Moldenhauer & Kemper, 1969) or surface flowing water (Kemper *et al.*, 1985) in relation to impacts induced on the stability of soil aggregates. Influences due to mechanism (II), however, are controlled mainly by the concentration and composition of cations in the soil and/or in the solution flowing through it (Agassi *et al.*, 1981). The effects due to the latter mechanism have been well studied and can be predicted satisfactorily from basic mineralogical and chemical properties of the soil (Shainberg & Levy, 1992) and the quality of the percolating water. However, the role of the former mechanism in influencing the hydraulic properties of soils is relatively more complex to be defined yet. The dependence of the processes involved on intrinsic soil properties as well as extrinsic factors accounts for the complexity. Moreover, the interaction of these two mechanisms in influencing the HC of soils has been paid less attention and thus less knowledge or information is available despite its practical significance.

The intrinsic soil behaviors upon which soil aggregate stability largely depend include organic matter, clay and oxide contents (Kemper & Koch, 1966), which are known to be cementing agents that keep soil particles together in an aggregate. However, factors like initial water content, rate of wetting, aggregate size fraction, as well as the method of determination of aggregate stability influence aggregate stability index of soils (Kemper & Rosenau, 1986). In the same report, they indicated that soil wetting could be a highly disruptive process and if a dry soil aggregate is wetted quickly, the wetted portion can swell appreciably compared to the dry portion, and the non-uniform swelling can break many of the cohesive bonds that hold the particles into aggregates. Furthermore, quick wetting was reported to give rise to escape of entrapped compressed air that ultimately cause slaking (spontaneous breakdown of aggregates into microaggregates). Conversely, slower wet-

ting avoids entrapment of air, and reduces spatial swelling differences leaving a larger portion of the particles cohering in the aggregates.

The practical significance of soil aggregate stability has been well appreciated in studies on erosion. Nijhawan & Olmstead (1947) noticed that aggregates at high water contents were more resistant to slaking forces than air dried aggregates. Cernuda *et al.* (1954) reported that aggregate stability results were meaningful only when the initial soil moisture condition was clearly defined. Lyles *et al.* (1974) found that more than twice as much soil was detached from large dry aggregates by raindrop impact as from aggregates which had been moistened prior to the rainfall event.

The diverse conclusions and suggestions of the various researchers above apparently demonstrate that soil aggregate disintegration and the changes in soil HC are dynamic processes which depend on soil conditions. The objective of this work was to study the effect of prewetting rate (PWR) on the hydraulic conductivity of different soils and to investigate the interaction of the physical and physico-chemical mechanisms in influencing the same soil hydraulic parameter. PWR, herein is defined as the rate at which water is applied to an initially dry soil (to saturate) prior to subjecting it to a constant head device for HC measurement. The paper discusses HC results obtained from tests conducted on laboratory column studies.

## 2. Materials and Methods

Two soil samples from A- and B-horizons of Lower Syr-Darya Plain (Kzyl-Orda, Kazakhstan), hereafter referred to as A- and B-horizon samples, and a Paddy soil from the Agricultural Experiment Station of Tottori Prefecture (Japan) were used in this study. Some properties of these samples are given in Table 1. Oven-dry (at 105°C) samples were crushed to pass through 2 mm sieve size and stored in a room (20°C) where the experiment was conducted. Then 120 g each of the samples stud-

**Table 1** Some properties of the samples studied

Item	Soil type		
	A-horizon	B-horizon	Paddy
Sand (%)	65.9	12.1	48.3
Silt (%)	18.1	49.0	29.3
Clay (%)	16.0	38.9	22.1
Mineralogy	smectite, chlorite, vermiculite	smectite, chlorite, vermiculite	halloycite, kaollinite, illite
CEC (cmol <sub>c</sub> /kg)	7.7	14.3	13.5
Gypsum (%)	1.6	3.4	—
Organic matter (%)	0.7	0.5	2.5

ied were packed into 50 mm diameter plastic columns. The packing was done slightly to reproducible dry bulk densities given in Table 2. The length of the soil columns ranged between 4.3 and 5.5 cm corresponding to bulk densities of 1.42 and 1.11 g/cm<sup>3</sup>, respectively. Bottom support for the soil columns was provided by a rubber stopper with a hole that lead the outflow to a fraction collector set to desired times. Cheesecloth covered with a 5 mm layer of sand served as a filter. Initially the columns were prewetted (to saturation) from bottom with a 0.5 mol<sub>c</sub> L<sup>-1</sup> solution of sodium adsorption ratio (SAR) 10 at three PWR of 30, 6, and 1 mm/hr, applied by a peristaltic pump. The beaker from which the saturating solution withdrawn was placed on an electric balance to monitor weight/volume changes against cumulative pump flows. Once saturated, the columns were leached from the top with the same solution long enough for the exchangeable sodium percentage (ESP) of the column soils to be in equilibrium with the SAR of the percolating solution (U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954).

Effect of water quality was evaluated by measuring HCs of each of the soil columns by successively displacing leaching solutions having total electrolyte concentration (TEC) of 0.5, 0.05, 0.01 Mol<sub>c</sub> L<sup>-1</sup> and finally distilled water (DW) using a constant head device. The columns were subjected to a hydraulic heads of either 20- or 100 cm depending on the rate of

flow. For each of the solutions, HC measurement was continued until steady state flow was attained and the corresponding effluent composition in terms of electrical conductivity (EC) is given in Table 2. Each treatment was, at least duplicated. Same procedure was repeated for the B-horizon sample segregated into 0~1 and 1~2 mm size fractions to look into the effect of aggregate sizes. Samples of the three soils were wet-sieved for stability test using Yoder (1936) method. Samples of the soils at three initial conditions, dry, prewetted at rates of 30 and 1 mm/hr were placed on the top sieve of each nest, and the nest was lowered to the point where the soil sample in the top screen was just covered with water. A motor and a mechanical arrangement lowered and raised the nest of sieves through a distance of 3.18 cm at a rate of 30 cycles/min for 0.5 hr. The amount of soil retained on the nest of sieves (>0.1 mm in size) for each of the soils' conditions at placement were determined by drying and weighing. Size fractions <0.1 mm in diameter were determined by sedimentation, decanting, drying and weighing.

### 3. Results and Discussion

#### 3.1 Prewetting Rate (PWR) Effect on Soil Hydraulic Conductivity

Table 2 presents the properties of the soil columns studied. The reference HC (Table 2), hereafter referred to as HC<sub>0</sub> is the absolute value of the respective column's HC taken at

Table 2 Results of the columns studied

Soil Column	PWR (mm/hr)	HCo (mm/hr)	Pore volume (cm <sup>3</sup> )	Density at 0.5M* (g/cm <sup>3</sup> )	RHC (Ratio to HCo)			EC (dS/m)		
					0.05M*	0.01M*	DW	0.05M*	0.01M*	DW
A-horizon (0~2 mm)	1	38.12		1.42	0.97	0.91	0.55	5.70	2.70	1.90
	6	38.12	38.2	1.42	0.93	0.86	0.52	6.00	2.70	1.80
	30	32.87		1.42	0.92	0.84	0.59	6.00	3.40	2.00
B-horizon (0~2 mm)	1	9.91		1.36	1.00	0.55	0.28	5.70	2.70	1.90
	6	5.18	43.0	1.36	0.75	0.55	0.26	6.00	3.00	2.00
	30	1.34		1.22	0.84	0.68	0.07	6.00	3.00	2.00
B-horizon (1~2 mm)	1	201.78		1.13	1.00	1.00	0.71	5.20	1.00	0.35
	6	80.71	60.9	1.13	1.00	1.00	0.36	5.20	1.20	0.45
	30	14.68		1.02	1.00	1.00	0.04	5.50	1.30	0.58
B-horizon (0~1 mm)	1	4.28		1.46	3.50	2.00	1.25	7.10	1.50	0.90
	30	1.07	36.9	1.46	1.00	1.00	1.88	7.00	2.40	1.00
Paddy (0~2 mm)	1	5.21		1.11	1.00	1.00	0.38	4.60	1.10	0.08
	30	4.88	52.4	1.11	1.00	1.00	0.43	4.55	1.10	0.08

\*M stands for M Cl<sup>-</sup>

the 0.5M Cl<sup>-</sup> solution. The relative HC (RHC) is the ratio of the steady state HC values obtained for a given leaching solution to its HCo.

Generally, the HCo depended on the type of soil texture and for a given soil, it depended on the PWR and the aggregate size fraction. For the fast PWR (30 mm/hr) the HCo of the soil depended on the texture of the soil, thus the higher the clay and silt contents (Table 1), the lower the HCo was. The HCo of the slow PWR (1 mm/hr) column also depended on aggregate size such that the 1~2 mm aggregate size of the B-soil (Table 2) had the highest value.

For all the columns, the HCo increased (Table 2) with a decrease in the PWR. However, the extent of increase in the HCo with a decrease in the PWR were different for the various soils. The increase in the HCo due to the slow PWR (1 mm/hr) relative to the fast (30 mm/hr) for the B-horizon soil was 7.39 fold (Table 2), while the A-horizon and the Paddy soil samples increased only 1.16 and 1.06 fold, respectively. The HCo of the 6 mm/hr PWR were intermediate to those of the 1 and 30 mm/hr PWRs.

Intrinsic soil behaviors were partially re-

sponsible for the differences in the HCo and the responses of the soils to the PWR. The decrease in the HCo with increase in the PWR for a given soil column, however, was attributed to the disruptive forces associated with the fast wetting process that caused slaking of the soil, leading to the disintegration of the aggregates into microaggregates and primary particles. This gave rise to a narrower average pore size, and a more tortuous water-conducting pores that caused lower HCo. Differential swelling and entrapped compressed air explosion was apparently higher for a soil with a better aggregation (possibly due to a higher clay content) as was the case for the B-horizon. The decreased bulk density (Table 2) for the 30 mm/hr PWR of the 0-2- and 1-2 mm aggregate sizes of B-horizon implied an increased in length of the soil columns during wetting. In all other columns, no increase in soil column length was observed and bulk densities values given were essentially the same before and after saturation. Irrespective of the PWR, it however was observed that, the columns were saturated with about 1 (one) pore volume (% pore volume = 100 - (bulk density)/(particle den-

sity)\*100), wherein a particle density was taken as 2.65 g/cm<sup>3</sup>.

For the A-horizon and the Paddy soil samples, differences in the HCo with PWR treatments were not as pronounced as those for the B-horizon sample (Table 2). The results suggest that the structure in the A-horizon sample was inherently less stable and even slow PWR was enough to disintegrate the aggregates. Thus, the disruptive forces of fast prewetting had no further influence on the structure of soils with weak structure. The low clay content also suggests that the A-horizon sample was less aggregated.

### 3.2 Effect of Prewetting Rate on Aggregate Stability

Soil aggregate is a group of particles and microaggregates that cohere to each other, and aggregate stability is an index as to how the cohesive forces withstand disruptive forces.

The wet-sieving results, the percentage of soil retained on the nest of sieves with mesh opening  $\geq 0.1$  mm and taken as the aggregate stability of the studied soils as a function of PWR is given in Fig. 1.

Direct immersion of dry soil into water resulted in more breakdown of aggregates for each of the soils compared to respective slow prewetted ones, indicating the disruptive effect of fast prewetting on soil aggregate stability.

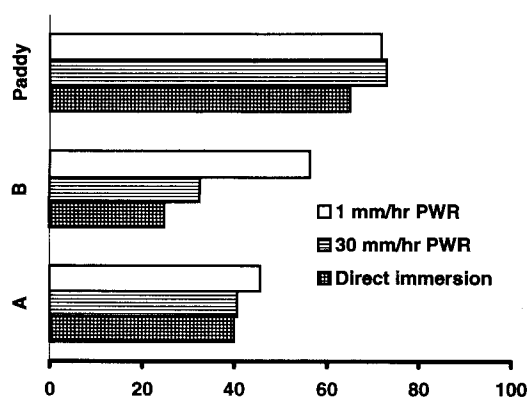


Fig. 1 Aggregate stability of the samples (wet-sieving) as a function of soil conditions at placement.

Amounts of soils left on the sieves for slow PWR were 2.27, 1.14 and 1.11 times greater than those for direct immersion for the B-horizon, A-horizon and Paddy samples, respectively. The effect of PWR on aggregate stability was similar to that of PWR on HCo of the soil columns, and confirmed that stability of the aggregate as affected by PWR could be determined by both the wet-sieving and HCo data.

The A-horizon sample had low clay content and thus was less aggregated. The Paddy soil, however, contained 22.1% clay and the wet-sieving results also suggested that the soil was well aggregated (higher percentage of aggregates left on the nest of sieves). Despite, the PWR had negligible effect on the HCo of this soil. It seemed that the Paddy soil was very stable. The organic matter (Table 1) and other cementing oxides, possibly Al or Fe, could be responsible for the stability of the soil structure. The aggregates were so stable that even direct immersion into water did not disintegrate the aggregates and thus PWR had negligible effect on its HCo.

### 3.3 Effect of Water Quality

The effect of the interaction of PWR and water quality on HC of A- and B-horizon samples is given in Fig. 2 and RHC (Table 2). HC values given as an intercept (time=0) were the steady state values obtained for the displaced solutions. It can be noted that irrespective of the PWR (values in brackets) and soil type (A & B), HC decreased with a decrease in the concentration of the percolating solution. However, both the magnitude and the relative decline in HC with a dilution of the leaching solution (as a function of time) depended on the PWR.

A decline in soil HC as salt concentration levels of the percolating solutions decrease was attributed to clay dispersion and/or clay swelling (Quirk & Schofield, 1955). Both dispersion and swelling mechanisms have the potential to partially or wholly block water-conducting pores in the soil. However, their significance is closely related to the behavior of the soil

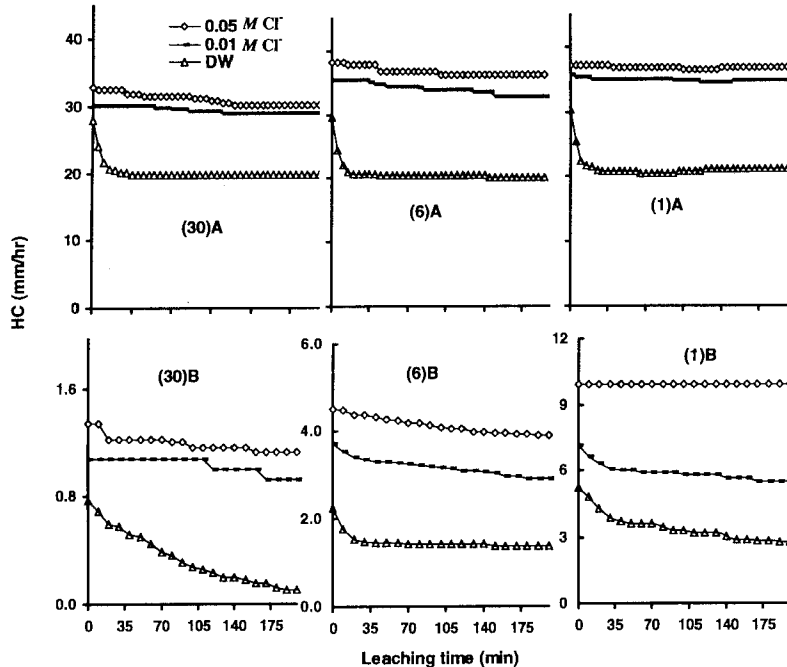


Fig. 2 Hydraulic conductivity for the A- and B-horizons at different prewetting rates (values in brackets) and the leaching solutions as a function of leaching time.

clays and the electrolyte concentration of the percolating solutions (Melkamu *et al.*, 1997). Dispersion occurs at very low salt concentration levels less than the critical flocculation concentration of the soil clays. Swelling, however, does gradually but continuously increase with a decrease in electrolyte concentration. It is accepted that variation in salt content of the water can cause changes in the cation exchange mechanism between the percolating water and the soil clay surfaces and hence stability of soils. In this study, results were compared and interpreted for soil columns subjected to similar set of electrolyte conditions, but exposed to different PWRs used to bring initially dry soil to saturation.

Table 1 and EC values (Table 2) suggest that the A- and B-horizon soils were essentially the same with regard to inherent constituents and behaviors. The difference in HC between the two samples was attributed to the difference in texture and porosity. The soils contained gypsum (Table 1) and its dissolution maintained EC values of the effluents (Table 2)

higher than that of the inflow solutions. The 0.05-, 0.01 M  $\text{Cl}^-$  and DW inflow solutions had EC values close to 5, 1 and 0 dS/m, respectively. Gypsum dissolution (that increased with the dilution of the inflow solution) prevented clay dispersion even when leached with DW and restricted a further drop in HC. Yet, HC showed a moderate decline with dilution of the leaching solution with little or no differences between PWR treatments for the A-horizon soil (Fig. 2).

The response of the B-horizon sample to both PWR and water quality was remarkable. In spite of the prevented dispersion, the HC of the columns sharply declined with a dilution of the leaching solution (Fig. 2). Moreover, the decrease in HC depended to a greater degree on the PWR, with RHC in DW of 0.07, 0.26, and 0.28 for the 30, 6, and 1 mm/hr PWRs, respectively. These correspond to absolute HC values (after physical and chemical mechanisms for HC decline were accounted for) of 0.09, 1.35, and 2.77 mm/hr in the same order. It is important to note that the low HCo for the 30 mm/hr PWR

coupled with the greater decline ( $RHC=0.07$ ) meant that the column was nearly clogged. The fact that the final HC in DW of the 1 mm/hr PWR was double the HCo of the 30 mm/hr marks how stabilized soil aggregates (by slow prewetting) maintained favorable water movement in the soil.

With no dispersion for the A- and B-horizon columns, the deterioration in HCs with a dilution of the leaching solution was solely attributed to clay swelling. The results of B-horizon columns, however, further suggested that; (I) fast PWR caused slaking of aggregates and reduced average sizes of water-conducting pores which resulted in lower column HCo even at high salt concentrations of the leaching solution, compared to HCo obtained for slow PWR at the same salt concentration level, (II) slaking exposed more clay surfaces to swell that increased with dilution of the leaching solution, leading to a greater deterioration in the soil HC as dilute solutions displaced concentrated ones. This, in turn, indicated to us that the activity of the physico-chemical mechanisms responsible for HC deterioration to have been enhanced by increased physical disintegration of aggregates in structurally unstable soils.

Fig. 3 presents HC for the Paddy soil column in DW leaching. For this sample no change in HC was observed over the range of solution concentrations above 0.01 M inclusive and

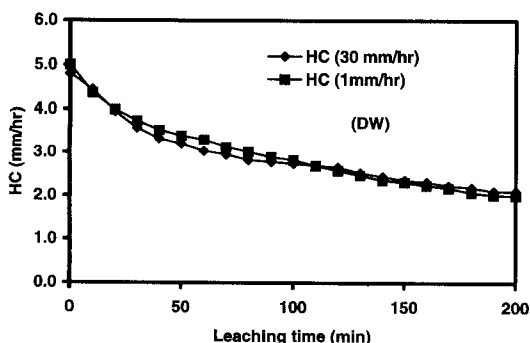


Fig. 3 Hydraulic conductivity for the Paddy sample for two prewetting rates in distilled water leaching.

hence the plots were not presented. In DW leaching, the HC decreased to nearly same RHC values for both the fast (30) and slow (1 mm/hr) PWRs. EC of the effluent (Table 2) has dropped to very low values, values that are low enough for clay dispersion to occur and, indeed, the dispersed clay also appeared in the effluent collected.

The decrease in HC, though not independently quantified, was attributed to a combined effects of swelling and dispersion of the soil clays. The absence of marked difference in HCo and RHC values between the PWR treatments indicates that for the Paddy soil sample, PWR does not appear to influence aggregate breakdown despite higher clay content and well aggregation of this sample.

#### 3.4 Effect of Aggregate Size

The response of different aggregate sizes to the PWR treatments and subsequent response to water quality in terms of influences on HC was investigated by segregating the B-horizon sample into fractions constituting 0~1 and 1~2 mm sizes. The results showed that the effect of PWR on HC of B-horizon sample also depended on the aggregate size fraction.

Fig. 4 presents the HC for the B-horizon, 1~2 mm aggregate fraction leached with DW. Despite evidence of greater slaking with an increase in PWR, no change in HC ( $RHC=1.0$ ) of the 1~2 mm aggregates was observed in TEC above 0.01 M  $Cl^-$  leaching solutions for this aggregate size fraction (Table 2).

Upon displacing the 0.01 M  $Cl^-$  solution by DW, HC deteriorated to RHC values of 0.71, 0.36, and 0.04 for the 1, 6, and 30 mm/hr PWRs, respectively. The slow PWR (1 mm/hr) for columns of the 1~2 mm aggregate size fraction brought about a 14 fold increase in the HCo (Table 2), compared to the same size fraction wetted at fast (30 mm/hr) PWR, signifying greater slaking to have taken place. The corresponding values for the 0~2 and 0~1 mm aggregate size columns were 7.4 and 4.0, respectively. HCo as well as final HCs given as RHC values (Table 2 and Fig. 4) were substantially

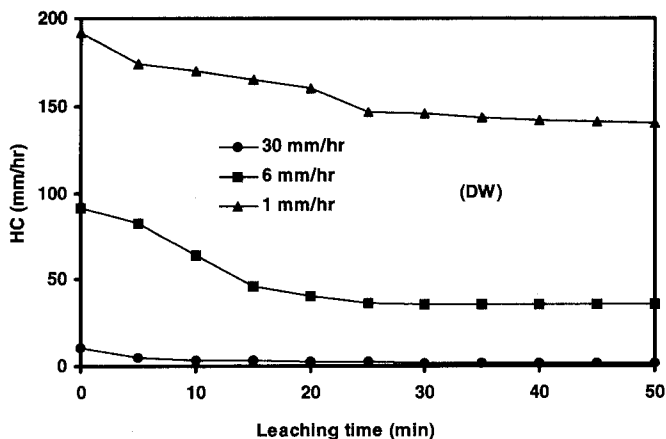


Fig. 4 Hydraulic conductivity for the B-horizon 1~2mm aggregate size at different prewetting rates in distilled water leaching.

higher for columns of the 1~2mm aggregate fraction compared to that of the whole (0~2 mm) soil. This was attributed to the big water-conducting pores (no deposition of fine particles < 1mm) between the 1~2mm aggregates. The high HCo (1~2mm) for the 1mm/hr PWR indicates that the big conducting pores were retained by the slow PWR. Disintegration and slaking of aggregates due to the wetting process increased as the PWR and the associated disruptive forces increased. Conversely, high HC was maintained by slow wetting that stabilized soil aggregates or caused less slaking.

Relatively lower final EC values for the 1~2 mm (Table 2) compared to that of the 0~2 and 0~1 mm aggregate sizes were attributed to the high rate of flow rather than a progressive leaching, as one would expect, from the displacement of concentrated solutions by a dilute ones. This meant the inflow solution could flow out faster than gypsum could dissolve and influence the EC value.

Fig. 5 presents the HC for the 0~1 mm aggregate fraction of the B-horizon sample. The HCo increased as the PWR decreased, as is the case for the 0~2 and 1~2 mm aggregate size fractions. However, results for successive leaching solutions differed from both the 0~2 and 1~2 mm aggregate size fractions. Where-

as, the HC of the 0~2 and 1~2 mm size fractions was either constant or decreased with the dilution of the solutions (Fig. 2 & Fig. 4), that of the 0~1 mm size fraction increased or decreased in unexpected way (Fig. 5). Also, while the HC of the 30 mm/hr PWR slightly increased only in DW, that of the 1 mm/hr column increased or decreased at all solution concentration levels with RHC > 1.00 throughout.

Moutier *et al.* (1998) reported that the processes responsible for HC decrease have been effectively counterbalanced by the development of cohesion forces (with aging or longer leaching time) between clay fabric structural units (domains) and micro-aggregates, which resulted in an increase in a column HC.

It is highly probable that the increase in HC for the 1 mm/hr (Fig. 5) was due to the development of intra-aggregate cohesive forces over time (~30 hr of prewetting and conditioning), which according to Moutier *et al.* (1998) leads to a reorientation and reorganization of clay structural units, effectively increasing the average size of water transmission pores. It also appears that these less disrupted aggregates were subject to compression (hydraulic head = 100 cm) by water layers surrounding them. These two conditions were believed to have contributed to an increase in pore size and



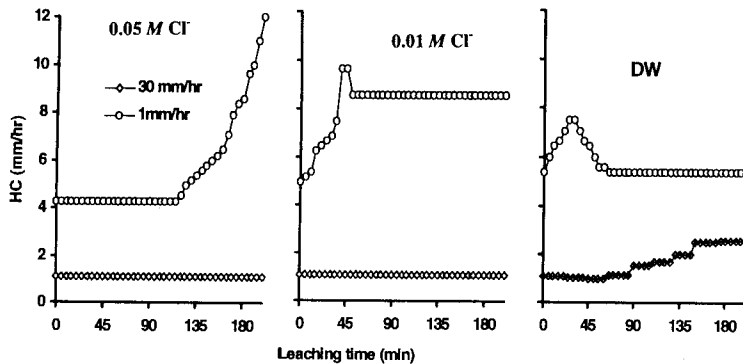


Fig. 5 Hydraulic conductivity for the B-horizon 0~1mm aggregate size at different prewetting rates and leaching solutions.

hence the HC increased. A relative decline and more stable trend of the HC with the dilution of the solutions is attributed to clay swelling as an expense of the pore sizes. For the 30 mm/hr PWR the time was not long enough (less than 5 hours of prewetting and conditioning) for the cohesive bonds to reform for the level of aggregate disruption. The slight increase in HC of this column in DW, however, suggested an increase in pore size due to eventual development of cohesive bonds with leaching time. For this aggregate fraction, the processes of deterioration of HC as illustrated were effectively counterbalanced by time dependent changes in the soil. However, further research is needed to fully describe this phenomenon.

#### 4. Conclusion

In all irrigation water application techniques, the rate at which water is applied to soils, somehow, is a manageable factor. The results of this study indicated the effects of disruptive forces of wetting on the HC of different soils. The extent to which soil hydraulic conductivity is affected due to PWR depends on the stability of the soil. Soil HC obtained in the laboratory for arbitrary aggregate sizes could also be misleading. The results of this study suggested that changes in HC as caused by the effects of extrinsic factors as well as time dependent variables could also be aggre-

gate size specific.

Irrigation water quality can vary widely between very low salinity and sodicity to high salinity and sodicity within short distances or times. Understanding soil responses to these conditions is essential for better management of soils and water. How soils respond to forces of prewetting in terms of changes in hydraulic properties, in practice, determines the amount of soil loss by erosion and also the effectiveness of replenishing soil moisture during irrigation events.

#### References

- Agassi, M., Shainberg, I. and Morin, J. (1981) : Effect of electrolyte concentration and soil sodicity on infiltration rate and crust formation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **45** : 848~851.
- Cernuda, C.F., Smith, R.M., and Vicente-Chandler, J. (1954) : Influence of initial soil moisture condition on resistance of macroaggregates to slaking and water-drop impact. *Soil Sci.*, **77** : 19~27.
- Kemper, W.D. and Rosenau, R.C. (1986) : Aggregate stability and size distribution. *Methods of Soil Analysis* (2nd Edition), pp. 425~442, Amer. Soc. Agron, Madison.
- Kemper, W.D., Trout, T.J., Brown, M.J. and Rosenau, R.C. (1985) : Furrow erosion and water and soil management. *Trans. ASAE*, **28** : 1564~1572.
- Kemper, W.D. and Koch, E.J. (1966) : Aggregate stability of soils from Western U.S. and Canada. *USDA Tech. Bull.* 1355. U.S. Govt. Printing Office, Washington, DC.

- Lyles, L., Dickerson, J.D. and Schmeidler, N.F. (1974) : Soil detachment from clods by rainfall : effects of wind, mulch cover and essential soil moisture. *Trans. ASAE*, **17** : 697~700.
- Melkamu, R., Yano, T. and Shainberg, I. (1997) : The response of low and high swelling smectites to sodic conditions. *Soil Sci.*, **162** : 299~307.
- Moldenhauer, W.C. and Kemper, W.D. (1969) : Interdependence of water drop energy and clod size on infiltration and clod stability. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **33** : 297~301.
- Moutier, M., Shainberg, I. and Levy, G.J. (1998) : Hydraulic gradient, aging, and water quality effects on hydraulic conductivity of a Vertisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **62** : 1488~1496.
- Nijhawan, S.D. and Olmstead, L.B. (1947) : The effect of sample pretreatments upon soil aggregation in wet sieve analysis. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **12** : 50~53.
- Quirk, J.P. and Schofield, R.K. (1955) : The effect of electrolyte concentration on soil permeability. *Soil Sci.*, **6** : 163~178.
- Shainberg, I. and Levy, G.J. (1992) : Physico-chemical effects of salts on infiltration and water movement in soils. *Advances in Soil Science*. Lewis Publishers, pp. 37~94.
- U.S. Salinity Laboratory Staff (1954) : Diagnosis and improvements of saline and alkali soils. U. S. Dept. Agric. Handbook, **60** : p. 160, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
- Yoder, R.E. (1936) : A direct method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses. *J. Am. Soc. Agron.*, **28** : 337~351.

Manuscript received 24 Aug. 1998,  
accepted 21 Dec. 1998.

## Effects of Gypsum Application on Dispersion of an Acid Kunigami Mahji Soil

Taku NISHIMURA\*, Masashi NAKANO\*\* and Tsuyoshi MIYAZAKI\*\*\*

\* Division of Ecoregion Science, Faculty of Agriculture, Tokyo Univ. of  
Agriculture and Technology, Fuchu, Tokyo 183-8509 JAPAN

\*\* Faculty of Agriculture, Kobe University, Nada-ku, Kobe-shi, 657-8501, JAPAN

\*\*\* Dept. of Biological and Environmental Eng., Graduate School of Agricultural and Life  
Sciences, Tokyo University, Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-8657 JAPAN

### Abstract

Gypsum is an useful soil amendment. However, application of gypsum sometimes enhances the dispersion of highly weathered acid soils. The mechanism of the effect of gypsum on the dispersion of a Japanese acid soil is discussed in terms of adsorbed ions and aggregate stability. Leaching of the soil column by NaCl, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, CaCl<sub>2</sub>, and CaSO<sub>4</sub> electrolyte solutions showed that Ca<sup>2+</sup> could displace Al<sup>3+</sup> in the soil, and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> caused more cation retention of the soil. In the slaking experiment, the soil was most dispersive with the CaSO<sub>4</sub>, while it was least dispersive with the NaCl. The result goes against the effect that gypsum has on sodic soils. It was concluded that removal of Al<sup>3+</sup>, as a binding agent of the acid soil, by Ca<sup>2+</sup> and the change in charge characteristic due to SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> adsorption were the mechanisms that enhanced dispersion of the Japanese acid soil following gypsum application.

**Key words** : gypsum, acid soil, dispersion, chemical amendment, Al, Kunigami mahji

### Introduction

Aluminum toxicity is a serious problem in acid soil regions (Noble *et al.* 1988). Calcium salts such as lime, gypsum, and calcium carbonate can remove Al from the exchange sites of acid soil and reduce the problem of Al toxicity. Because of its higher solubility in water, gypsum can decrease the Al status and increase the Ca status of subsoil following the surface application (Pavan *et al.* 1984). Gypsum has been recognized as a dispersion-restricting agent. Many studies have shown the effects of gypsum on the dispersion of saline and sodic soils (Shainberg *et al.* 1989). Gypsum is also effective in preventing dispersion of lower exchangeable percentage (ESP) soils (Miller 1987; Zhang and Miller 1996). However, less is known about the effect of gypsum amendment on the physico-chemical properties of soils of

variable charge. Roth and Pavan (1991) and Nishimura (1996) reported enhancement of the dispersion of acid soils following the application of Ca salt. A possible mechanism for the enhancement of dispersion caused by gypsum amendment might be that the exchangeable Al monomers and/or polymers, which act as binding agents, are displaced from exchange sites by Ca<sup>2+</sup>, induced by the presence of SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (Roth and Pavan 1991). The detail of this suggested mechanism, however, was not clear. On the other hand, specific adsorption or ligand exchange of SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> on acid soil (Inskeep 1989; Rao and Sridharan 1984; Hue *et al.* 1985), especially on soil of low pH (Wolt 1981) and positive charge, has been reported. Specific adsorption or ligand exchange of SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> can change the charge characteristics of the clay particle (Uehara and Gillman 1981; Rao and Sridharan 1984) and may change the soil dispersion phe-

nomena. This may be suspected as an alternative or an additional mechanism of dispersion enhancement by gypsum application in some acid soils.

Agricultural land reclamation in Okinawa, Japan moved surface soil and forced the acid Kunigami mahji subsoil to be surface soil. This subsoil-derived surface soil has both acidity and erosion problems. Moreover, gypsum application has enhanced the dispersion of the Kunigami mahji soil (Nishimura 1996). The aim of this study was to clarify the effects of  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  on the dispersion of an acid Kunigami mahji soil.

### Materials and Methods

#### Soil

Kunigami mahji soil, an acid red-yellow soil in southern Japan (Typic Hapludult), was used in this study. The soil was collected from a depth of 20 to 40 cm (B horizon) in a non-cultivated field in Nakijin, Okinawa, and sieved through a 3 mm mesh screen. The soil used in the column experiment was kept in a plastic bag to prevent it from drying prior to the experiment, and the rest of the soil was air dried. The texture of the soil was light clay. Clay mineralogy was dominated by Kaolinite, and smaller amounts of gibbsite, vermiculite and goethite were detected by X-ray diffraction. Organic carbon was determined to be  $2.5 \text{ g kg}^{-1}$  using a total carbon analyzer (LECO Corp., St. Joseph, MI, USA). The electrical conductivity of the soil at a soil : water ratio of 1 : 1 was  $0.025 \text{ dS m}^{-1}$ , which is equivalent to  $0.349 \text{ mmol L}^{-1}$  in ionic strength by Marion-

babcock equation (Sposito 1989). The low electric conductivity of soil suspension suggested that the soil had small amounts of soluble salt. Other selected soil properties are given in Table 1. The exchangeable sodium percentage of the soil was below 0.1 and most of the exchange sites were occupied by Al monomers and/or polymers and protons (Table 2).

#### Column experiment

The soil was packed into a plastic pipe 5 cm in diameter and 10 cm in length, with an end-cap drilled to make an outlet. The soil, with a moisture content of 25% by weight, was packed gradually into the column by hand, with care taken to avoid segregation of the particles. The bulk density was  $1.15 \text{ Mg m}^{-3}$ , which was referred to the bulk density of the surface soil of a sugarcane field near the sampling site. The actual pore volume of the column was  $114 \text{ cm}^3$ .

$\text{NaCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{CaCl}_2$ , and  $\text{CaSO}_4$  electrolyte solutions were used in this study to clarify the effects of  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  on soil dispersion. All the solutions had a concentration of  $30 \text{ mmol}_e \text{ L}^{-1}$ , and the pH of solutions was between 5.4 and 5.9. The flux density of the

**Table 2** Changes in exchangeable cation due to gypsum treatment

Cation	Exchangeable cation [mmol <sub>e</sub> kg <sup>-1</sup> ]
Na <sup>+</sup>	2.2
K <sup>+</sup>	2.5
Mg <sup>2+</sup>	0.79
Ca <sup>2+</sup>	0.12
Al <sup>3+</sup>	44

**Table 1** Properties of soil material

Texture	LiC (Clay 33.9, Silt 33.7, Sand 32.4%)
Specific surface area	100 [m <sup>2</sup> g <sup>-1</sup> ] (EGME adsorption)
Particle density	2.74 [Mg m <sup>-3</sup> ]
Organic Carbon	2.5 [g kg <sup>-1</sup> ]
Electrical conductivity	0.025 [dS m <sup>-1</sup> ] (1 : 5 soil : water ratio)
Cation exchangeable capacity	265 [mmol <sub>e</sub> kg <sup>-1</sup> ] (KCl extraction)
Soil color	2.5 YR 4 or 5/8

solutions was around  $5 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ , which was 60% of the saturated hydraulic conductivity of the packed soil sample. The electrolyte solution was supplied onto the top of the column using a peristaltic pump. It took 70 minutes to supply 3 pore volumes of solution onto the column. The top of the column was covered with a few layers of gauze to prevent soil dispersion by drops. Drainage from the bottom of the column was sampled periodically and the concentrations of cations and anions and the pH were measured. Atomic absorption spectrometry and ion chromatography (both Shimadzu Co., Japan) were used to determine cation and anion concentrations, respectively. Each experiment was replicated twice, but the pH was only measured once.

#### Dispersion experiment

The dispersion experiment was carried out according to the procedure modified from Sato *et al.* (1969). A spread of 30 g of air-dried soil was passed through a 3 mm mesh screen onto a 2 mm mesh sieve, 15 cm in diameter. The sieve and the soil were immersed in the electrolyte solution gently and completely, and left to stand for one hour. The sieve and the soil were then gently removed from the solution and the soil left on the sieve was weighed. The amount of soil dispersed was the difference between the weight of the soil on the sieve before and after the immersion. The concentrations of the electrolyte solutions used in the dispersion experiment were the same as those used in the column experiment. Replicates of the experiment were twice or more.

## Results and Discussions

#### Breakthrough curve of ions

Packing of the soil may be the biggest factor affecting water flow through an artificially packed soil column. In this study, the drainage rate of each column was quite consistent,  $(4.89 \pm 0.04) \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ , which indicated that packing of the soil was successful. Breakthrough curves (BTC) of each treatment were consistent, too, thus the BTC of one treatment

could be compared with the other ones.

The  $\text{Na}^+$  and  $\text{Cl}^-$  breakthrough curves (BTCs) coincided well (Fig. 1), and BTCs of  $\text{Cl}^-$  in the  $\text{CaCl}_2$  and  $\text{NaCl}$  treatment coincided well even though  $\text{Ca}^{2+}$  in the  $\text{CaCl}_2$  treatment might remove  $\text{Al}^{3+}$  from the soil (Fig. 2). It is possible to interpret  $\text{Cl}^-$  as the reference tracer in this study. Recently, Bellin *et al.* (1996) showed that the application of  $\text{Cl}^-$  as a non-reactive tracer is questionable for acid soil of variable charge. The present study used an acid Japanese soil of variable charge. However,  $\text{Cl}^-$  could be a reference tracer in the present study since the variations in pH for each treatment were small (Fig. 3). As to the BTC, there was almost no cation except  $\text{Na}^+$  in the

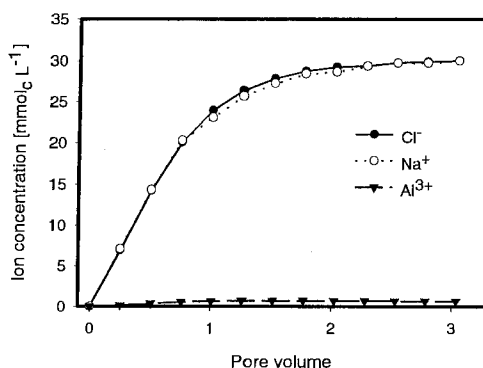


Fig. 1 Changes in ion concentrations in effluent from the Kunigami mahji soil column,  $\text{NaCl}$  treatment.

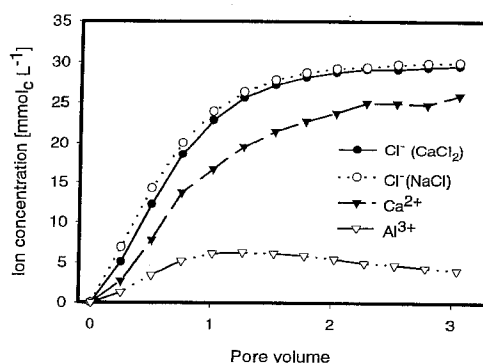


Fig. 2 Changes in ion concentrations in effluent from the Kunigami mahji soil column,  $\text{CaCl}_2$  treatment.

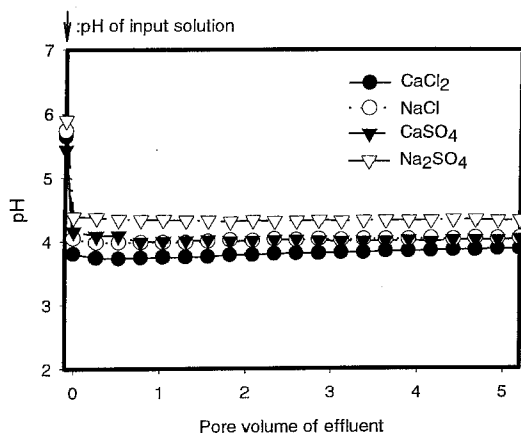


Fig. 3 pH of the effluent from the Kunigami mahji soil column.

effluent of the NaCl treatment. This indicated that  $\text{Na}^+$  could not remove  $\text{Al}^{3+}$  from the soil in this study.

In the  $\text{CaCl}_2$  treatment,  $\text{Ca}^{2+}$  has replaced  $\text{Al}^{3+}$  in the cation exchange sites of the soil (Fig. 2). The amount of  $\text{Ca}^{2+}$  retained by the soil was estimated from integration of the area between the  $\text{Cl}^-$  and the  $\text{Ca}^{2+}$  BTCs. In the  $\text{CaCl}_2$  treatment, the pH of the effluent (Fig. 3) suggested that most of the Al was an  $\text{Al}^{3+}$ -monomer (Sparks 1995), and that the integration of the  $\text{Al}^{3+}$  BTC could represent the amount of Al removed from the soil. Additionally, removal of  $\text{H}^+$  adsorbed on soil clay by  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{Na}^+$  might be a reason of lower pH of effluents compare to the input solutions.

The amount of  $\text{Na}^+$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  retentions were closely related in this study. The BTC of  $\text{Cl}^-$  in the NaCl treatment is plotted in the BTCs of the  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  treatment as the reference BTC (Fig. 4). The retention of ions was determined by the same method that was used for the  $\text{CaCl}_2$  treatment, that is, the areas between the BTC of the ions and the BTC of the reference tracer ( $\text{Cl}^-$ ) represented the amount of ions retained by or removed from the soil. The amount of  $\text{Na}^+$  retained by the soil was greater in the  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  treatment than in the NaCl treatment, and the amounts of  $\text{Na}^+$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  retained by the soil were quite similar at

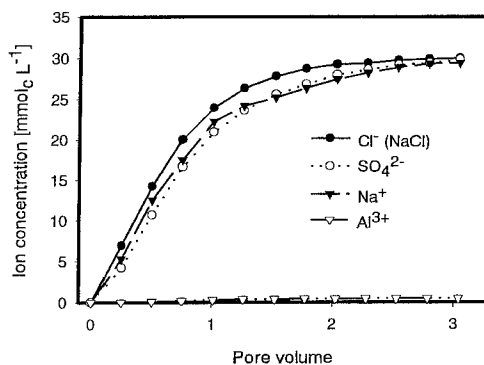


Fig. 4 Changes in ion concentrations in effluent from the Kunigami mahji soil column,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  treatment.

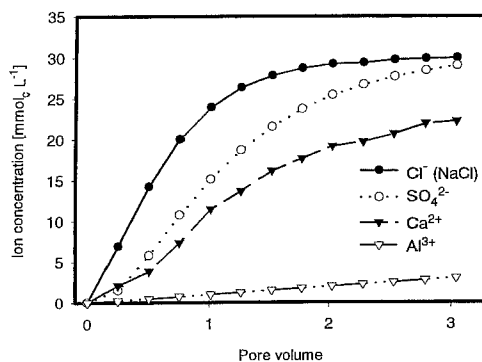


Fig. 5 Changes in ion concentrations in effluent from the Kunigami mahji soil column,  $\text{CaSO}_4$  treatment.

the end of both treatments.

The BTC of  $\text{Cl}^-$  in the NaCl treatment is also plotted in the BTCs of the  $\text{CaSO}_4$  treatment as the reference BTC, and the amounts of  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  retained by the soil and  $\text{Al}^{3+}$  removed from the soil were determined by the same method used for the  $\text{CaCl}_2$  and  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  treatments. The retention of  $\text{SO}_4^{2-}$  was almost completed with 3 pore volumes of effluent for electrolyte solutions containing  $\text{SO}_4^{2-}$ , independent of co-cation types (Figs. 4 ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) and 5 ( $\text{CaSO}_4$ )), while  $\text{Al}^{3+}$  displacement steadily continued in the  $\text{CaCl}_2$  treatment after 3 pore volumes of effluent (Figs. 2 (NaCl) and 5).

The sum of retained or removed ions for the

**Table 3** Retention of ions by Kunigami mahji soil during 3 pore volumes of effluent (Concentration of percolated electrolyte solutions was 0.03 cmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup>)

Electrolyte solution	Al <sup>3+</sup> displaced [mmol <sub>c</sub> kg <sup>-1</sup> ] (A)	Ca <sup>2+</sup> retained by the soil [mmol <sub>c</sub> kg <sup>-1</sup> ] (B)	Na <sup>+</sup> retained by the soil [mmol <sub>c</sub> kg <sup>-1</sup> ] (B)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> retained by the soil [mmol <sub>c</sub> kg <sup>-1</sup> ]	(B) - (A) [mmol <sub>c</sub> kg <sup>-1</sup> ]
NaCl	0.96	—	0.3	—	- 0.66
Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	0.54	—	3.9	4.3	3.36
CaCl <sub>2</sub>	7.4	7.3	—	—	- 0.1
CaSO <sub>4</sub>	3.6	13.8	—	6.5 (5.9*)	10.2

\* SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> retention after AlSO<sub>4</sub><sup>+</sup> correction

3 pore volumes of effluent are summarized in Table 3. Measured concentration data were converted into a base value of soil mass. The SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> retention was determined by the difference between the SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> concentrations of the input and the effluent solutions as measured by ion chromatography. Integrals of the differences in measured concentration of SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> were 4.3 and 6.5 mmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup> for the Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> and CaSO<sub>4</sub> treatments, respectively. Some SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> could exist as the AlSO<sub>4</sub><sup>+</sup> form in the effluent of the CaSO<sub>4</sub> treatment that had higher Al<sup>3+</sup> and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> concentrations (Van Breemen 1973). The AlSO<sub>4</sub><sup>+</sup> form of SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> complex cannot be detected as SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> by ion chromatography, which could cause overestimation of SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> retention in the CaSO<sub>4</sub> treatment. It is possible to estimate the concentration of AlSO<sub>4</sub><sup>+</sup> by using the following equation :

$$[AlSO_4^+] = \frac{10^{3.20} [SO_4^{2-}]}{10^{3.20} [SO_4^{2-}] + 1} \times [\text{measured concentration of Al}]$$

(From Lindsay 1989).

The available concentration of AlSO<sub>4</sub><sup>+</sup> with the existence of gibbsite and 5 mmol<sub>c</sub> L<sup>-1</sup> of SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> at pH 4, which were similar conditions to those of the effluent of the CaSO<sub>4</sub> treatment in this study, was 3 mmol<sub>c</sub> L<sup>-1</sup>. The value was close to the difference between the measured SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> concentration and the reference Cl<sup>-</sup> BTC at the 3 pore volumes of effluent (Fig. 5). After the AlSO<sub>4</sub><sup>+</sup> correction, the amount of SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> retained by the soil was 5.9 mmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup> in the

CaSO<sub>4</sub> treatment. According to Rao and Sridharan (1984) and Inskeep (1989), the maximum sulfate retention of kaolinitic soil clay was found to be around 20 mmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup> using the batch technique. The smaller SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> retention of the present study was not anomalous since the present study was using actual soil (clay fraction was 34%), and did not employ the batch technique which usually shows more exchange than the flow-through or the miscible-displacement method (Sparks and Rechcigl 1982). Hue *et al.* (1985) reported 4 mmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup> for an actual soil, Benndale sandy loam, after CaSO<sub>4</sub> incubation. Adsorption of the CaSO<sub>4</sub> ion pair (Bolan *et al.* 1993) could be a reason for the soil showing more SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> retention with the CaSO<sub>4</sub> treatment than with the Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> treatment.

Sulfate retention may change the surface charge and cation-adsorption characteristics of clay particles (Uehara and Gillman 1981). In the present study, the difference between the amount of Al<sup>3+</sup> removed from the soil and the amount of cation, Ca<sup>2+</sup> or Na<sup>+</sup>, retained by the soil increased as SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> was retained. Na<sup>+</sup> retention increased by 3.6 mmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup> from the Cl<sup>-</sup> treatment to the SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> treatment, while SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> was retained in an amount of 4.3 mmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup> with the Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> treatment. For the Ca salt treatments, the difference between the retained Ca<sup>2+</sup> of the SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> and the Cl<sup>-</sup> treatments was 6.5 mmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup>, and the retained SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> in the CaSO<sub>4</sub> treatment was 5.9 mmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup>. The [enhanced cation retention]/[SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>

retention] ratio was 0.84 and 1.10 for monovalent  $\text{Na}^+$  and divalent  $\text{Ca}^{2+}$ , respectively. This result seemed to agree with the result of Hue *et al.* (1985) for kaolinitic soil, in which the increase in cation exchange capacity (CEC) was equivalent to the moles of  $\text{SO}_4^{2-}$  adsorption in the highest gypsum application. Alva *et al.* (1990) reported Cecil and Wedowee soils in their study behaving like the soils in the present study. They explained that the result was due to the effect of the ionic strength of the electrolyte solution on soil of variable charge. It was concluded that  $\text{SO}_4^{2-}$  retention enhanced cation retention by the soil. Only specific adsorption (Alva *et al.* 1990) or ligand exchange (Rao and Sridharan 1984) may cause such an enhancement in cation retention, especially for soils of low pH (Hue *et al.* 1985). Effluents of the  $\text{SO}_4^{2-}$  treatments had a higher pH than the effluents in the  $\text{Cl}^-$  treatments for the same cation (Fig. 3). The higher pH of the effluents of the  $\text{SO}_4^{2-}$  treatments qualitatively reinforced the ligand exchange of  $\text{SO}_4^{2-}$  with hydroxides on clay surfaces.

#### Effect of electrolytes on soil dispersion

In the dispersion experiment, the ionic strength of the electrolyte solutions was the same as in the column experiment, but the soil/solution ratio was higher for the column experiment. The  $\text{CaSO}_4$  solution caused the Kunigami mahji soil to be most dispersive, although gypsum generally is recognized as a dispersion

-restricting agent (Fig. 6). A reason for this unexpected result was the contribution of  $\text{Al}^{3+}$  to the clod stability of acid soils. As shown in the column experiment,  $\text{Na}^+$  could not remove exchangeable  $\text{Al}^{3+}$ , but  $\text{Ca}^{2+}$  could. The Ca soil is more dispersive relative to Al soil in terms of the diffuse double-layer theory; thus the soil showed less dispersion in  $\text{Na}^+$  electrolyte solutions where adsorbed  $\text{Al}^{3+}$  was not affected by  $\text{Na}^+$ . Adsorption of  $\text{SO}_4^{2-}$  was suspected of making another contribution to soil dispersion. The acid Kunigami mahji soil showed more dispersion in the  $\text{SO}_4^{2-}$  electrolyte solutions than in the  $\text{Cl}^-$  solutions. Specific adsorption, or ligand exchange, of  $\text{SO}_4^{2-}$  may decrease the positive charge of the soil, or increase the negative charge of the soil (Rao and Sridharan 1984; Uehara and Gillman 1989; Hue *et al.* 1985). Furthermore, when soil particles have a sufficient positively charged edge, they can form a card house edge-to-face structure and are easy to flocculate. On the contrary, if most of the positive charge turns into negative charge, only a face-to-face structure would be dominant and the soil would tend to be more dispersive. This mechanism might be the second reason behind the enhanced dispersion of acid soil following gypsum application. The point of zero salt effect (PZSE) of this Kunigami mahji soil was 3.8 (Nishimura, unpublished) and the pH of the effluent of the  $\text{CaCl}_2$  treatment was 3.7. This suggested that the soil initially had some positive charge, and that the application of  $\text{CaSO}_4$  might have canceled those positive charges and increased the pH of the soil solution following the ligand exchange of  $\text{SO}_4^{2-}$ .

#### Conclusion

$\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{Na}^+$  retained by Kunigami mahji soil was separated into two fractions, exchanged cations and cations retained subsequent to  $\text{SO}_4^{2-}$  adsorption. It was concluded that dispersion of the acid Kunigami mahji soil was affected by both  $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{Al}^{3+}$  cation exchange and the specific adsorption of  $\text{SO}_4^{2-}$ .

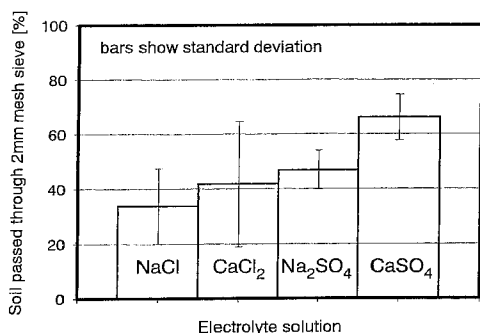


Fig. 6 Effects of compositions of electrolyte solution on dispersion of the Kunigami soil.



These processes might be the reasons why Kunigami mahji soil, and other acid soil in previous studies, showed more dispersion following gypsum application. Further study is needed to specify the conditions under which acid soils disperse following gypsum treatment.

### Acknowledgment

Authors wish to thank to Professors K. Onaga and A. Yoshinaga of Ryukyu University, Japan to collect the soil sample, and Mr. T. Asano, a graduate of the University of Tokyo, for his help in pursuing experiments. Part of present study was supported by Grant-in-aid for encouragement of young scientists Japan (1994 No. 0676210).

### References

- Alva, A.K., M.E. Sumner, and W.P. Miller (1990) : Reactions of gypsum or phosphogypsum in highly weathered acid subsoils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **54** : 993~998.
- Bellin, G., M.E. Sumner, D.E. Radcliff, and N.P. Qafoku (1996) : Anion transport through columns of highly weathered acid soil : Adsorption and retardation, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **60** : 132~137.
- Bolan, N.S., J.K. Syers, and M.E. Sumner (1993) : Calcium-induced sulfate adsorption by soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.* **57** : 691~696.
- Hue, N.V., F. Adams, and C.E. Evans (1985) : Sulfate retention by an acid BE horizon of an Ultisol, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **49** : 1196~1200.
- Inskeep, W.P. (1989) : Adsorption of sulfate by Kaolinite and Amorphous Iron Oxide in the presence of organic ligands, *J. Environ. Qual.* **18** : 379~385.
- Lindsay, W.L. and P.M. Walthall (1989) : The solubility of aluminum in soils, Chap.8 in *The environmental chemistry of aluminum*, ed. G. Sposito, CRC Press, Boca Raton Florida, USA
- Miller, W.P. 1987. Infiltration and soil loss of three gypsum - amended Ultisols under simulated rainfall. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **51** : 1314~1320.
- Nishimura, T. (1996) : Changes in infiltration and ion exchange subsequent to gypsum application to a Japanese acid soil, *Trans. of Japan Soc. of Irrig. Drain. and Reclamation. Eng.*, **184** : 47~53.
- Noble, M.E. Sumner, and A.K. Alva (1988) : The pH dependency of Aluminum phytotoxicity alleviation by calcium sulfate, *Soil Sci. Soc. Am. J.* **52** : 1398~1402.
- Pavan, M.A., F.T. Bingham, and P.F. Pratt, (1984) : Redistribution of exchangeable calcium, Magnesium, and aluminum following lime or gypsum applications to a Brazilian Oxisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **48** : 33~38.
- Rao, S.M. and A. Sridharan (1984) : Mechanism of sulfate adsorption by Kaolinite, *Clays and Clay Minerals*, **32** (5) : 414~418.
- Roth, C.H. and M.A. Pavan (1991) : Effects of lime and gypsum on clay dispersion and infiltration in samples of a Brazilian Oxisol, *Geoderma*, **48** : 351~361.
- Sato, K. (1969) : *Trans. of Japan Soc. of Irrig. Drain. and Reclamation. Eng.* **28** : 12~16 (Japanese with English abstract).
- Shainberg, I., M.E. Sumner, W.P. Miller, M.P.W. Ferina, M.A. Pavan, and M.V. Fey (1989) : Use of gypsum on soils : A review, *Adv. in Soil Science*, **9** : 1~111.
- Sparks, D.L. and J.E. Rechcigl (1982) : Comparison of batch and miscible displacement techniques to describe potassium adsorption kinetics in Delaware soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **46** : 875~877.
- Sparks, D.L., (1995) : Chap 9 in *Environmental Soil Chemistry*, p.208, Academic Press Inc., San Diego, CA, USA.
- Sposito, G. (1989) : *The Soil Solution*, In *The Chemistry of Soils*, p. 80 Oxford University Press Inc. NY.
- Uehara, G. and G. Gillman (1981) : Chap.3 in *The mineralogy, chemistry, and physics of tropical soils with variable charge*. Westview Press. Boulder, Colo. USA.
- Van Breemen, N. (1973) : Dissolved Aluminum in acid sulfate soils and in acid mine waters. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **37** : 694~697.
- Wolt, T.J. (1981) : Sulfate retention by acid sulfate-polluted soils in the Copper Basin area of Tennessee, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **45** : 283~287.
- Zhang, X.C., and W.P. Miller (1996) : Physical and chemical crusting processed affecting runoff and erosion in furrows, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **60** : 860~865.

Manuscript received 5 Oct. 1998,  
accepted 25 Jan. 1999.

# 土壤をそのまま測定!!

**NO<sub>3</sub><sup>-</sup>** 土壤用硝酸イオンメーター

NOS-120



**pH** 土壤挿入式 pH 計

PHS-120



**EC** 土壤用 EC メーター

PK-33



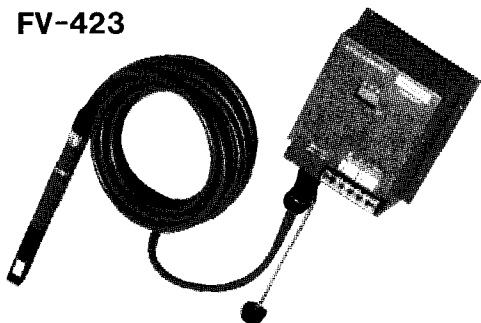
**pF** セラミックス土壤水分計

pF-33



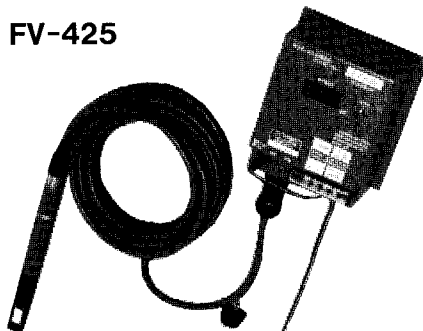
## 土壤 pF を連続測定及び自動灌水!!

FV-423



指示を見ながら出力(4~20mA)で  
データとりも行える

FV-425



指示を見ながら設定 pF で灌水信号  
を出せる(データ用に0~1V出力付)



株式  
会社

藤原製作所

〒114 東京都北区西ヶ原1-46-16  
TEL 03(3918)8111(代)  
F X 03(3918)8119

## 高位泥炭の水分張力—水分関係と収縮・回復特性

安積晃次郎\*・河野英一\*・石川重雄\*・笹田勝寛\*\*

Moisture Tension-Moisture Relation and Shrinkage-  
Restoration Characteristics of High-Moor Peat Soil

Koujirou AZUMI\*, Eiichi KOUNO\*, Shigeo ISHIKAWA\* and Katsuhiko SASADA\*\*

\* Faculty of Bioresource Sciences, Nihon University, 1866 Kameino Fujisawa-shi  
Kanagawa 252-8510, Japan\*\* Fujisawa High-school attached to Nihon University 1866 Kameino Fujisawa-shi  
Kanagawa 252-8510, Japan

## Abstract

For conservation of a valuable land with high-moor peat soil where the main vegetation is sphagnum, it is very important to make an index of the qualitative change of the soil due to the change in soil moisture. Therefore, in the present study, the moisture tension-moisture relation and the shrinkage-restoration characteristics due to the change in soil moisture as well as the fundamental physical-chemical properties of the Akaiyachi high-moor peat soil were attempted to be clarified. Especially, the shrinkage-restoration of soil is a conspicuous physical behavior due to the change in soil moisture. The principal results are as follows:

The method followed in the study, namely, the pressure plate method is very useful to determine the moisture tension-moisture relation for low and medium moisture tension ranged from 0.981 kPa (pF 1.0) to 981 kPa (pF 4.0) in drying process.

The changes of horizontal, vertical and volume shrinkage percentages of the high-moor peat soil consisting mainly of living sphagnum are small in the stage of low moisture tension and large in that of high one. Moreover, the change of its vertical shrinkage percentage is larger than that of its horizontal one in all stages of the moisture tension because of its subsidence by dead weight.

The changes of the shrinkage percentages of the high-moor peat soil containing much inorganic dressing materials are large in the stage of the low moisture tension and small in that of the high one, while in the same soil under natural condition, the changes are large in both the stages of the low and the high moisture tension. Moreover, in these high-moor peat soils, the changes of their vertical shrinkage percentages are also larger than those of their horizontal ones in all stages of the moisture tension because of their subsidences by dead weight.

To protect the land with high-moor peat soil from the qualitative change due to the shrinkage, it must be managed so that the moisture tension does not exceed about 41.8 kPa (pF 2.6) where the restoration after the shrinkage is perfect, namely, the moisture content is about more than the capillary one.

**Key words** : high-moor peat soil, sphagnum, fundamental physical-chemical properties, moisture tension-moisture relation, shrinkage-restoration characteristics.

\* 日本大学生物資源科学部 〒252-8510 藤沢市亀井野 1866, \*\* 日本大学藤沢高等学校 〒252-8510 藤沢市亀井野 1866  
キーワード : 高位泥炭, ミズゴケ, 基本的理化学性, 水分張力-水分関係, 収縮 回復特性

## 1. はじめに

わが国の全体としての泥炭地の面積は詳しくは分かっていない。しかし、多くは北海道と東北地方にあって、両方を合計すると約3,500 km<sup>2</sup>あるといわれている。その中の約10%が高位泥炭地である(土の理工学性実験ガイド編集委員会, 1983)。高位泥炭地は、低地には北海道と東北地方の一部の地域にしか分布しておらず、多くは高地に分布している。

高位泥炭地は、地下水位が高く多量の水分を抱えることができるため、水資源の涵養機能、洪水の防止機能、気象の緩和機能、水質の浄化機能および環境教育的な機能を持っている。

また、高位泥炭地には塚状の高まりであるブルテ、ブルテの間の凹地であるシュレンケ、池溝、池溝に浮かぶ浮島などの様々な凹地、凸地を持った珍しい微地形が見られ、この微地形に応じて貴重な植物が多く生育する。特に、ミズゴケはわが国に約39種類(H. Suzuki, 1972)が存在しているが、一部の極端な森林性の種と湖沼地性の種を除いたその大部分が高位泥炭地で生育している。

この高位泥炭地は、一般に比較的浅い沼がヨシ、スゲなどの植物遺体の堆積により陸化して形成された低位泥炭地、その上位にワタスゲ、ヌマガヤなどの植物遺体が堆積して形成された中間泥炭地を経て、その上位にさらにミズゴケが繁殖し、その遺体が堆積して形成される(梅田, 1984)。

高位泥炭地が形成されるには、気象、泥炭を構成する植物の種類および泥炭の分解度などにより泥炭の堆積速度に若干の差があるものの、その速度は1 mm/年(坂口, 1974)であり、数千年が必要といわれている。

これまで、わが国の泥炭地では、排水および客土を行って土層を変形させ、水田などの食料供給の場が造成されてきた。さらに、近年、この造成された水田地帯での排水増強を伴う大規模土地改良事業、泥炭地の周辺地域での観光地や宅地への開発事業などにより、現存する泥炭地の乾燥化への変移が見られるようになっている。これは、泥炭地がその周辺地域も含めた広域の水環境に基づいて保持されていることによる。

今日、高位泥炭地については、前述の有益な諸機能を持つことや貴重なミズゴケの生育地であることに加えて、特に水鳥の生息地として、国際機関や国が条約を定めて保護すべき湿地でもあることから、その保全が強く呼びかけられている。そこで、本研究では、高位泥炭地の保全のために、水分変化とそれに伴う変移に関する指標を得る必要があることから、加圧板法の高位泥炭試料への適用性の検討とそれに基づく高位泥炭の水分張力-

水分関係の測定および水分変化に伴う土の顕著な物理的挙動である収縮・回復特性の把握とを試みた。

なお、これまでに、無機質を多量に含む粘質土(竹中, 1968, 河野, 1979)や低位泥炭土(月館, 1979, 矢橋, 1980)の収縮特性とそれの農地への影響を明示する研究はなされてきた。しかし、本研究におけるような高位泥炭土の収縮特性および収縮した土の回復特性についての研究には見るべきものがない。

## 2. 採土地の概要

高位泥炭の採取は、福島県の猪苗代湖北西岸から約1 kmのところ、猪苗代湖の西岸を平行しながら北流する赤井川の流域に位置し、天然記念物「赤井谷地沼野植物群落」指定地が存在する湿原で行った(図-1)。

本湿原は海拔520 mのところであって、南北に880 m、東西に620 m、面積43.56 haの中心部が盛り上がった楕円形の広がりを持つ天然記念物を主体とする高位泥炭地である。本湿原は、赤井川が磐梯山からの火山性泥流の堆積物によりせき止められた地域にあって、猪苗代湖の高水位期に湖の一部であったものが、湖面の低下にしたがって湿原化した陸化型湿原である(櫻村ら, 1987)。

本湿原の周辺地域での開田は17世紀中頃に始められ

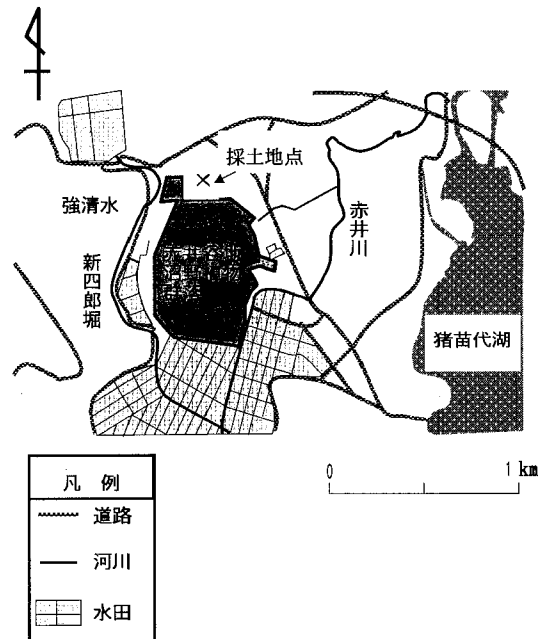


図-1 採土地点

Fig. 1 Research field.

たが、大規模なものは、第二次世界大戦後に至って、南西部および南部で進められた。特に、南部では排水路の整備により谷地湿田が乾田へと変えられた。これらの開田とその用排水路整備等によって、本湿原の乾燥化は徐々に進行させられてきた（樫村，1996）。

なお、天然記念物の指定地では、高位泥炭の採取が、現状改変となるために、厳しく制限されている。この採取は、上層が高位泥炭の特性を十分に保持しているといわれる指定地外の北部の休耕地地域で行った。

### 3. 採土方法

泥炭は分解不十分のまま堆積した植物遺体からなり、繊維質が多く、含水比、圧縮性が極めて大きい。そのため、円柱状のコアサンプラーを押し込んで採取すると、試料の圧縮、サンプラーの引き抜き時に起きる刃先付近の植物繊維の引張り抵抗などによって、試料に乱れが起こる（佐々木，1979）。したがって、コアサンプラーによる乱さない試料の採取は困難である。

そこで、試料の採取は、包丁および園芸用ハサミを使い、40×20×10 cm のブロックを表面から10 cm ごとに100 cm 深までの10層を切り出して行った。さらに、切り出した試料を、包丁および園芸用ハサミを使い、各種の室内実験に適した大きさに成形した。

### 4. 試験項目と方法

#### 1) 高位泥炭の基本的理化学性

高位泥炭の基本的理化学性としては、泥炭の特性を把握するための一般的な試験項目である真比重、仮比重、飽和透水係数、強熱減量および分解度を測定した。試験方法および特記事項は表-1 に示す通りである。

試料には、0~100 cm 深までを10 cm ごとに10層に分けて採取したものをを用いた。各測定は1つの土層あたり3つの試料について行い、それらの値を平均したものを測定結果とした。なお、試料の炉乾燥にあたり、高有機質土では高温加熱による炭化作用などの変質が考えられる。本研究では、泥炭中の植物繊維の変質および燃焼を防ぐため、炉乾燥温度を70℃とした。

#### 2) 水分張力-水分関係

水分張力-水分関係は脱水過程のものを加圧板法により、表層より10 cm ごとに100 cm 深までを測定した。測定装置には米国の Soil Moisture Equipment 社製のものを使用した。泥炭試料については、土柱法以外での測定は難しいといわれており、加圧板法を適用した例はない。しかし、加圧板法によっても、素焼板の交換時以外に、試料底面と素焼板との密着性を損い易い重量測定のための素焼板からの試料の取り出しを行わなければ、泥炭試料での測定は可能と考える。また、石田ら（1987）により、加圧板法の測定装置の原理が上述の米国製のものを例にして詳述されているが、これによれば原理上、各加圧段階での試料の重量測定を行わずに、素焼板の排水口からの排水量を試料からの脱水量として測定できる。そこで、加圧板法を適用することとして、素焼板の排水口からの排水量をピーカーに導水し、ピーカーの水の蒸発を防いでこの排水量を測定した。すなわち、各加圧段階の排水量より含水量を求めることとし、素焼板の交換時以外には、素焼板から試料を取り出さないこととした。なお、加圧板法の適用性については詳しく後述する。

加圧板の測定用試料としては、泥炭であるため、円柱状のコアサンプラー入りのものが採取できない。また、

表-1 高位泥炭の基本的理化学性の試験項目と方法

Table 1 List and method of tests on fundamental physical-chemical properties

試験項目	試験方法および特記事項
真比重	JIS A 1202 法によった。なお、ピクノメータの代わりに500 ml のメスフラスコを用いた。
仮比重 (kg/m <sup>3</sup> )	泥炭試料を直方体に切り出し、まず物差を用い、縦、横および高さを測定して体積を求めた。次いで、それを70℃で恒温に達するまで炉乾燥させ、この質量と先の体積とより求めた。
飽和透水係数 (m/sec)	土の理工学性実験ガイド編集委員会（1983）の定水位法によった。なお、断面積30 m <sup>2</sup> 、高さ5 cm の直方体の試料が入る測定装置を作製した。これにより、泥炭土を直方体に切り出して鉛直方向および水平方向のものを測定した。
強熱減量 (%)	土の理工学性実験ガイド編集委員会（1983）の強熱減量法によった。なお、フルイによる試料調整は行わなかった。強熱装置により、700℃で加熱し、試料が恒量に達したものの質量を測定して求めた。
分解度 (%)	土質試験法（第3回改訂版）編集委員会（1990）の水洗法によった。

加圧板法では、加圧による土壌水の脱水が停止するまでの時間が試料の厚さの二乗に比例する(土壌物理測定法委員会編, 1972)。そこで、試料成形の容易さと測定時間を考慮して、自作の $5 \times 5 \times 2$  (cm)の角柱状のサンプルに成形してきっちりと入れたものを加圧板法の試料として用いた。測定には、1つの層あたり3つの成形試料を用いた。

また、各加圧段階で素焼板の排水口から排水される水量は3つの成形試料から脱水される水の含量であり、この含量を測定値とした。

加圧の方法は上の理工学性実験ガイド編集委員会(1983)の加圧板法によった。各加圧は0.981 kPa (pF 1.0), 6.19 kPa (pF 1.8), 9.81 kPa (pF 2.0), 19.6 kPa (pF 2.3), 49.2 kPa (pF 2.7), 98.1 kPa (pF 3.0), 391 kPa (pF 3.6) および 981 kPa (pF 4.0) の8段階であった。0.981 kPa (pF 1.0)~49.2 kPa (pF 2.7) では100 kPa (1.0 bar), 98.1 kPa (pF 3.0) では300 kPa (3 bar) および 391 kPa (pF 3.6) と 981 kPa (pF 4.0) では1,500 kPa (15 bar) の各素焼板を使用した。981 kPa (pF 4.0) まで排出水量を測定した試料は、圧力釜より取り出して重量を測定した。

### 3) 収縮・回復特性

水分変化に伴う顕著な土の物理的挙動である収縮・回復特性、すなわち乾燥による収縮特性と収縮した試料の毛管再飽水による最大回復体積を測定した。

軟弱な泥炭試料であるため、大きな形状のものを試料とすると、成形が困難であり、測定時間も長時間を要する。試料としては、 $5 \times 5 \times 5$  (cm)の正六面体に成形したものをを用いた。成形の際には、泥炭の堆積の方向と繊維の並びの方向が各試料とも同一となるようにした。このように成形した試料の四隅に白色チョークで測定の基点としての点状の印を付けた。この試料を24時間毛管飽水させ、毛管飽水の終了後、試料を鉄製の網の上に置いて室内でゆっくりと乾燥させた。水分変化に伴う、すなわち乾燥過程における試料の収縮特性は物差を用い、点状の印を基点にして縦、横の長さおよび高さを2~6時間ごとに測定して把握した。併せて、重量も測定した。この測定は1つの土層あたり3つの試料について行い、それらの値を平均したものを測定結果とした。

なお、上述の収縮特性は、これに用いた試料を毛管再飽水させて最大回復体積を測定するため、所定の乾燥段階までしか測定されなかった。所定の乾燥段階としては、予備試験により乾燥日数と体積回復との関係(安積ら, 1995)を求め、弱、中および強乾燥の3段階を設けた。強乾燥は最長の乾燥日数のもので、毛管再飽水させても収縮開始時点の体積に確実に回復しなくなりだした

ところまで乾燥させたものである。また、弱乾燥と中乾燥は最長の乾燥日数に至る途中で乾燥を終了させて回復させたもので、前者が短い乾燥日数、後者がそれより長い乾燥日数のものである。したがって、1つの土層について、9つの成形試料を準備した。

最大回復体積は各乾燥段階の計9つの成形試料を毛管再飽水させて、体積の回復が終了した時点で縦、横の長さ、および高さを測定した。併せて、重量も測定した。

収縮特性の測定結果としては、鉛直収縮率、水平収縮率、体積収縮率および体積比率、また最大回復体積の測定結果としては体積比率を求めた。

鉛直収縮率  $H_s$  は

$$H_s = (h - h_t) / h \times 100(\%)$$

$h$ : 試験開始時の鉛直高さ (cm)

$h_t$ : 任意の含水比における鉛直高さ (cm)

水平収縮率  $L_s$  は

$$L_s = (l - l_t) / l \times 100(\%)$$

$l$ : 試験開始時の水平距離 (cm)

$l_t$ : 任意の含水比における水平距離 (cm)

体積収縮率  $V_s$  は

$$V_s = (v - v_t) / v \times 100(\%)$$

$v$ : 試験開始時の体積 (cm<sup>3</sup>)

$v_t$ : 任意の含水比における体積 (cm<sup>3</sup>)

体積比率  $V_r$  は

$$V_r = v_t / v \times 100(\%)$$

$v$ : 試験開始時の体積 (cm<sup>3</sup>)

$v_t$ : 任意の含水比における体積 (cm<sup>3</sup>)

で算出した。

## 5. 結果および考察

### 1) 高位泥炭の基本的理化学性

高位泥炭の基本的理化学性の結果は、表-2に示す通りである。

真比重は0~10 cm 深および30~100 cm 深で1.8以下の値、10~30 cm 深では2以上の値を示した。

仮比重は0~10 cm 深および30~100 cm 深で $0.08 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 以下の値、10~30 cm 深で $0.12 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 以上の値を示した。

真比重および仮比重の深さによる差異は、0~10 cm 深および30~100 cm 深が10~30 cm 深よりも有機物成分を多量に含んでいることによる。

飽和透水係数は、鉛直方向では、0~10 cm 深で $10^{-3} \text{ m/sec}$ オーダーと極めて高いのに対し、10~100 cm 深では、 $10^{-4} \sim 10^{-5} \text{ m/s}$ オーダーである。水平方向では、すべての層で $10^{-4} \text{ m/s}$ オーダーと透水性に上、下層で差が見られない。これより、0~10 cm 深では鉛直方向、

10~100 cm 深では水平方向へ水が流れ易い。

強熱減量は 0~10 cm 深および 40~100 cm 深で 83.0~95.2% と高い値, 10~40 cm 深で 50.7~74.8% と低い値であった。これは, 0~10 cm 深および 40~100 cm 深では大部分が有機物成分で占められており, 10~40 cm 深では有機物成分に無機物成分が混入していることを示している。

分解度は 0~10 cm 深で約 52.7% と低い値, 10~40 cm 深で約 81.5~85.9%, 40~60 cm 深で約 72.0~75.7% および 60~100 cm 深で約 84.4~90.0% と高い値となった。したがって, 0~10 cm 深では有機物の分解が進行していないが, 10~100 cm 深では有機物の分解がかなり進行している。また, 40~100 cm 深では, 下層ほど有機物の分解が進行するという泥炭土に一般的な傾向が見られる。

笹田ら (1996) により, 本湿原の指定地内の 0~40 cm 深の高位泥炭試料についての基本的理化学性が把握されている。これと本採土地のものとを比較すると, 0~10 cm 深では, 表-1 の各値とも笹田らのものとほぼ同様の値であるが, 無機物成分が混入している 10~40 cm 深では本採土地の方が真比重, 仮比重および分解度が高く, 強熱減量が低い。

以上の基本的理化学性から見て, 本採土地の高位泥炭層は次のような泥炭層からなると考えられる。0~10 cm 深は生きたミズゴケを主体とする泥炭層である。10~40 cm 深は, 真比重, 仮比重および分解度が高く強熱減量が低いことから, 無機物成分を多量に含んでいる。すなわち, 10~40 cm 深は開田のための無機物客土材を混入した泥炭層である。40~100 cm 深は自然条件下で形成されたままの特性を保持する泥炭層である。

## 2) 水分張力-水分関係

### ① 加圧板法の高位泥炭試料への適用性

水分張力-水分関係の測定では, 一般に土柱法, 吸引法, 遠心法および加圧板法が用いられている。

泥炭の水分張力-水分関係については, 泥炭が軟弱な未分解の植物繊維で多孔質に形成されているため, 重量測定のために脱水・吸水装置から試料を取り出すと, 試料中の水と脱水・吸水装置中の水との不連続が発生し易くなること, 圧縮性が高いことなどにより, 土柱法以外では測定が難しいといわれている。

土柱法は試料底面と脱水・吸水装置の土柱との密着性が優れている。最近では, 粕淵 (1995) が, 高位泥炭を対象として, ドラム缶を使用した土柱装置で 9.81 kPa (pF 2.0) までの水分張力-水分関係を良好に測定している。ただし, 土柱法では, 9.81 kPa (pF 2.0) までの低水分張力-水分関係しか測定が可能でない。

9.81 kPa (pF 2.0) 以上の水分張力-水分関係の測定に用いられる遠心法には, 遠心圧縮による試料の過大な脱水, 圧縮などの欠点がある。これらの欠点は関東ローム試料ではほとんど現れない (塩沢ら, 1985, 1986) が, 膨潤粘土, 泥炭などの水分を多量に含んだ軟弱な圧縮性の試料では顕著に現れる。したがって, 泥炭試料には遠心法を適用することができない。

加圧板法では, 試料底面と素焼板とがきっちりと密着して試料中の水と素焼板中の水との連続性が保たれることが肝要であり試料の過大圧縮は起こらない (前田ら, 1979)。

そこで, 本研究では, 加圧板法により素焼板からの排出水量を測定することで, 0.981 kPa (pF 1.0)~981 kPa (pF 4.0) の脱水過程の水分張力-水分関係を測定した。

表-2 高位泥炭の基本的理化学性

Table 2 Fundamental physical-chemical properties of high-moor peat layer

深さ (cm)	真比重	仮比重 (kg/m <sup>3</sup> )	飽和透水係数 (m/sec)		強熱減量 (%)	分解度 (%)
			鉛直方向	水平方向		
0~ 10	1.54	0.04×10 <sup>3</sup>	1.22×10 <sup>-3</sup>	7.02×10 <sup>-4</sup>	86.0	52.7
10~ 20	2.06	0.15×10 <sup>3</sup>	1.25×10 <sup>-4</sup>	2.34×10 <sup>-4</sup>	53.2	85.9
20~ 30	2.11	0.21×10 <sup>3</sup>	5.68×10 <sup>-5</sup>	2.11×10 <sup>-4</sup>	50.7	81.5
30~ 40	1.78	0.12×10 <sup>3</sup>	4.79×10 <sup>-5</sup>	3.60×10 <sup>-4</sup>	74.8	84.7
40~ 50	1.70	0.08×10 <sup>3</sup>	1.02×10 <sup>-4</sup>	3.00×10 <sup>-4</sup>	90.9	72.0
50~ 60	1.61	0.07×10 <sup>3</sup>	3.42×10 <sup>-5</sup>	1.36×10 <sup>-4</sup>	94.9	75.7
60~ 70	1.65	0.08×10 <sup>3</sup>	1.19×10 <sup>-5</sup>	1.10×10 <sup>-4</sup>	89.9	85.1
70~ 80	1.72	0.07×10 <sup>3</sup>	5.46×10 <sup>-5</sup>	1.67×10 <sup>-4</sup>	95.2	84.4
80~ 90	1.73	0.06×10 <sup>3</sup>	4.55×10 <sup>-4</sup>	3.70×10 <sup>-4</sup>	93.5	89.9
90~100	1.65	0.07×10 <sup>3</sup>	1.71×10 <sup>-4</sup>	3.26×10 <sup>-4</sup>	83.0	90.0

測定結果は図-2, 3 に示す通りである。この一連の測定を通じて、試料底面は素焼板に固く密着して、素焼板から剥離することはなかった。

また、図-2, 3 には、土柱法による 0.981 kPa (pF 1.0) ~ 3.10 kPa (pF 1.5) の測定値も示してある。各深さとも、この水分張力領域での加圧板法と土柱法との水分張力-水分関係の変化は類似の様相を呈する。以上の試料底面と素焼板との固い密着性および土柱法との水分張力-水分関係の変化の様相の類似性、ならびに後述の②および③における水分張力-水分関係から求めた水分張力-水分分布の特性から見て、加圧板法による本測定結果は信頼できるものといえる。これにより、高位泥炭はもちろん、他の泥炭についても、素焼板からの排水量を測定することで、0.981 kPa (pF 1.0) ~ 981 kPa (pF 4.0) の脱水過程の水分張力-水分関係の測定に、加圧板法が適用可能といえる。

なお、本研究では、0.981 kPa (pF 1.0) ~ 981 kPa (pF 4.0) の脱水過程の水分張力-水分関係は加圧板法によったが、0.1 kPa (pF 0) ~ 0.981 kPa (pF 1.0) の水分張力-水分関係は 0.1 kPa (pF 0) の毛管飽水量と 0.980 kPa (pF 1.0) の水分量とを結んで、また 981 kPa (pF 4.0) 以上の水分張力-水分関係は加圧板法によるものを外挿して求めた。

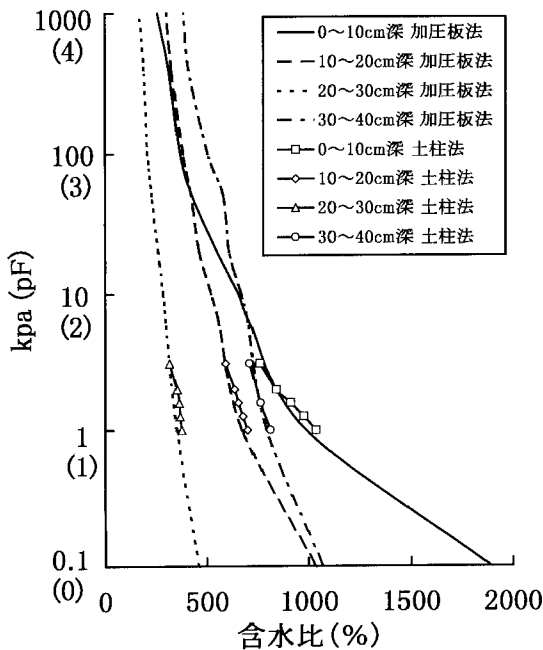


図-2 水分張力-水分関係曲線 (0~40 cm 深)  
Fig. 2 Moisture tension-moisture curve (0~40 cm in depth).

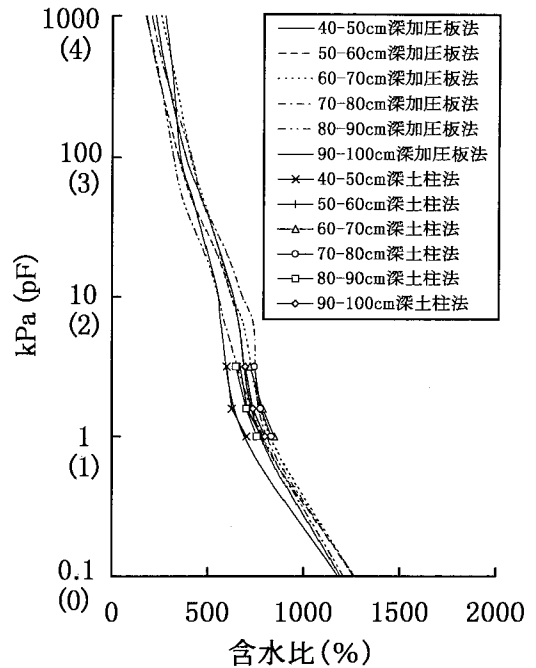


図-3 水分張力-水分関係曲線 (40~100 cm 深)  
Fig. 3 Moisture tension-moisture curve (40~100 cm in depth).

② 生きたミズゴケを主体とする高位泥炭および無機物客上材を含む高位泥炭の水分張力-水分関係

0~40 cm 深の生きたミズゴケを主体とする高位泥炭および無機物客上材を含む高位泥炭の脱水過程の水分張力-水分関係の測定結果は図-2 に示す通りである。また、図-2 より求めた水分張力-水分分布は図-4 に示す通りである。なお、一般に水分張力-水分関係は水分張力と体積含水率との関係で表示されるが、本測定法では加圧装置中の試料の体積変化を測定できなかったため、図-4、後述の図-5 とも含水比との関係で表示してある。

図-4 より次のようなことがいえる。0~10 cm 深は、0.981 kPa (pF 1.0) 以下で保持されている水分量が極めて多かった。10~20 cm 深でも、0~10 cm 深ほどではないが 0.981 kPa (pF 1.0) 以下の低水分張力で保持されている水分量が多かった。20~30 cm 深では、0.1 kPa (pF 0) ~ 981 kPa (pF 4.0) の各水分張力で保持されている水分量に差異が見られなかった。30~40 cm 深は 10~20 cm 深とほぼ同様の水分保持特性を示したが、この深さでは 0.981 kPa (pF 1.0) 以下の低水分張力で保持されている水分量が 10~20 cm 深よりも少かった。

以上の各深さの水分分布の特性は次の理由によると考えられる。0~10 cm 深では、生きたミズゴケが主体であ



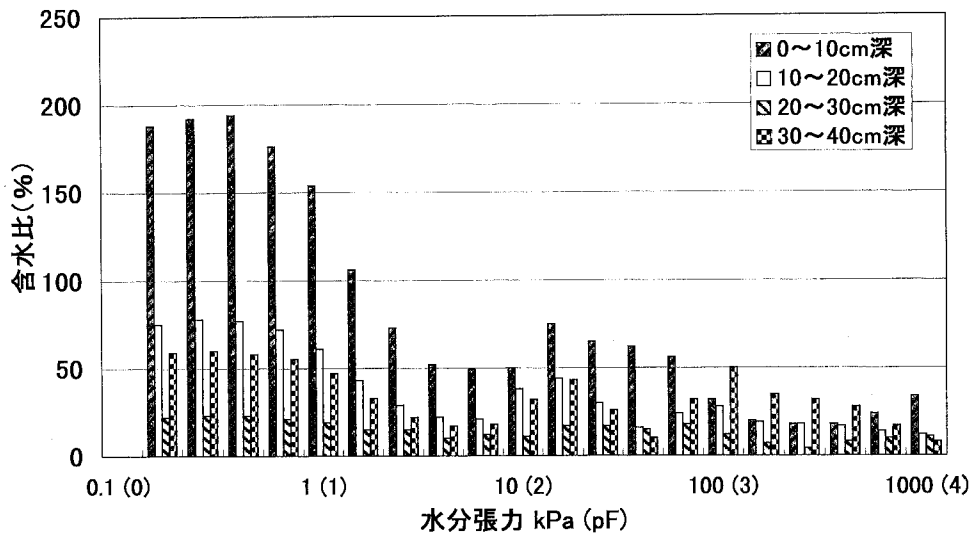


図-4 水分張力-水分分布 (0~40 cm 深)

Fig. 4 Moisture tension-moisture distribution (0~40 cm in depth).

り、ミズゴケ繊維で形成される粗大な孔隙が多く存在する。そのため、この層では0.981 kPa (pF 1.0) 以下で保持される水分量が極めて多くなる。

10~20 cm 深および30~40 cm 深では、客土材として混入された無機物成分で泥炭層の粗大な孔隙がある程度充填されているため、0.981 kPa (pF 1.0) 以下の低水分張力で保持される水分量が少ない。

20~30 cm 深では、真比重および仮比重が高く、強熱減量が低いことにも現れているように、客土材としての無機物成分が多量に存在する。この土層では、多量の無機物成分で泥炭層の大部分の孔隙が充填されているため、各水分張力で保持される水分量に差異が見られない。

### ③ 自然条件下で形成された高位泥炭の水分張力-水分関係

40~100 cm 深の自然条件下で形成された高位泥炭の脱水過程の水分張力-水分関係の測定結果は図-3 に示す通りである。また、図-3 より求めた水分張力-水分分布は、図-5 に示す通りである。

図-5 より次のようなことがいえる。40~100 cm 深の各層では、0.981 kPa (pF 1.0) 以下の低水分張力で保持される水分量が多かった。また、これらの水分量は下層になるほど少なくなった。さらに、98.1 kPa (pF 3.0) ~981 kPa (4.0) の高水分張力で保持される水分量が少なかった。

以上の各深の水分分布の特性は、次の理由によると考えられる。40~100 cm 深では、自然条件下で形成された

高位泥炭層であるため、分解不十分のまま堆積した植物繊維が多量に含まれている。そのため、粗大な孔隙が多く存在して、0.981 kPa (pF 1.0) 以下で保持される水分量が多くなる。

また、40~100 cm 深は前述の分解度の結果より、下層になるほど分解が進行している。そのため、下層になるほど植物繊維の分解産物で大部分の孔隙が充填されている。したがって、分解の進んでいる下層になるほど低水分張力で保持されている水分量が少くなると考えられる。

### 3) 収縮・回復特性

#### ① 収縮特性

ここでは、0~100 cm 深までの土層のうち、特に前述のように上の物理性が明らかに異なる土層である生きたミズゴケ層の0~10 cm 深、客土層の20~30 cm 深および自然の高位泥炭層の50~60 cm 深を対象とした。

また、赤井谷地湿原では、降雨および融雪水の地表水の流れが南東方向であり、北西の風が強く吹き付けるため、ほとんどの植物が先端を南東方向に向けて倒れる。この影響により泥炭中の有機物繊維の水平方向の並びに一定の方向性があると考えられた。そのため、水平方向のうち、繊維の並びの方向に直角なものをA、繊維の並びの方向のものをBとした。各深さの鉛直方向、水平方向A、Bおよび体積の収縮率の変化は水分張力との関係で示すと、図-6~8の通りである。なお、図-6~8には、乾燥日数が最長の強乾燥の収縮特性曲線のみを示してある。これは、弱乾燥、中乾燥および強乾燥の3者のもの

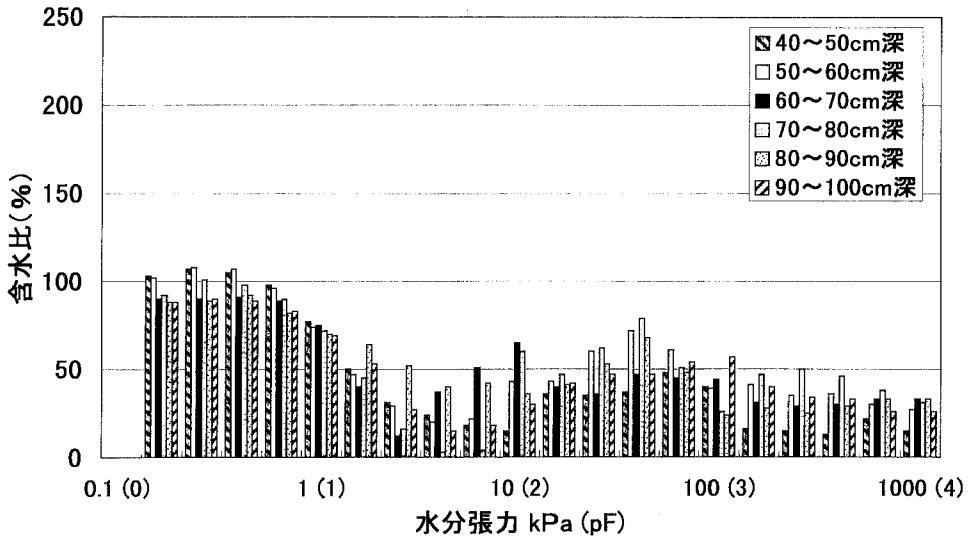


図-5 水分張力-水分分布 (40~100 cm 深)

Fig. 5 Moisture tension-moisture distribution (40~100 cm in depth).

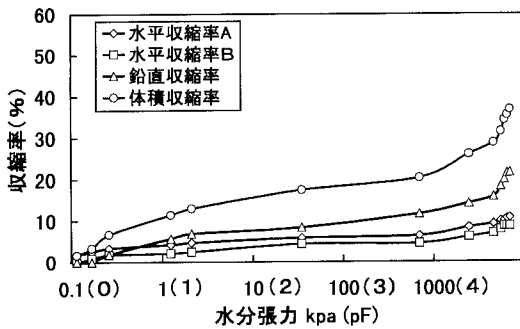


図-6 収縮特性曲線 (0~10 cm 深)

Fig. 6 Shrinkage characteristic curve (0~10 cm in depth).

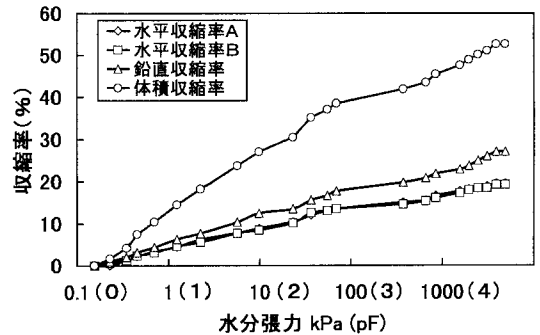


図-7 収縮特性曲線 (20~30 cm 深)

Fig. 7 Shrinkage characteristic curve (20~30 cm in depth).

がほぼ類似した変化の様相を呈するため、全てを图示すると見難くなるからである。ただし、3者の体積収縮の変化については、図-9~11に体積比率の変化として示されており、各深さとも3者の変化はほぼ類似の様相を呈する。

0~10 cm 深では、鉛直方向の収縮率（以下、鉛直収縮率と称する）と水平方向の収縮率（以下、水平収縮率と称する）を比較すると、鉛直収縮率の変化が大きく、水平収縮率のAとBの変化を比較すると、水平収縮率のAの変化の方が大きい。

50~60 cm 深でも、鉛直収縮率の変化と水平収縮率の変化を比較すると、鉛直収縮率の変化が大きく、水平収縮率AとBの変化を比較すると、水平収縮率Aの変化

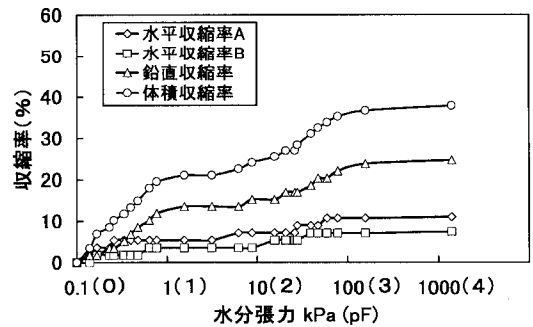


図-8 収縮特性曲線 (50~60 cm 深)

Fig. 8 Shrinkage characteristic curve (50~60 cm in depth).

の方が大きい。

20~30 cm 深では、鉛直収縮率の変化と水平収縮率の変化を比較すると、鉛直収縮率の変化が大きく、水平収縮率 A と B の変化はほぼ同様の大きさである。

すなわち、各層とも、鉛直収縮率の変化が水平収縮率の変化に比して大きい。また、0~10 cm 深および 50~60 cm 深では水平収縮率 A の変化が水平収縮率 B の変化に比して大きい。20~30 cm 深では水平収縮率 A と B はほぼ同様の変化を呈する。

これらの特性は次のような理由によると考えられる。赤井谷地湿原の高位泥炭は、植物遺体に由来する未分解の有機物繊維が繊維の並びの方向を南東にして層状に重なって堆積しているものである。したがって、本湿原の高位泥炭が乾燥下に置かれると、まず泥炭中の繊維と繊維との間にある水分が徐々に脱水されて、乾燥の進行とともに各繊維が次第に接近して、接触する。自重による沈下も含むため、特に鉛直収縮率の変化が大きくなる。水平収縮では、乾燥の進行とともに、まず各繊維が次第に接近して、接触することから、繊維の並びの方向と直角な方向の水平収縮率 A の変化の方が大きくなる。

20~30 cm 深では、多量に存在する無機物客土材の収縮特性となるため、繊維の並びによる水平収縮率の変化の大きさの方向性は見られない。

また、0~10 cm 深において 981 kPa (pF 4.0) 以上の水分張力段階で大きな鉛直収縮率の変化が見られた。これは次の理由による。なお、以下では 0.1 kPa (pF 0) ~ 9.81 kPa (pF 2.0) を低水分張力段階、9.81 kPa (pF 2.0) ~ 981 kPa (pF 4) を中水分張力段階および 981 kPa (pF 4.0) 以上を高水分張力段階として論述を進める。

低、中水分張力段階では、生きたミズゴケを主体とする泥炭中の繊維と繊維との間の水分が脱水される。しかし、仮比重が低いことにも現れているように、大間隙が多いため、生きたミズゴケ繊維と繊維との間に空気が容易に進入して、繊維の接近や接触の度合いが弱められ、低水分張力段階においては大きな収縮挙動が見られない。

高水分張力段階になると、生きたミズゴケの枝葉部内部に存在して、透明細胞で構成される貯水組織（樅村，1981）からの脱水が進行するようになって、0~10 cm 深の層の表層で鉛直方向に生長していたミズゴケ自身が鉛直方向に大きく収縮し、大きな鉛直収縮が見られることになる。これは、生きたミズゴケを主体とする高位泥炭の収縮特性であると考えられる。なお、透明細胞で構成される貯水組織は、ミズゴケが長期の干天連続下でも乾燥に耐えて生き延びることができるためのものである。

体積収縮率の変化は 20~30 cm 深で最も大きく、特に 61.9 kPa (pF 2.8) までの低、中水分張力段階で大きな変

化が見られた。これは、無機物客土材が多量に存在するため、土粒子間の連続性がよいこと、大間隙が少なく空気が進入し難いことなどに支配された収縮特性の現われと考えられる。

50~60 cm 深は、0~10 cm 深よりも大きな体積収縮率の変化を示し、特に 0.981 kPa (pF 1.0) 以下の低水分張力段階と 24.6 kPa (pF 2.4) ~ 77.9 kPa (pF 2.9) の中水分張力段階で大きな変化が見られた。この層は、0~10 cm 深よりも分解の進行した高位泥炭層であるため、腐植などの非繊維質物を多量に含んでいる。したがって、0.981 kPa (pF 1.0) 以下の低水分張力段階での大きな変化は非繊維質物の収縮によるものと考えられる。また、24.6 ~ 77.9 kPa (pF 2.4~2.9) の中水分張力段階での大きな変化は未分解の有機物繊維自身の収縮によるものと考えられる。なお、この収縮の場合、未分解のヨシ繊維を主体とする低位泥炭で月舘（1979）が指摘したヨシ繊維自身の急激な収縮による繊維の並びの方向である水平方向の大きな収縮は、未分解のミズゴケ繊維を主体とする本高位泥炭では見られなかった。これは未分解のミズゴケ繊維が柔軟性に富むためではないかと考えられる。

これより、分解の進行した泥炭の方が大きな体積収縮を示すといえる。

② 回復特性

測定にあたっては、前述の収縮特性の把握におけると同様の理由により、収縮特性の把握と同一土層を対象とした。各深さの試料の収縮特性と収縮した試料の毛管再飽水による最大回復体積とを水分張力と体積比率との関係で収縮・回復特性曲線として示すと、図-9~11 の通りである。

0~10 cm 深では、246 kPa (pF 3.4)、体積比率 78.1% までの中乾燥した試料は毛管再飽水によりほぼ体積比率 100% まで回復した。しかし、6,632 kPa (pF 4.8)、体積比

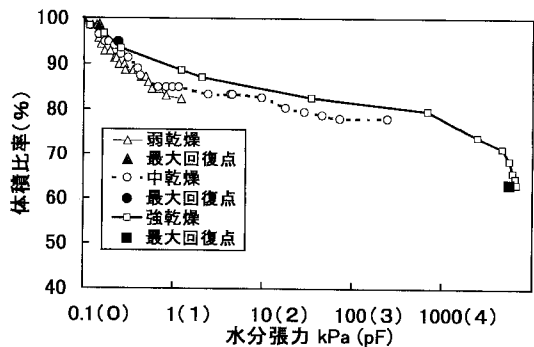


図-9 収縮・回復特性曲線 (0~10 cm 深)

Fig. 9 Shrinkage-restoration characteristic curve (0~10 cm in depth).

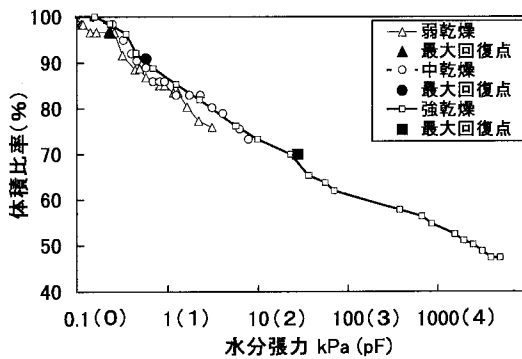


図-10 収縮・回復特性曲線 (20~30 cm 深)

Fig. 10 Shrinkage-restoration characteristic curve (20~30 cm in depth).

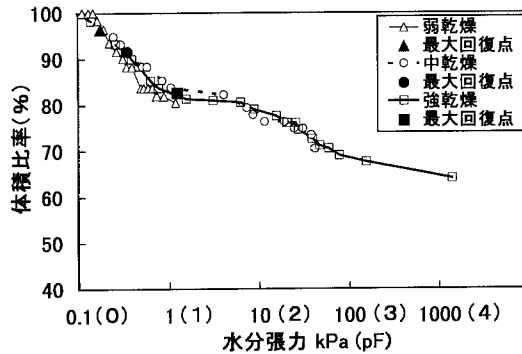


図-11 収縮・回復特性曲線 (50~60 cm 深)

Fig. 11 Shrinkage-restoration characteristic curve (50~60 cm in depth).

率 63.2% までの強乾燥した試料は毛管再飽水によりほとんど回復が見られなかった。20~30 cm 深では、7.79 kPa (pF 1.9), 体積比率 73.3% までの中乾燥した試料は毛管再飽水によりほぼ体積比率 100% まで回復した。しかし、4,916 kPa (pF 4.7), 体積比率 47.4% までの強乾燥した試料は毛管再飽水により体積比率 70% までの回復しか見られなかった。

50~60 cm 深では、41.8 kPa (pF 2.6), 体積比率 70.4% までの中乾燥した試料は毛管再飽水によりほぼ体積比率 90.0% 以上まで回復した。しかし、1,400 kPa (pF 4.2), 体積比率 64.0% までの強乾燥した試料は毛管再飽水により体積比率 82.1% までの回復しか見られなかった。

以上から、次のようなことがいえよう。0~10 cm 深では、生きたミズゴケが束状で生長しているために、ミズゴケの毛管力が大きいこと、またミズゴケの枝葉部内部に前述の貯水組織があることから、中乾燥では毛管再飽

水によりほぼ体積比率 100% まで回復したといえる。しかし、強乾燥では、ミズゴケの貯水組織の脱水が進行し、一度脱水されると貯水組織への復水が困難であるために毛管再飽水により体積が回復しなかったといえる。

未分解の有機物繊維を多量に含んでいる 50~60 cm 深の中乾燥までは、繊維と繊維との間にある水分のみが脱水されており、毛管再飽水によりその水分が復水し、体積が回復したといえる。しかし、強乾燥では、有機物繊維内からの脱水が進行し、一度脱水されると繊維内への腹水が低下するために、毛管再飽水により体積が体積比率 82.1% までしか回復しなかったといえる。

客土材として無機物成分を多量に含む 20~30 cm 深の中乾燥までは、毛管再飽水により体積が回復したといえる。しかし、強乾燥では、混在する有機物繊維内からの脱水が進行しているため、毛管再飽水により体積が体積比率 70.0% までしか回復しなかったといえる。

自然条件下で形成された 0~10 cm 深および 50~60 cm 深の収縮・回復特性より、本湿原の指定地内の高位泥炭は 41.8 kPa (pF 2.6) 近傍以下の水分張力状態、すなわち概ね毛管水量以上の水分量を保持するように管理されなければならない。これ以上に乾燥すると、生きたミズゴケおよび高位泥炭が収縮により変移する。

## 6. おわりに

ミズゴケを主な植生とする貴重な高位泥炭地の保全にとっては、高位泥炭地の水分変化に伴う変移に関する指標を得る必要がある。

そこで、本研究では、まず基本的理化学性により採取深さの異なる各高位泥炭試料の区分を行った。

次いで、原理上、加圧板法の素焼板からの排出水量を測定することで、各高位泥炭試料の含水量が求まることとして、測定結果に例のない加圧板法を各高位泥炭試料に適用した。これによる各高位泥炭試料の 0.981 kPa (pF 1.0) ~ 981 kPa (pF 4.0) における脱水過程の水分張力-水分関係の測定結果は、測定中の試料の状態、土柱法との比較および測定結果より求まる水分張力-水分分布の特性から見て、信頼できるものとした。

さらに、脱水過程の水分張力-水分関係から求まる水分張力を指標として、各高位泥炭試料の乾燥による水分張力の増大に伴う水平、鉛直および体積の各収縮率の増大の特性、ならびに乾燥到達した水分張力が異なる各高位泥炭収縮試料の毛管再飽水による最大回復体積比率の差異を高位泥炭構成材料の材質、形状、並びの方向などの関わりから論述した。これらのことより、ミズゴケを主な植生とする高位泥炭地の保全のために、乾燥収縮による変移を防止するには、高位泥炭地が概ね毛管水量

以上の水分量を保持するような管理が必要であると、結論することができた。

以上、高位泥炭地の水分変化に伴う変移に関する指標を得ることができた。今後は、この指標を基にして、貴重な高位泥炭地の保全のための水分管理のあり方を追究したい。

本研究を進めるにあたり、多大な御協力戴いた福島県会津若松市教育委員会文化課の各位に対し、感謝の意を表する。

### 引用文献

- 安積晃次郎・河野英一・笹田勝寛・加藤 誠 (1995) : 高位泥炭の物理的特性, 平成7年度農業土木学会関東支部大会講演要旨 : 40~42.
- 土壤物理測定法委員会編 (1972) : 土壤物理測定法 : 146~150, 養賢堂.
- 土質試験法 (第3回改訂版) 編集委員会 (1990) : 土質試験の方法と解説 : 481~485, 土質工学会.
- 石田朋靖・相馬克之・足立忠司・河野英一・飯竹重夫 (1987) : 4.pFの測定とその原理, 土の基礎, Vol. 35-1 : 61~66.
- 樫村利道 (1981) : 高層湿原中心部の微地形とミズゴケ類の分布, 生物科学, 33 (4) : 193~199.
- 樫村利道・神谷 仁 (1987) : 赤井谷地湿原の発達について, 福島大学特定研 (猪苗代湖の自然) 研究報告, No. 4 : 11~16.
- 樫村利道 (1996) : 赤井谷地の歴史的変遷, 会津若松市文化財調査報告書第49号赤井谷地の自然 : 15~22.
- 粕淵辰昭 (1995) : 泥炭の密度, 水分張力, 飽和透水係数測定のための試料の取扱い, 土壌の物理性, 72 : 9~12.
- 河野英一 (1979) : 水田作上の収縮挙動から見た工学的性質に関する研究, 農土論集, 81 : 1~8.
- 前田 隆・相馬魁之 (1979) : 有機質火山灰土 (クロボク土) の水分特性—加圧板法と遠心法の比較—, 農土論集, 84 : 61~67.
- 坂口 豊 (1974) : 泥炭地の地学, p211~218, 東京大学出版社.
- 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移動, 土壌の物理性, 75 : 11~21.
- 佐々木晴海 (1979) : 泥炭のサンプリング, 土と基礎 Vol. 27-5 : 31~38.
- 塩沢 昌・中野政詩・安中武幸 (1985) : 遠心法による水分特性の測定法について, 農土論集, 119 : 49~56.
- 塩沢 昌・中野政詩・石田朋靖 (1986) : 遠心法における試料の圧縮の影響に関する理論的解析, 農土論集, 121 : 29~37.
- Suzuki, H. (1972) : Distribution of Sphagnum species in Japan and an attempt to classify the moors basing on their combination, Journ. Hattori Bot. Lab., 35 : 3~23.
- 竹中 肇 (1965) : 収縮挙動より見た土の工学的性質—土の工学的性質 (I)—, 農土論集, 14 : 32~35.
- 土の理工学性実験ガイド編集委員会 (1983) : 土の理工学性実験ガイド : 72~105, 農業土木学会.
- 月館光三 (1979) : 東北地方における泥炭の収縮挙動, 農土論集, 82 : 25~31.
- 梅田安治 (1984) : 日本の特殊土壌—泥炭—, 農土誌, 52 (4) : 51~56.
- 矢橋農吾 (1980) : 泥炭系土壌の収縮特性—低泥炭地の農地工学的改良に関する研究 (I)—, 農土論集, 87 : 8~15.

受稿年月日 : 1998年10月27日

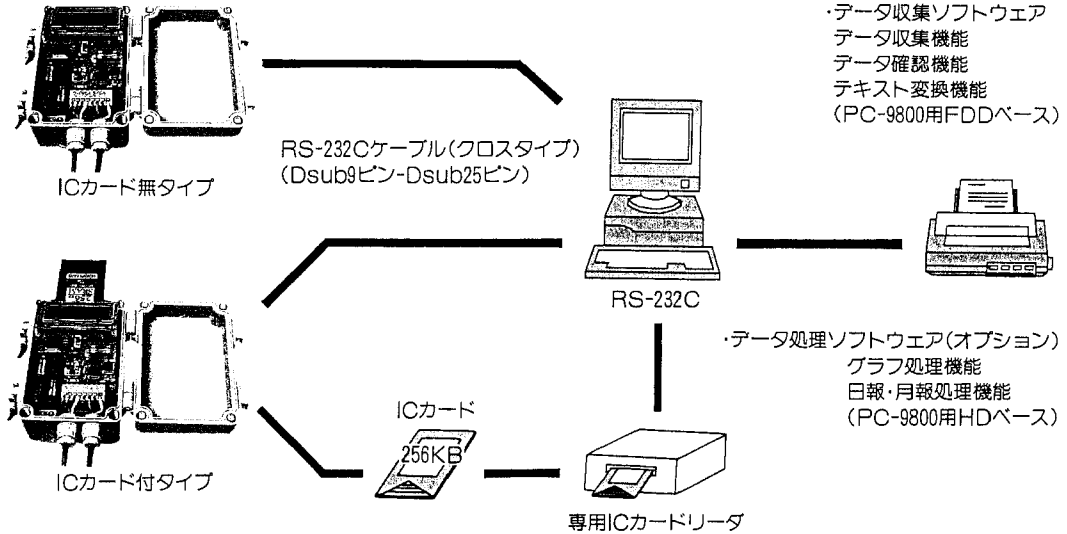
受理年月日 : 1999年1月27日

# 野原計蔵 F80シリーズ

## <特 徴>

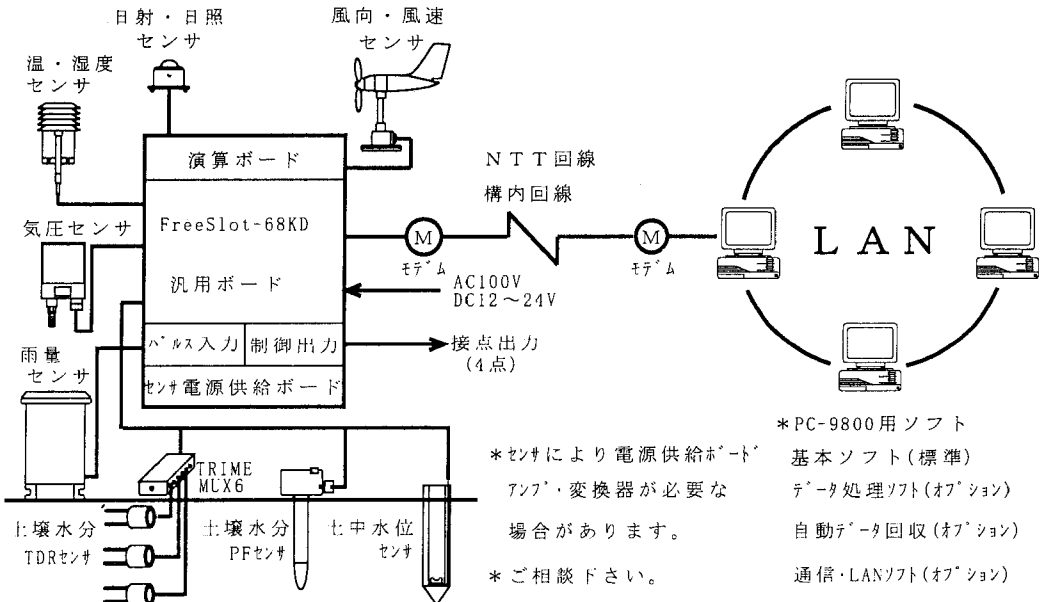
1. 設置環境を選ばない
2. カンタン開閉
3. 長期間測定が可能
4. カンタン操作
5. 低価格を実現
6. 豊富な機種

## <データ収集とデータ処理方法>



# FreeSlot-68KDシリーズ

## <気象観測システム例>



※ F80・FreeSlot-68KD用Windows95対応ソフトウェア (オプション)

# 初期含水率が最大凍結深と熱収支に及ぼす影響について

—土壌凍結・融解過程の解析に関する基礎研究 (II)—

陳 曉飛\*・三野 徹\*・堀野治彦\*

## The effect of Initial Water Content on Maximum Frost Depth and Heat Balance

—Studies on the analysis of freezing and thawing processes of soils (II)—

Xiaofei CHEN\*, Toru MITSUNO\* and Haruhiko HORINO\*

\* Graduate School of Agricultural Science, Kyoto University

### Abstract

Maximum frost depth is an important index for design of engineering in cold region to prevent frost damage. When boundary conditions and soil type are given, the frost depth is affected by soil water content. But it is still not clear how the maximum frost depth is affected by the soil water content. The heat balance during freezing and thawing processes of soils are strongly affected by soil water content as well. The knowledge about the effect of soil water content on the maximum frost depth and heat balance is very important for control and prediction of freezing and thawing processes. However, the elucidation of these effects is difficult to deal with only by physical experimental method. Therefore in this paper, the numerical experiments for some different initial water contents were performed to analyze the effects on maximum frost depth and heat balance. As the results of these experiments the maximum frost depth takes the smallest value nearing 0.15~0.20 ( $m^3 m^{-3}$ ) of total water content (ice + water) in frozen layer, and increases both with the increasing and decreasing of the total water content under the boundary conditions and soil used in this paper. The ratio of accumulate latent heat to the accumulate heat outflow to the air increases with initial water content increases, the same ratio of accumulate sensible heat increases with initial water content decreases, and the same ratio of the accumulate heat inflow from the lower boundary keeps increasing with the freezing-thawing process advance.

**Key words** : Initial water content, Numerical experiment, Maximum frost depth, Heat balance

### 1. はじめに

最大凍結深は、凍害防止設計上で、重要な指標であり、土壌の種類や境界条件が一定の場合、それは含水率によって大きく変化する。しかし、その変化の傾向は必ずしも一定ではない。すなわち、初期含水率の増加につれて大きくなるか、あるいは小さくなるかについて、これまでの研究でははっきりとした答えはまだ出されていない。そこで、本研究ではすでに筆者らが報告している熱

と水の同時移動モデルによる数値実験法を利用して、初期含水率が最大凍結深に及ぼす影響の解明を試みた。

一方、土壌の凍結・融解過程に伴う熱収支各項、すなわち、潜熱、顕熱、上下境界面からの熱損失や熱補給の変化状況、及び各項の割合とその相対関係の変化状況を解明することは、凍結・融解現象をより深く理解する上で、また凍結・融解深を予測する上で不可欠である。しかし、実際の現象を対象とした実験で、これらの様々な情報を得ることは困難である。そこで本研究では、数値

\* 京都大学大学院農学研究科 〒606-8228 京都市左京区北白川追分町  
 キーワード：初期含水率、数値実験、最大凍結深、熱収支

実験によって、初期水分が熱収支へ与える影響を分析する。

## 2. 数値実験の概要

本数値実験で用いる土は間隙率が35%のシリカ粉末を想定している。したがって、飽和含水率は $0.35 \text{ (m}^3 \text{ m}^{-3}\text{)}$ である。上端(地表面)及び下端(深さ1m)での境界温度の変化には、北海道深川市の畑における実測値(Fig. 1)を用い、境界面での水分フラックスは0に設定した。ここで用いる熱と水の同時移動モデルによる数値実験法、及び熱と水分パラメータ、凍結特性曲線の詳細はすでに報告した数値実験法の検討に際して利用したものと同じである。数値実験の方法、適合性については前報(陳ら, 1998)で詳しく述べているので、それを参照願いたい。

## 3. 最大凍結深について

### 3.1 数値実験とその結果

初期含水率が最大凍結深に及ぼす影響を解明するために、初期含水率を0.25, 0.15, 0.05 ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )に設定して、凍結・融解深の進行曲線を求めた。また、水分移動を考慮する場合と考慮しない場合を比較するために、凍結融解に伴う水分移動を無視して、熱移動だけを考慮した凍結・融解深の進行曲線も求めた。

### 3.2 数値実験の結果

Fig. 2には各初期含水率における凍結・融解深の進行曲線を示した。図中の実線は熱と水の移動を同時に考慮した結果であり、点線は熱移動だけを考慮した(水が動かずに凍ってしまう)場合の結果である。両実験の比較、すなわち、土壌水分移動による影響として、Fig. 2から以下のようなことがわかる。

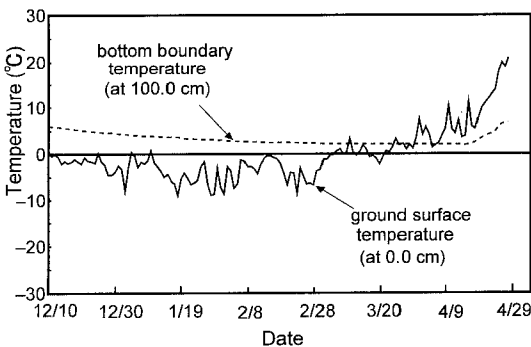


図-1 凍結・融解過程における境界温度(深川, 1994-1995)

Fig. 1 Boundary temperatures used here.

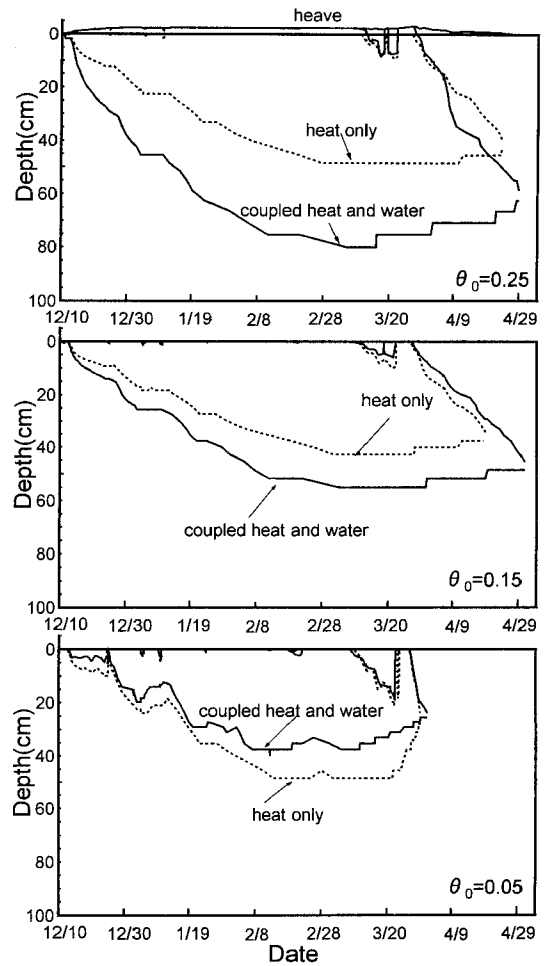


図-2 数値実験における土壌凍結・融解深の進行曲線

Fig. 2 Simulated freezing and thawing penetration by numerical experiments.

熱と水分の移動を同時に考慮した場合は、ここでの実験範囲(初期含水率が0.25, 0.15, 0.05 ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ ))では、初期水分の減少につれて最大凍結深が次第に浅くなるという傾向が見られた。一方、水移動を考慮せずに、熱移動だけを考慮する場合は、最大凍結深の初期含水率による変化には一定の傾向はなく、初期含水率が0.15 ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )である時、最大凍結深は約40.0 cmと一番小さい値を示している。初期含水率が0.25と0.05 ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )の場合は、それは約50 cmとなって、より大きい値を示した。

熱と水の同時移動を考慮するときの凍結・融解深と、熱移動だけを考慮するときの結果とは、かなり大きい違いを示した。初期含水率が0.25 ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )の場合は、向



者の差は 30 cm にも達している。また、両者の相対関係を考察してみると、初期含水率が 0.25 と 0.15 ( $m^3 m^{-3}$ ) の場合において、熱と水の移動を同時に考慮するときの凍結深は大きい値を示したものの、初期含水率が 0.05 ( $m^3 m^{-3}$ ) の場合では逆転現象が生じており、この場合の熱だけを考慮したときの凍結深はより大きい値を示した。

以上の結果から、まず、土壌の凍結・融解に伴う水分移動は凍結・融解深にきわめて大きい影響を及ぼすことが確認できた。また、初期含水率は最大凍結深への影響はかなり大きく、かつその影響には一定の傾向はなく、逆転現象が存在することもわかった。

### 3.2 考察および分析

#### (1) 最大凍結深を規定する指標 $R$ の導入

含水率の大きい場合には、凍土層での含水率が大きくなる一方で、含気率が少なくなり、土壌の三相状態が変化して凍土の熱伝導率が大きくなる。そのために、凍結過程において、凍結前線から地表へ伝達する(損失する)熱の量が大きくなり、最終的に地表から放出される熱量が大きくなるために、凍結深の進行に有利となる。一方で、含水率が大きくなると、相変化に必要な潜熱量が増加し、土壌の熱容量も大きくなるために、凍結深の成長を抑制することになる。同じように、含水率が小さい場合には凍土層での含水率が小さくなり、空気量が多くなるため、凍土層の熱伝導率が小さくなる。含水率が大きい場合と比べて凍結前線から地表面への熱損失が小さくなるために、凍結深の進行を抑制することになる。一方で、含水率が小さいため、凍結前線での凍結潜熱量も少ないので、凍結深の進行に有利になる。

凍結に伴う上層への水分移動を考慮する場合は、水分移動を考慮しない場合よりは凍土層での含水率が大きくなり、凍結前線で消費する凍結潜熱の量も大きくなる。移流の影響は小さいので、結果として、水分移動を考慮する場合の凍結深の進行は、水分移動を考慮しない場合のより大きい初期含水率を持つときと同じになる。凍結に伴い凍土層へ移動した水分を  $\theta_{move}$ 、初期含水率を  $\theta_0$  とすると、凍土層の全含水率は  $\theta_0 + \theta_{move}$  となる。

以上の検討を整理すると、凍結深の進行は地表面から凍結フリンジへの寒さの伝達速度(凍結深の進行を促進する因子)と、そこでの相変化に必要な潜熱量(凍結深の進行を抑制する因子)の相対関係によって決まることになる。そこで、ここでは、凍結前線の進行状況を判断するために、次のような指標  $R$  を定義する。

$$R = \lambda_f / \Delta\theta \quad (7)$$

ここで、 $\lambda_f$  は凍土の熱伝導率 ( $W m^{-1} K^{-1}$ ) であり、凍結面から地表面への熱損失速度を代表する量で、 $\Delta\theta$  は水

に相変化した含水率であり、水から氷への相変化で消費される潜熱量を代表するものである ( $m^3 m^{-3}$ )。

$$\Delta\theta = \theta - \theta_u \quad (8)$$

$$\theta = \theta_0 + \theta_{move} \quad (9)$$

ここに、 $\theta$  は凍土層の全含水率 ( $m^3 m^{-3}$ )、 $\theta_u$  は不凍水の含水率であり ( $m^3 m^{-3}$ )、凍結した土層ではほぼ一定値であり、ここでは 0.025 ( $m^3 m^{-3}$ ) としている。 $\theta_0$  は初期含水率 ( $m^3 m^{-3}$ )、 $\theta_{move}$  は凍土層に移動した水分 ( $m^3 m^{-3}$ ) である。

$\lambda_f$  と  $\Delta\theta$  とも凍結した土層の全含水率  $\theta$  の増加とともに増加するが、両者の増加傾向は大きく異なっている。 $\Delta\theta$  はほぼ全含水率  $\theta$  によって線形的に増加するのに対して、 $\lambda_f$  は全含水率の低いところで増加割合が小さく、全含水率が大きくなると急激に増大する傾向を示す (Fig. 3)。したがって、両者の比  $R$  は複雑に変化する (Fig. 4)。土壌の熱伝導率  $\lambda$  と含水率  $\theta$  の関係は様々な研究者によって式が提案されている。ここで、熱伝導率については、De Vries (1963) によって提案された式に基づいて含水率を考慮した式、福田 (1976) の式に不凍水を加えた式、そして、木下 (1982) による相乗平均式の拡張式を用いて推定した値を用いて評価した。

#### (2) $R$ と最大凍結深 $H_m$ の関係

以上の考察をもとに、先の数値実験の結果で得られた複雑な現象は、次のように説明することができる (表 1 を参照)。

まず、土壌水分が動かない場合には、初期含水率がそ

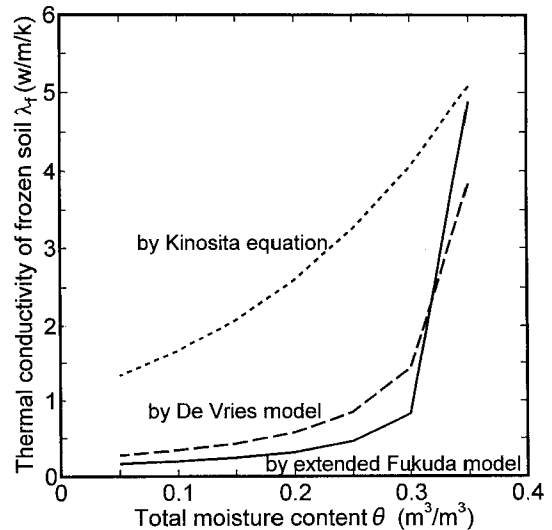


図-3 凍土の熱伝導率と全含水率の関係

Fig. 3 Relation between total moisture content and thermal conductivity of soil.

のまま凍結するので、全含水率 $\theta$ は初期含水率と等しい。先の数値実験から初期含水率が $0.15 (m^3 m^{-3})$ で最大凍結深がもっとも浅くなったのは、対応する $R$ が1.4という小さい値になっているからと説明できる。

水分移動を考慮する場合には、逆転現象がここで対象とした3つの初期含水率に対しては現れず、最大凍結深は初期含水率の増加とともに増加する傾向となった。一方、初期含水率が $0.05 (m^3 m^{-3})$ の場合の $R$ は2.6であり、初期含水率が $0.15 (m^3 m^{-3})$ の場合の2.0より大きくなった。移動水分を加えると全含水率はそれぞれ $0.075 (m^3 m^{-3})$ と $0.25 (m^3 m^{-3})$ になり、先に示した $R$ 値の最も低いところ $\theta=0.15\sim 0.20 (m^3 m^{-3})$ の両側になり、右側と違って左側の含水率はかなり小さいので、こ

こで無視した顕熱による凍結深へ与える影響が大きくなったためと考えられる。

また、初期含水率が $0.05 (m^3 m^{-3})$ の場合には、水分移動を考慮した最大凍結深は水分移動を考慮しなかった時より小さい値を得たことも同じように説明できる。すなわち、 $R$ 値は水分移動を考慮されないときの3.1から移動水分を加えてからの2.6の低い部分に移動したからと考えられる。

(3)  $R$ と凍土層の全含水率 $\theta$ の関係

Fig. 4からわかるようにいずれの式を当てはめても、凍土層の全含水率(氷+水、即ち $\theta = \theta_0 + \theta_{move}$ )が $0.15\sim 0.20 (m^3 m^{-3})$ 程度のところで、 $R = \lambda_i / \Delta\theta$ が最も小さくなり、最大凍結深も最小となることがわかった。その部分から全含水率が増加しても減少しても、対応する最大凍結深が増加すると考えられる。

以上の $R$ による分析には顕熱と下層から凍結前線への熱フラックスの影響が考慮されていないために詳細な点では、一部はずれるものの、最大凍結深に与える含水率の影響を大まかにとらえることができた。このように、この分析が数値実験の結果をほぼ説明できたことは、少なくとも以下の事を示唆しているといえよう。即ち、土壌の最大凍結深は必ずしも初期含水率の増加に連れて増加或いは減少せず、ある範囲で最小値を取り、この範囲より初期含水率が増加しても、減少しても最大凍結深は共に増加する傾向が見られる。

初期含水率が最大凍結深に及ぼす影響がわかれば、現地において凍結・融解過程を制御しようとする場合に、土壌水分の制御を介する方法が考えられる。例えば、春干ばつを防ぐ対策として秋灌漑を行う地域では、秋灌漑の量によって凍結深を有利に調整することが可能となる。

4. 熱収支について

4.1 凍結・融解過程の熱収支状況

土壌の凍結・融解過程における熱収支の状況を Fig. 5に示す。4つの熱収支項の積算値、すなわち、氷と水の間

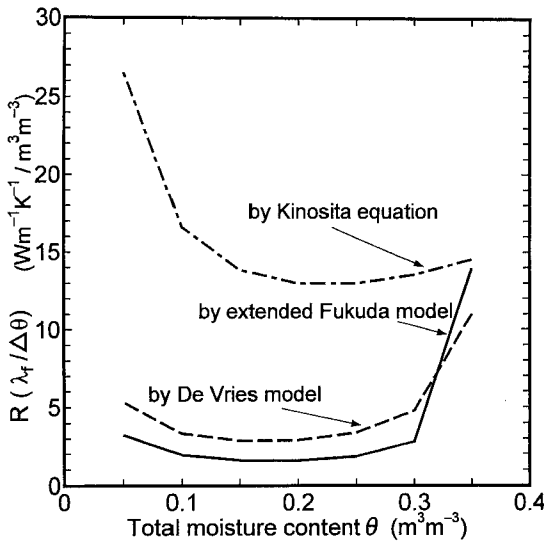


図-4 凍土の全含水率と、その熱伝導率と氷に相変化した含水率の比の関係

Fig. 4 Relation between total moisture content and the ratio of thermal conductivity of frozen water content of frozen soil.

Table 1  $R^*$ と最大凍結深  $H_m$  の関係

水分移動を考慮しない場合					水分移動を考慮する場合				
$\theta_0$ ( $m^3 m^{-3}$ )	$\theta_{move}$ ( $m^3 m^{-3}$ )	$\theta$ ( $m^3 m^{-3}$ )	$R$	$H_m$ (cm)	$\theta_0$ ( $m^3 m^{-3}$ )	$\theta_{move}$ ( $m^3 m^{-3}$ )	$\theta$ ( $m^3 m^{-3}$ )	$R$	$H_m$ (cm)
0.05	0.0	0.05	3.1	48.5	0.05	0.025	0.075	2.6	38
0.15	0.0	0.15	1.4	43.0	0.15	0.10	0.25	2.0	55
0.25	0.0	0.25	2.0	48.0	0.25	0.09	0.34	8.0	80

\* 熱伝導率の計算は数値実験と同様に福田 (1976) の式を用いている。

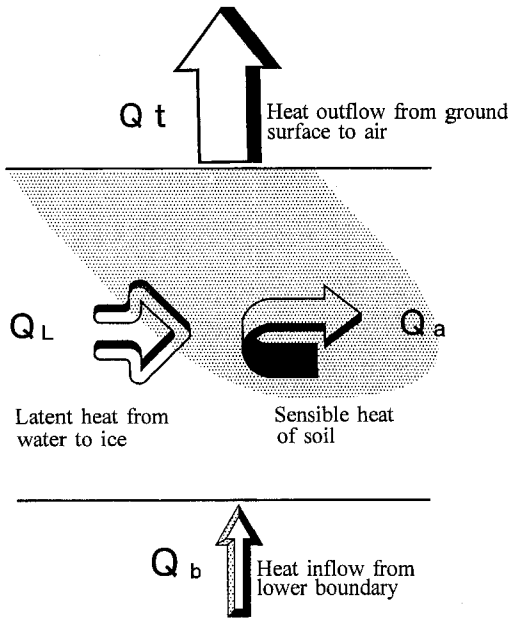


図-5 土壤凍結・融解過程における熱収支状況

Fig. 5 Sketch of heat flow balance during freezing and thawing processes of soil.

の相変化に用いられる積算潜熱量  $Q_L$  ( $MJm^{-2}$ ), 地温の変化に消費する積算顕熱量  $Q_a$  ( $MJm^{-2}$ ), 上の境界面での積算損失熱量  $Q_t$  ( $MJm^{-2}$ ), 下の境界面からの積算熱補給量  $Q_b$  ( $MJm^{-2}$ ) で整理した。これら4つの熱収支項にはエネルギーの保存則から次のような関係が成立する。

$$Q_t = Q_b + Q_L - Q_a \quad (1)$$

すなわち,

$$Q_t - Q_b = Q_L - Q_a \quad (2)$$

なお、熱収支各項の積算値を次のような式で計算した。

$$Q_t = \int_{t_0}^{t_e} K_1(t) G_1(t) dt \quad (3)$$

$$Q_b = \int_{t_0}^{t_e} K_2(t) G_2(t) dt \quad (4)$$

$$Q_L = \int_{t_0}^{t_e} \int_{z_1}^{z_2} L f(z, t) dz dt \quad (5)$$

$$Q_a = \int_{t_0}^{t_e} \int_{z_1}^{z_2} C(z, t) \tau(z, t) dz dt \quad (6)$$

ここで、 $t$  は時間 (s),  $t_0$  は凍結の開始時間,  $t_e$  は凍結・融解過程の終了時間,  $z_1$  は地表面の位置座標値 (m),  $z_2$  は下の境界面の位置座標値 (m),  $K_1(t)$  は地表面の近くにある土層の熱伝導率 ( $Wm^{-1}K^{-1}$ ),  $G_1(t)$  は地表面の近くにある土層の温度勾配 ( $Km^{-1}$ , 地表面から大気に

放熱するときを“+”とする),  $K_2(t)$  は下の境界面の近くにおける土層の熱伝導率 ( $Wm^{-1}K^{-1}$ ),  $G_2(t)$  は下の境界面の近くにおける土層の温度勾配 ( $Km^{-1}$ , 上方に放熱するときを“+”とする),  $L$  は単位体積の水が氷に相変化する際の潜熱 ( $MJm^{-3}$ ),  $f(z, t)$  は含水率の変化 ( $m^3 m^{-3}$ , 含水量が増加するときを“+”とする),  $C(z, t)$  は熱容量 ( $MJm^{-3}K^{-1}$ ),  $\tau(z, t)$  は温度の変化 ( $K$ ) である (温度上昇するときを“+”とする)。

#### 4.2 熱収支に関する数値実験結果及び考察

ここでは、初期含水率を 0.05, 0.15, 0.25 ( $m^3 m^{-3}$ ) に設定して、数値実験を行った。求められた凍結・融解過程における熱収支各項の積算値の変化を Fig. 6 に、各項の積算値と地表面での積算損失熱量  $Q_t$  (熱収支総量) の比率を Fig. 7 に示す。

Fig. 6 を考察すると次のようなことがわかる。すなわち、地表面から大気に奪われる熱量  $Q_t$  は初期含水率の減少につれて大幅に減少する。凍結過程 (凍結開始から地表面の融解が始まる前の部分であり、大体 12 月 10 日～3 月 20 日) では土から熱を放出し、 $Q_t$  は増加する。融解過程 (地表面からの融解が安定に開始してから凍土層が完全に消失するまで、大体 3 月 20 日～4 月 29 日) において土は地表面から熱を吸収し、 $Q_t$  は減少する。また、地表面温度の微小変化に応答して  $Q_t$  の増加や、減少の速度も変化する。例えば凍結過程において、地表面温度の低いとき  $Q_t$  は急激的に増加し、逆の場合は緩やかに増加する。その変化の割合は初期含水率の減少によって低下する。理由としては、初期含水率が小さければ小さいほど、土の熱伝導率が小さくなるためであると考えられる。

積算潜熱量  $Q_L$  も  $Q_t$  と同じように全期間にわたり初期含水率の減少とともに大幅に減少するが、その期間の変化状況を見ると、 $Q_L$  は凍結過程において含水量の増加とともに増加し、融解過程に入ってから含水量の減少とともに減少して、融解過程の終わったところで 0 に戻る。

下部の境界面からの積算熱補給量  $Q_b$  は初期含水率の減少によって減少するが、その減少の度合いは、 $Q_t$  と  $Q_L$  に比べて小さい。この項は凍結過程の開始から融解過程の終了まで継続的に増加する。その増加速度は初期含水率の減少によって若干減少するが、同一初期含水率に対してほぼ同じ勾配で増加することがわかった。

積算顕熱量  $Q_a$  も初期含水率の減少とともに減少するが、その減少幅も  $Q_b$  と同じように  $Q_t$  と  $Q_L$  に比べてかなり小さい。また、凍結過程においては土層の温度が低下し  $Q_a$  の絶対値は増加するが、融解過程では土層の温度が上昇して、 $Q_a$  の絶対値は減少する。なお、積算顕熱

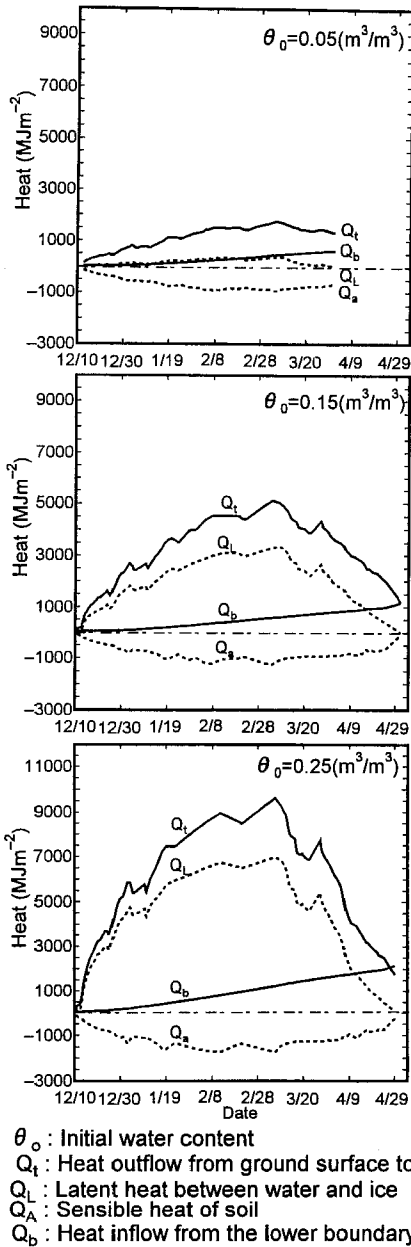


図-6 土壌凍結・融解課程における熱収支各項の变化状況

Fig. 6 Variation of each elements of heat balance during freezing and thawing processes.

量の変化も  $Q_t$  の変化と同様に地表面温度の変化によく対応している。

Fig. 7 に示す各熱収支量の積算値が熱収支総量の積算値 ( $Q_t$ ) に占める割合の数値実験の結果について、まと

めると以下ようになる。すなわち、

初期含水率が大きければ大きくなるほど、凍結・融解に伴って発生する積算潜熱の割合 ( $Q_l/Q_t$ ) が大きくなり、潜熱は凍結・融解現象を支配する要因となる。

初期含水率が小さい場合は積算顕熱の割合 ( $Q_a/Q_t$ ) は大きく、顕熱は支配的な要因となる。

また、下部の境界面からの積算熱補給量の割合 ( $Q_e/Q_t$ ) は凍結前期では小さく、融解過程に向かって増加し、融解過程の後期ではかなり大きい値になる。

以上の考察結果から、凍結・融解深を推定するために次のことを考慮しなければならない。

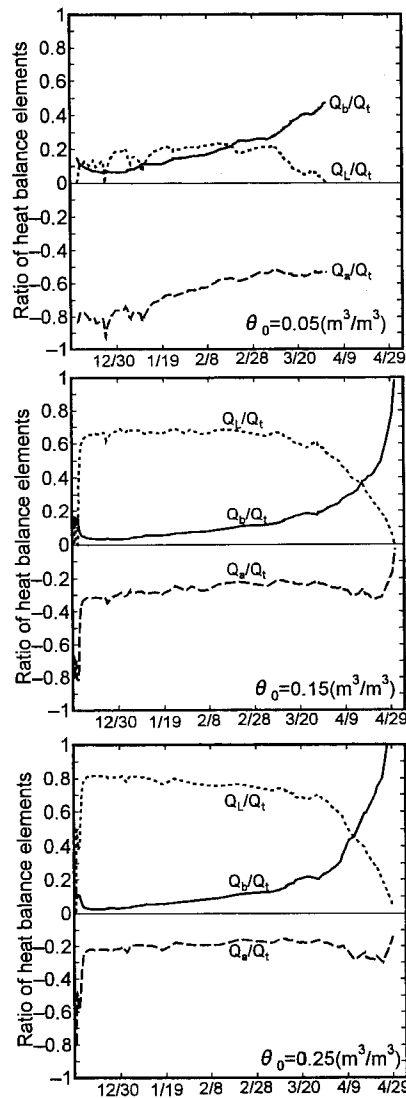
- ① 凍結過程において、初期含水率が大きければ、潜熱だけを考慮しても凍結・融解深の計算誤差は小さくなる。特に凍結初期では下部境界面からの熱補給は無視できる。
- ② 融解過程では下部の境界面からの熱補給を考慮しなければならない。
- ③ 初期含水率の小さい場合は、顕熱を考慮しなければならない。

## 5. 結 論

本研究での境界条件と土壌の種類に対して、数値実験を介して初期含水率が最大凍結深と熱収支に及ぼす影響を分析し、次のような結論が得られた。

- ① 土壌の凍結・融解に伴う水分移動は凍結・融解深の進行状態や熱収支にきわめて重要な役割を果たし、考慮しなければならない。
- ② 初期含水率の変化による最大凍結深の変化には必ずしも一定の傾向はなく、ある初期含水率の範囲では最小値をとる。本研究で用いた境界条件と土壌について、凍上層の全含水率 (氷+水) が  $0.15 \sim 0.20 (m^3 m^{-3})$  のあたりで凍結深は最小となり、そこから全含水率が増加しても、減少しても最大凍結深の値は増加する。
- ③ 初期含水率が大きい場合は、凍結に伴い発生する潜熱が現象の支配的な要因となる。初期含水率が小さい場合は顕熱の量が熱収支で大きな割合を占める。
- ④ 下部境界面からの熱補給は凍結初期では無視できるが、凍結後期及び融解期では無視できない。

以上の結果を踏まえ、凍結・融解深の進行に係わる諸因子の重要性を評価することができ、現象に関わる主要な因子を選別することによって凍結・融解深の進行を表す方程式を単純化し、その解を解析的に導くことが可能となる。これについては別途報告する予定である。



$\theta_0$  : Initial water content  
 $Q_L/Q_t$  : Ratio of latent heat against to heat outflow to air  
 $Q_s/Q_t$  : Ratio of sensible heat against to heat outflow to air  
 $Q_b/Q_t$  : Ratio of heat inflow from lower boundary against to heat outflow to air

図-7 土壤凍結・融解過程における熱収支各項の割合の変化状況  
 Fig. 7 Ratio of heat balance elements of the heat outflow the air.

引用文献

陳 曉飛, 堀野治彦, 三野 徹, 丸山利輔 (1998) : 熱と水の同時移動モデルによる土壤凍結・融解過程の数値実験法—土壤凍結・融解過程の解析に関する研究 (I)—, 土壤の物理性, No. 78, pp. 25~34.  
 De Vries, D.A. (1963) : Thermal Properties of soils,

Physics of Plant Environment. Edited by Van Wijk, W.R. North-Holland Pub. Co., pp. 210~235.  
 福田正己 (1976) : 非定常法による凍土の熱伝導率の測定, 低温科学物理篇, Vol. 34, pp. 249~252.  
 木下誠一 (1982) : 凍土の物理学, 森北出版, pp. 33.  
 受稿年月日: 1998年1月12日  
 受理年月日: 1999年2月12日

## 各種センサ



### D220 ターミナルボックス

- L810B/L840との接続用ターミナルボックス。
- 頻繁に配線が変わるアプリケーションに便利です。



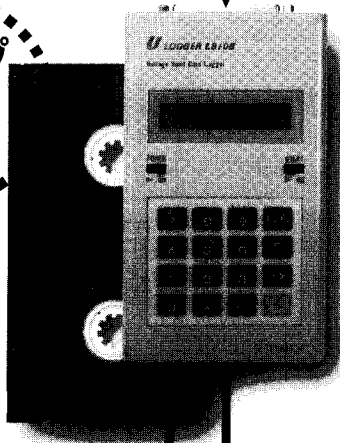
### D200A 熱電対アンプユニット

- 熱電対をL810BまたはL840に接続するためのアンプユニット。
- 熱電対7ch、デジタル4bit入力。
- KT2タイプの温度が直読できます。

各社  
シグナル  
コンディショナ

ダイレクト接続

ビデオテープ  
サイズが  
うれしい!



さまざまな分野の現場計測に機動力を発揮。  
データ収集の新しい流れが、ここにあります。

温度・湿度・水位・微小変位・衝撃など、現場での様々なデータ収集を手軽に行える携帯型データロガーです。小型ながら、豊富なロギングモード、省電力化設計、大容量メモリによる長期間データ収集など、フィールドでの応用範囲を広げる充実のスペックです。

## DATA LOGGER

データロガーLシリーズ

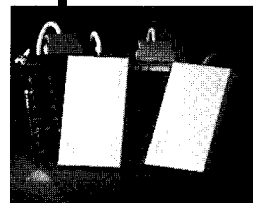
- L810B/電圧入力・長期間タイプ ●L840/電圧入力・超高速タイプ
- L822/熱電対入力・温度記録タイプ ●L830/測温抵抗体入力・温度記録タイプ
- L835/温湿度センサ入力・温湿度記録タイプ



### メモ리카ード

- L810B、L840で使用できます。
- JC128、JC256、JC512、JC1024、JC2048

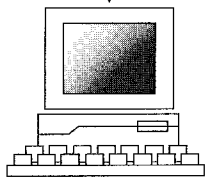
RS-232C



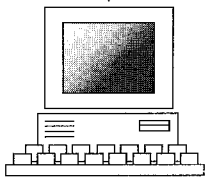
### RW98A RWAT RW98AN

メモ리카ードドライバ

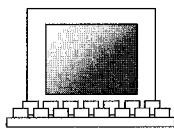
- PC9801シリーズ、PC/AT互換機、PC98noteシリーズ専用のメモ리카ードドライバです。
- メモ리카ードに記録したデータをパソコンに高速送信するのに最適です。



PC9800シリーズ



PC/AT互換機



PC98noteシリーズ

**UNIPULSE**

ユニパルス株式会社 ※資料請求・お問い合わせは、本社宛お気軽にどうぞ

本社・工場 / 〒343 埼玉県越谷市千間台西2-7 TEL.0489-77-1235 FAX.0489-76-5200 営業所 / 東京・横浜・名古屋・大阪・広島・福岡

## 移流ランダムウォークモデルによる土壌中の 溶質移動の解析

藤巻晴行\*・取出伸夫\*\*・山本太平\*・井上光弘\*

### A Convective Random-Walk Model for Solute Transport in Soils

Haruyuki FUJIMAKI\*, Nobuo TORIDE\*\*, Tahei YAMAMOTO\*, Mitsuhiro INOUE\*

\* Arid Land Research Center, Tottori University

\*\* Faculty of Agriculture, Saga University

#### Abstract

The convection-dispersion equation (CDE) is widely used to predict solute transport in soils. The mechanical dispersion is described with the mathematically identical equation to the Fick's law for molecular diffusion. Physically unrealistic backward solute mixing may occur for the CDE when a high concentration gradient exists in a soil. We propose a convective random-walk model (CRWM) which only allow solute particles to move in the convective direction. Solute particles move randomly according to an asymmetric probability density function (pdf) having identical mean and variance to the normal Gaussian pdf for the CDE. The CRWM is firstly applied to a solute leaching for a Dirac delta initial distribution. The CRWM can avoid backward mixing as was observed for the CDE during the early stages of leaching. The solute distribution for the CRWM converges to the distribution for the CDE regardless of the shape of the pdf for sufficiently large travel distances because of the central limit theorem. A stochastic input method for the CRWM assuming an additional hypothetical soil outside of the boundary is employed to describe solute input at the boundary in order not to overestimate the concentration near the soil surface. We then apply the CRWM to predict a salt accumulation process on the surface in a soil column having a shallow salty water table. All the flow and transport parameter values are independently determined. Molecular diffusion and salt crystallization at the surface are included for the model prediction. A good agreement between measured and predicted solute profiles is observed for the CRWM, whereas the CDE overestimates downward solute movement due to backward mixing.

**Key Words** : Solute transport, Convection-dispersion equation, Mechanical dispersion, Random-walk method, Salt accumulation

#### 1. はじめに

土壌中の溶質移動では、間隙流速が微視的なばらつきを持つため、平均移動速度に対して溶質が前後に広がる物理的分散 (mechanical dispersion) が生じる。土壌中の溶質移動の予測に通常用いられる移流分散方程式 (convection dispersion equation, CDE) では、物理的

分散に対してフィックの拡散法則のアナロジーを適用し、物理的分散フラックスが濃度勾配に比例すると考える。一次元の CDE は次式で表される (Jury *et al.*, 1991)。

$$\frac{\partial(\theta c)}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left( -\theta D \frac{\partial c}{\partial z} + q_1 c \right) \quad (1)$$

\* 鳥取大学乾燥地研究センター 〒680-0001 鳥取県鳥取市浜坂 1390, \*\* 佐賀大学農学部 〒840-8502 佐賀市本庄町 2  
 キーワード: 溶質移動, 移流分散方程式, 物理的分散, ランダムウォーク法, 塩類集積

ここで、 $\theta$ : 体積含水率 ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ),  $c$ : 溶質濃度 ( $\text{mg}/\text{cm}^3$ ),  $t$ : 時間 (min),  $z$ : 位置 (cm, 下向きに正),  $D$ : 分散係数 ( $\text{cm}^2/\text{min}$ ),  $q_i$ : 液状水フラックス ( $\text{cm}/\text{min}$ ) である。分散係数は、拡散係数  $D_i$  ( $\text{cm}^2/\text{min}$ ) と物理的分散係数  $D_m$  ( $\text{cm}^2/\text{min}$ ) の和で与えられる。

$$D = D_i + D_m \quad (2)$$

このCDEは、均一な土壌カラムの溶質移動を良く予測できるのに対し、水分流れが不均一な圃場スケールの溶質移動を適切に予測できないことが知られている (Fogg *et al.*, 1995; 取出, 1997)。圃場では濃度分布の変化から求める分散係数が、観測する時間や大きさのスケールにともない増加することが多い (Gelhar *et al.*, 1992)。これは分散係数のスケール依存とよばれている。

一方、CDEによる溶質移動では、分散フラックスが濃度勾配に比例して与えられるため、移流とは逆方向の溶質移動 (後方混合) が数学的に生じ得る問題が知られている。特に土壌内部に急な濃度勾配を持つ矩形初期濃度分布を与えた初期値問題において、無視できない後方混合が生じることを Toride *et al.* (1993a) は示している。物理的分散が拡散に比べて卓越するとき、流れの方向以外に溶質が移動するメカニズムは存在せず、これは物理的分散に拡散のアナロジーを適用したことによる矛盾である。

藤巻ら (1997) は、このCDEが引き起こす物理的分散による後方混合は、とりわけ蒸発中の土壌面付近における溶質移動予測の際、実測値に対する大きな誤差の原因となり、蒸発速度に影響を与える塩クラスト形成予測も不正確になることを示している。そしてCDEを用いた蒸発中の土壌面付近での予測には、抑制係数を乗じて分散長を小さくすれば実測値と合致することを示した。しかしその抑制係数を求めるためには、塩集積過程の濃度分布を実測しなければならない上、その物理的な意味は現在のところ明らかではない。この物理的分散による後方混合を防ぐためには、フィックの法則以外による物理的分散のモデル化が必要である。

CDEの数値解法の一つであるランダムウォーク法 (Random Walk Method, RWM) では、一定時間増分における移動距離が確率変数で与えられる多数の仮想粒子の移動を考える。そして、ある時間における単位体積あたりの溶質量分布を、それぞれの要素内に位置する粒子数の度数分布図として求める (キンツェルバッハ, 1990; Jury and Roth, 1990; LaBolle *et al.*, 1996)。このRWMは、ブラウン運動のメカニズムを説明する酔歩のモデルとしても知られている (米沢, 1986)。通常、RWMの確率密度関数 (以下、密度関数) には正規分布が用いられる。これは拡散現象がランダムな分子運動に

よって生じていることを反映している。同様に、密度関数が一定時間に土壌中を移動する溶質の分布を反映するものと考えると、物理的な矛盾の生じないRWMを物理的分散に適用することが可能である。しかし正規分布では、移流方向と符号の異なる移動、すなわち負の流速成分による後方混合が生じてしまう。そこで、物理的分散の表現には移流方向と同じ符号領域でのみ定義された密度関数を用いる必要がある。

そこで本研究では、まず負の流速成分を持たない密度関数を設定し、その平均と分散がそれぞれ平均間隙流速と物理的分散係数の条件を満たす関数形を検討した。そしてその密度関数を用いたランダムウォーク法を、物理的分散による後方混合を引き起こさない代替モデルとして提案し、その特性および適用条件について考察した。加えて、土壌面蒸発に伴う塩集積実験における実測値との比較検討を通じて、モデルの信頼性検討を試みた。

## 2. 移流ランダムウォークモデル (CRWM)

### 2.1 従来のランダムウォーク法

RWMは差分法、有限要素法、特性曲線法などと並んでCDEの数値解法の一つである。モンテカルロ法 (乱数を用いたシミュレーション) の一種であるため、必然的にその解は粒子数が無限の場合の収束値から若干ばらつく。また、計算時間は一般に差分法、有限要素法などに比べ大きくなるが、数値的分散、すなわち移流項の離散化に伴う分散の過大評価 (Bresler, 1973) が生じないという利点を持っている。

ここではランダムウォーク法を、キンツェルバッハ (1990), Jury and Roth (1990), LaBolle *et al.* (1996) らに基づき概説する。

RWMでは他の数値計算法と同様、位置および時間を離散化して扱う。時刻  $t_j$  における各要素の単位体積あたりの溶質量は、要素番号を  $i$ 、離散時間番号を  $j$  とすると、次式で与えられる。

$$(\theta c)_j^i = \frac{N_j^i M}{\Delta z} \quad (3)$$

ここで、 $N_j^i$ : 要素  $i$  内に位置する粒子の数,  $M$ : 1個の粒子の質量 ( $\text{mg}/\text{cm}^3$ ),  $\Delta z$ : 要素の厚さ (cm) である。なお、本研究では  $\Delta z$  を一定とする。

粒子の  $\Delta t$  秒間の移動距離を  $X_j^k$  (cm) とすると、ある時刻  $t_j$  における粒子  $k$  の位置  $z_j^k$  (cm) は、図-1に示すように、前の時刻  $t_{j-1}$  における位置  $z_{j-1}^k$  と  $X_j^k$  の和である。

$$z_j^k = z_{j-1}^k + X_j^k \quad (4)$$

ここで、 $k$ : 粒子番号である。以下、粒子の  $\Delta t$  秒間の移動を「ステップ」とよぶことにする。



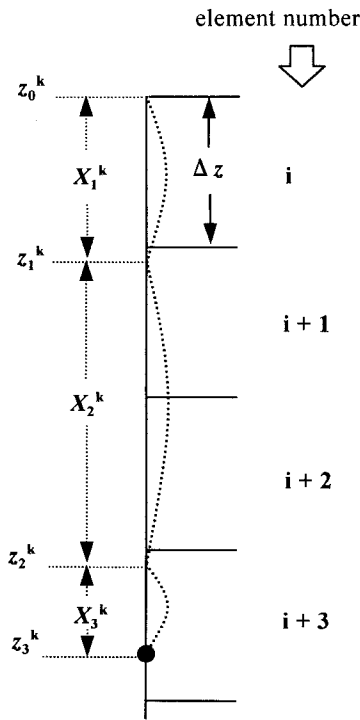


図-1 仮想粒子の一次元ランダムウォークの概念図  
 Fig. 1 Schematic of one-dimensional random walk of a hypothetical particle.

粒子  $k$  の時刻  $t_j$  における 1 ステップの長さの平均値  $m_j^k$  (cm) は、その位置  $z_{j-1}^k$  を包含する要素  $i$  の平均間隙流速  $V_j^i$  と時間増分  $\Delta t (=t_j - t_{j-1})$  の積で与えられる。

$$m_j^k = V_j^i \Delta t \quad (5)$$

また、密度関数  $F(X_j^k)$  の分散  $\text{Var}(X_j^k)$  は粒子の広がり の程度を与え、分散係数との関係は次式で与えられる。

$$\text{Var}(X_j^k) = 2D_j^i \Delta t \quad (6)$$

また、密度関数の総和は 1 であり、密度関数の 1 次モーメントである平均  $m$  と 2 次の中心モーメントである分散  $\text{Var}$  の関係は次式で与えられる。

$$\int_0^\infty F(X) dX = 1 \quad (7)$$

$$\int_0^\infty XF(X) dX = m \quad (8)$$

$$\int_0^\infty (X-m)^2 F(X) dX = \text{Var}(X) \quad (9)$$

以下では特に必要がない限り添え字を省略する。

式(5)-(9)を満たす正規分布は、次式で与えられる。

$$F(X) = \frac{1}{\sqrt{4\pi D \Delta t}} \exp\left\{-\frac{(X-m)^2}{4D \Delta t}\right\} \quad (10)$$

この正規分布を密度関数に用い、粒子数が無限大の場合、RWM は CDE と厳密に等価なものとなる (キンツェルバッハ, 1990)。一方、Jury and Roth (1990) は平均移動距離が十分大きいとき、すなわち時間が十分経過した場合は、次に示す一様分布を用いると、正規乱数を発生させるのに比べ計算時間を節約できるとしている。

$$F(X) = \begin{cases} 0 & X < m - \sqrt{6D \Delta t} \\ \frac{1}{\sqrt{24D \Delta t}} & m - \sqrt{6D \Delta t} \leq X \leq m + \sqrt{6D \Delta t} \\ 0 & m + \sqrt{6D \Delta t} < X \end{cases} \quad (11)$$

任意の密度関数に従う確率変数の和の分布は、中心極限定理により正規分布に収束する (伏見, 1987)。そのため、RWM においていかなる密度関数を用いても、粒子の移動距離分布は、 $t \rightarrow \infty$  において正規分布となる。

いま仮に、 $V=0.1$  cm/min,  $D=0.05$  cm<sup>2</sup>/min,  $\Delta t=10$  min とした場合の、正規分布および一様分布を図-2a に示す。1 ステップの長さ  $X$  が  $X_a$  から  $X_b$  の間の値をとる確率は、 $F(X)$  の  $X_a$  から  $X_b$  までの積分で与えられる。どちらの密度関数も負の成分を含んでおり、移流と反対方向に移動する粒子が存在する。この負の領域は後方混合の原因となる。ところで、密度関数を  $\Delta t$  の間の移動距離と定義すると、分布形は  $\Delta t$  に依存する。図-2b は図-2a と同じ  $V$  と  $D$  に対し  $\Delta t=50$  min としたときの密度関数である。正規分布の負の部分がかかなり減り、一様分布では負の部分がか完全に無くなっている。式(11)から明らかのように、一様分布の場合  $\Delta t > 6DV^2$  であれば負の領域は生じない。したがって、負の部分が消滅するような大きな  $\Delta t$  を用いれば、後方混合は回避される。しかしその場合は、その  $\Delta t$  以下のより小さな時間の解が得られない。また、大きな水分勾配が存在する土壌中では、 $\Delta t$  が大きすぎると溶質移動パラメータの空間分布を適切に表現できない問題が生じる。

### 2.2 確率密度関数の改良

物理的分散現象は間隙流速のばらつきが原因で生じるが、移流と反対方向の負の流速成分は存在しない。そのため RWM において、流れ方向のみの成分を持つ密度関数を定義すれば、正規分布や一様分布を用い、かつ時間増分の小さな場合に見られる後方混合を回避することができる。このように、負の流速成分が存在しない移流移動の特徴に沿うように修正を加えた RWM を、移流ランダムウォークモデル (Convective RWM, 以下 CRWM と略) とよび、RWM と区別することにする。以

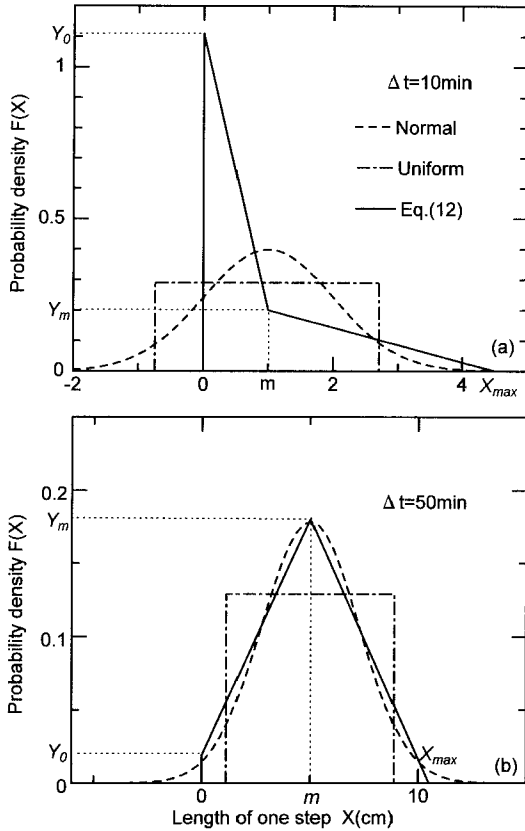


図-2  $V=0.1$  cm/min および  $D_m=0.05$  cm<sup>2</sup>/min の場合の異なる時間増分  $\Delta t$  に対する正規分布 (normal distribution), 一様分布 (uniform distribution) および式 (12) による分布

Fig. 2 Normal, uniform and presented pdfs for  $V=0.1$  cm/min and  $D_m=0.05$  cm<sup>2</sup>/min with (a)  $\Delta t=10$  min and (b)  $\Delta t=50$  min.

降の議論は、断らない限りは、物理的分散が拡散に対し卓越した状態 ( $D \approx D_m$ ) を考える。なお拡散の効果が無視できない場合については、3章で触れる。

密度関数の関数形としては、式(7)-(9)を満たすのが条件である。そのため、負の流速成分を持たずに同じ分散をもつ密度関数は、非対称な分布となる。そこでまず、不均一な圃場の間隙流速分布によく用いられる対数正規分布 (Biggar *et al.*, 1976) の適用を試みた。しかし対数正規分布では、非常に速い流速をもつ粒子の移動の評価が難しく、数値解析が可能ではあるものの計算時間を非常に要することが判明した。

そこで本研究では、対数正規分布と同様な非対称性を持ち、しかも扱いの容易な関数形として、 $X$  の正の領域における2直線で与える関数を密度関数として用いた。

$$F(X) = \begin{cases} 0 & X \leq 0 \\ \frac{Y_m - Y_0}{m} X + Y_0 & 0 < X \leq m \\ \frac{Y_m}{m - X_{max}} (X - X_{max}) & m < X \leq X_{max} \\ 0 & X > X_{max} \end{cases} \quad (12)$$

ここで  $X_{max}$ ,  $Y_0$ ,  $Y_m$  は定数で、図-2 に示した位置関係を持つ。これらの定数は、前述した3つの密度関数の条件式を3元連立方程式とし、式(8)に式(5), 式(9)に式(6)を代入して解くと、 $V$ ,  $\Delta t$  および  $D_m$  の関数として与えられる。

$$X_{max} = 6 \frac{D_m}{V} + 1.5 V \Delta t \quad (13a)$$

$$Y_m = \frac{4 V \Delta t}{\{6(D_m/V) + 1.5 V \Delta t\}^2} \quad (13b)$$

$$Y_0 = \frac{12(D_m/V) - V \Delta t}{6 D_m \Delta t + 1.5 (V \Delta t)^2} \quad (13c)$$

図-2 には、正規分布、一様分布と同じ平均と分散を持つ式(12)によるL字状の分布も示した。また、図-3に3つの物理的分散係数  $D_m$  の値に対する式(12)による密度関数の形状を示した。 $\Delta t$  が大きくなると (図-2b), あるいは  $D_m$  が小さくなると (図-3), L字状から二等辺三角形状に変化し、対称形の正規分布に近づくことがわかる。

なお非定常流の下では  $V$  および  $D_m$  が時間とともに変化する。そのため、式(13)は各離散時間において各要素に

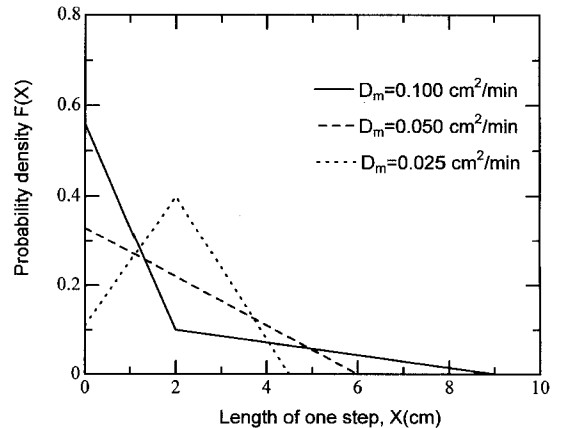


図-3  $V=0.1$  cm/min および  $\Delta t=20$  min の場合の様々な物理的分散係数に対する式 (12) による密度関数の形状

Fig. 3 Pdfs expressed by eq. (12) for  $V=0.1$  cm/min and  $\Delta t=20$  min with different  $D_m$  values.

ついて  $V$  および  $D_m$  を定めた後に求める。また平均間隙流速が負の場合は、絶対値に対して密度関数を用いる。

各離散時間における各粒子の移動距離  $X$  は、 $0 \leq RN \leq 1$  で定義された一様乱数  $RN$  が、超過確率すなわち  $X$  以上の値が発生する確率に等しいとして、以下のように逐次求める。

$$RN = \int_X^\infty F(X) dX = \begin{cases} -\frac{Y_m}{2(m-X_{max})} (X-X_{max})^2 & \dots X > m \\ \frac{1}{2} \left( \frac{Y_m - Y_0}{m} X + 2Y_0 \right) X - 1 & \dots 0 \leq X \leq m \end{cases} \quad (14)$$

したがって、

$$X = \begin{cases} \frac{m(-Y_0 + \sqrt{Y_0^2 - \frac{2(Y_m - Y_0)}{m}(RN - 1)})}{Y_m - Y_0} & \dots 0 \leq RN < \frac{Y_m}{2}(X_{max} - m) \\ X_{max} - \sqrt{\frac{2RN(X_{max} - m)}{Y_m}} & \dots \frac{Y_m}{2}(X_{max} - m) \leq RN \leq 1 \end{cases} \quad (15)$$

となる。

### 2.3 初期値問題への適用

前節で提示した式 (12) による密度関数を用いた CRWM の特性を調べるため、まず急な初期濃度勾配の存在するときのリーチングを考える。いま、深さ  $z = z_0$  に単位面積あたり  $\Omega$  (mg/cm<sup>2</sup>) の初期塩分が土壌水中に存在するときの初期条件は、

$$c_0 = \frac{\Omega}{\theta} \delta(z - z_0) \quad (16)$$

である。ここで、 $\delta$ ：ディラックのデルタ関数で、次式で定義される。

$$\delta(z - z_0) = 0 \quad z \neq z_0 \quad (17a)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} \delta(z - z_0) dz = 1 \quad (17b)$$

CRWM のパラメータでこの初期条件を表すと、次のようになる。

$$z_0^k = z_0 \quad 1 \leq k \leq \frac{\Omega}{M} \quad (18)$$

したがって、

$$N_0^i = \frac{(\theta_0^i c_0^i) \Delta z}{M} = \begin{cases} \frac{M}{\Omega} & i = \left[ \frac{z_0}{\Delta z} + 1 \right] \\ 0 & i \neq \left[ \frac{z_0}{\Delta z} + 1 \right] \end{cases} \quad (19)$$

ここで、 $[ ]$  はガウス記号である。

また、半無限大の土壌に純水を与えるときの境界条件は、流入フラックスゼロおよび無限の深さにおける濃度勾配の消滅で与えられる。

$$q_{ss} = [-\theta D \frac{\partial c}{\partial z} + qc]_{z=0^+} = 0 \quad (20)$$

$$\frac{\partial c(\infty, t)}{\partial z} = 0 \quad (21)$$

ここで、 $q_{ss}$ ：土壌面における溶質フラックス (mg/(cm<sup>2</sup> min)) である。

この初期値問題に対する CDE の解析解は次式で与えられる (Toride, et al., 1993 b)。

$$c(z, t) = \frac{\Omega}{2\theta} \left\{ \sqrt{\frac{1}{\pi Dt}} \exp\left[-\frac{(z - z_0 - Vt)^2}{4Dt}\right] + \sqrt{\frac{1}{\pi Dt}} \exp\left(\frac{Vz}{D}\right) \exp\left[-\frac{(z + z_0 + Vt)^2}{4Dt}\right] - \frac{V}{D} \exp\left(\frac{Vz}{D}\right) \operatorname{erfc}\left[\frac{(z_0 + Vt)}{\sqrt{4Dt}}\right] \right\} \quad (22)$$

図-4 は  $z_0 = 10.0$  cm,  $V = 0.1$  cm/min,  $\Omega = 1.0$  mg/cm<sup>2</sup>,  $\theta = 0.2$  とした場合の CDE の解析解、および  $\Delta t = 10$  min で  $10^4$  個の粒子を用いた CRWM の計算結果である。 $D_m$  は  $0.2$  cm<sup>2</sup>/min と  $0.05$  cm<sup>2</sup>/min の 2 つの値を与えた。なおこの条件の場合、表面境界の影響が小さいため、式 (22) 右辺第 2, 第 3 項は無視でき、濃度分布は分散が  $2Dt$  の正規分布とほぼ等しい。なお、図-4 では解を一般化するため諸変数を以下のように無次元化して表記した。

$$P = \frac{Vl}{D}, T = \frac{Vt}{l}, Z = \frac{z}{l}, C = \frac{\theta l}{\Omega} c \quad (23a, b, c, d)$$

ここで、 $P$ ：ペクレ数、 $T$ ：無次元時間、 $Z$ ：無次元の深さ、 $l$ ：任意の長さ (cm)、 $C$ ：相対濃度である。ここでは、 $l = 10$  cm とし、 $Z = 1.0$  に初期塩分があるものとした。

CDE では  $T = 0.2$  において  $Z = 1$  より上流への溶質の逆流、すなわち後方混合が生じている。上流へ逆流している溶質の割合は、 $P$  の小さい図-4a の方が、分散項が卓越するため多い。

一方、CRWM の場合、 $T = 0.2$  のとき  $P = 5$  では L 字状、 $P = 20$  では直角三角形に近い非対称分布となっており、後方混合が生じていない。

$T = 1$  になると  $P = 20$  の CRWM は、CDE とほぼ一致している。 $P = 5$  の CRWM も  $T = 0.2$  の時点よりは CDE に近づいている。ここで、濃度分布を溶質量で正規化した移動距離分布  $f(z, t)$  (travel distance probability

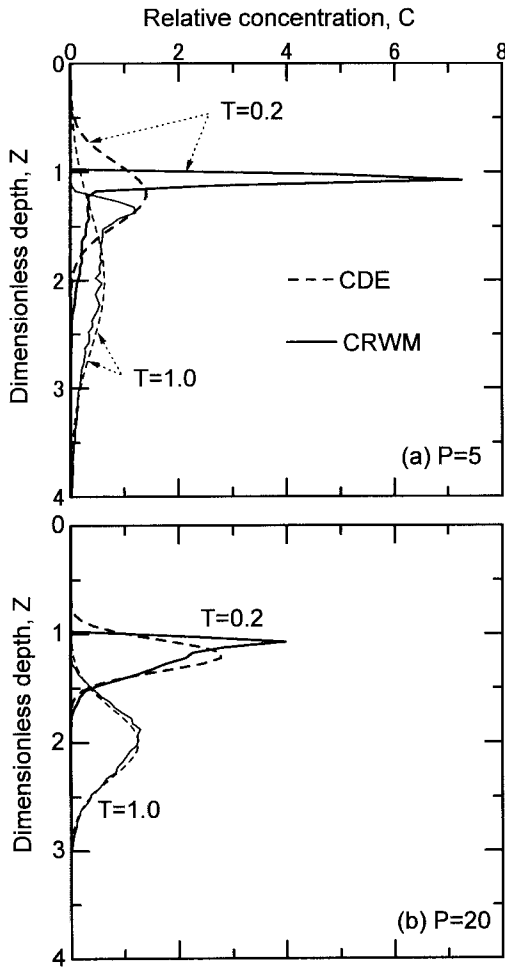


図-4 Dirac delta 初期分布をもつ土壌に純水を供給した場合の異なる時間における2つのペクレ数に対するCDEとCRWMによる濃度分布. 用いた粒子数は $10^4$ 個.

Fig. 4 Concentration profiles calculated with the CDE and the CRWM at different time for two values of the Peclet number assuming solute-free input to a soil having a Dirac delta initial distribution at  $Z=1.0$ . ( $10^4$  particles for the CRWM).

density function) を次式で定義する (Jury and Roth, 1990)。

$$f(z, t) = \frac{\theta c(z, t)}{\Omega} \quad (24)$$

そしてCRWMによる濃度分布が、時間の経過とともに平均間隙流速と分散係数の等しいCDEの濃度分布に近づいていく過程を、 $f(z, t)$ のひずみ度 (skewness,  $\zeta$ )

を用いて評価した。

$$\zeta = \frac{\int_0^\infty (z-Vt)^3 f(z, t) dz}{\left[ \int_0^\infty (z-Vt)^2 f(z, t) dz \right]^{3/2}} \quad (25)$$

ひずみ度と経過時間の関係を図-5に示す。ひずみ度は経過時間とともに急減し、0に漸近する。なおCDEの場合は、経過時間にかかわらず分布はほぼ対称形で、ひずみ度はほぼゼロであった。これはCDEでは、表面境界の影響が無視できる時、移動距離分布がほぼ正規分布であることによる。そしてCRWMのひずみ度が減少してCDEに漸近するのは、前述の中心極限定理により、いかなる密度関数を用いても移動距離分布が時間の経過と共に正規分布と漸近する性質をRWMは持っているためである。また、 $P$ が小さい方が正規分布への収束、すなわちCDEへの漸近に時間がかかることがわかる。

2.4 表面境界での粒子の投入法

CRWMの適用にあたっては、塩溶液が供給される境界における粒子の投入法を検討する必要がある。塩溶液の供給境界においては、時間増分内に供給される溶質質量に相当する数の粒子を投入することにより、質量収支は充足される。しかし時間が離散化されているため、粒子を一度に表面に与えてしまうと、表面濃度が大きく過大評価されてしまう。そのため、物理的な矛盾が生じない粒子の投入法を定める必要がある。

まず最も単純な投入法として考えられるのは、 $\Delta t$ の間はピストン流として浸潤したものとして、粒子を $z=0 \sim V\Delta t$ の間に均等に投入する方法 (矩形投入法, rectangular input) である。いま、初期濃度ゼロの定常浸潤カラムで $t=0$ に塩溶液に切り替え、一定濃度の溶

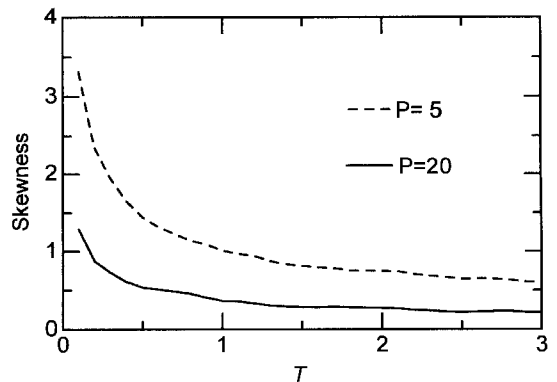


図-5  $P=5$ および $P=20$ におけるCRWMによる移動距離分布のひずみ度と無次元時間の関係

Fig. 5 Skewness of the travel distance pdf by the CRWM with  $P=5$  and  $P=20$ .

液を供給し続ける場合を考える。この場合、初期条件は次式で表される。

$$c(z, 0) = 0 \quad (26)$$

また、表面境界条件は

$$q_{ss} = q_l c_{iw} \quad (27)$$

となる。ここで、 $c_{iw}$ ：供給水の溶質濃度 ( $\text{mg}/\text{cm}^3$ ) である。式(27)をCRWMのパラメータで表すと、時刻  $t_j$  において投入される粒子の数 ( $\Delta \Sigma N_j^i$ ) は次式で与えられる。

$$\Delta \sum_{i=1}^n N_j^i = \frac{q_l c_{iw} \Delta t}{M} \quad (28)$$

ここで、 $n$ ：要素数、 $\Sigma N_j^i$ ：計算領域内の粒子の総数である。下部境界条件は式(27)で表される。

図-6は  $P=20$  の場合のCRWMによる  $T=1.0$  における濃度分布である。CRWMでは前述した矩形投入法の場合、一点鎖線や点線のように、土壌面付近において溶質濃度が供給溶質濃度を大きく上回っている。この過大評価は、時間増分を  $1/10$  にしてもほとんど改善されず、 $\Delta T$  の大きさに依存しなかった。

そこで、別の投入方法として、上端の要素と同じ水分量及び液状水フラックスをもち、溶質濃度が供給塩溶液と等しい土壌が、境界の上方に連続していると仮想し、そこに位置していた粒子が移動してくるものと考えてみた。ただし、計算効率を良くするため、具体的には以下のアルゴリズムで粒子を投入した。

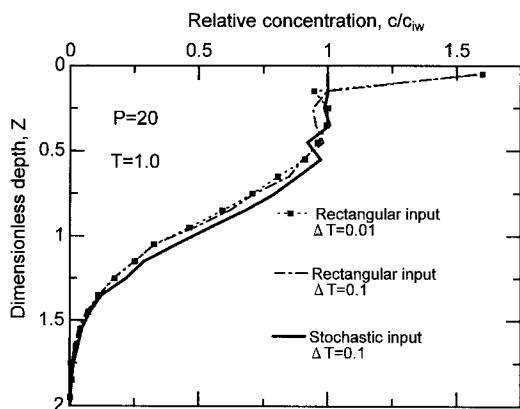


図-6 初期濃度ゼロの土壌へ一定溶質フラックスを供給した場合の矩形 (rectangular) および確率的 (stochastic) 投入法によるCRWMの濃度分布の数値解。用いた粒子数は  $10^4$  個。

Fig. 6 Concentration profiles predicted with the CRWM ( $10^4$  particles) with rectangular and stochastic input for continuous solute application to an initially solute-free soil.

まず、 $\Delta t$  間に進入する可能性のある領域は  $-X_{max} < z < 0$  である。この領域内のランダムな位置に粒子を発生させる。ここでランダムに粒子を発生させるのは、実際に土壌面の上に要素を継ぎ足して解析するのとは比べ、計算時間が節約できるためである。次にその粒子の1ステップの距離  $X$  を上端要素の  $V$  と  $D_m$  から決定する。その結果  $z_{j-1} + X_j > 0$  であればその粒子はその位置に投入され、そうでなければ破棄される。以上の試行を時間増分毎に、投入数が時間増分内に供給される溶質質量に相当する数になるまで行う。

この処理をここでは確率的投入法 (stochastic input) とよぶことにする。確率的投入法を用いた場合は図-6の実線のように、表面濃度過剰の問題はなくなり、物理的な矛盾は生じなくなった。

間隙流速が局所的に不均一な場での表面境界条件に関しては、Stream tube model (STM) とよばれる確率モデルに対して議論が行われている (Dagan and Bresler, 1979; Jury and Scotter, 1994; Toride *et al.*, 1996)。流入溶質フラックスが間隙流速に比例するとき、間隙流速に応じて流入溶質フラックスも不均一に分布することになる。粒子の移動距離が確率分布で与えられるRWMにおいても、表層の間隙流速に応じた溶質の流入が物理的には妥当と考えられる。しかし本研究で対象としているRWMの場合、移動距離  $X$  は時間増分内の時間平均移動距離 ( $\Delta t$  で除せば時間平均移動速度) であり、間隙流速とは異なる量である。そのため、STMのように間隙流速に比例して溶質フラックスを与えることはできない。そこで以下の計算では、物理的な矛盾の生じない上述の確率投入法を採用することとした。

### 2.5 時間増分の検討

CRWMは、各粒子の移動距離  $X$  が時間増分  $\Delta t$  ごとに密度関数により独立に与えられる。これはある時刻  $t_j$  と  $\Delta t$  秒後の時刻  $t_{j+1}$  における粒子の時間平均移動速度が無相関、すなわち確率過程である、という仮定である。この仮定は、 $\Delta t$  が非常に小さい場合、現実の溶質の挙動としては正しくない。土壌中の微視的な間隙流速は、徐々にかつ連続的に変化している。すなわち、流速の速い粒子は、比較的速い移動をある程度継続し、逆に流速の小さな粒子は、比較的遅い移動をしばらく継続する。しかし、 $\Delta t$  がある程度大きければ、過去の履歴によらずに、どの溶質粒子も等しい確率で様々な間隙流速を経験するとみなすことができる。

しかしCRWMは間隙流速の空間的および時間的な相関を無視した確率モデルである。そのため、 $\Delta t$  の大きさに関する物理的根拠を、モデルの計算結果から論じることとはできない。そこで、CRWMの適用に際する実用的

な問題として、 $\Delta t$ の計算結果に及ぼす影響と、大きさの計算上の制約について検討する。

式(16)~(21)の初期値問題のCRWMについて、20倍異なる $\Delta t$ での数値解の比較を図-7に示す。 $\Delta t=1$  min ( $\Delta T=0.01$ )の濃度分布すなわち移動距離分布は、 $\Delta t=20$  min ( $\Delta T=0.2$ )に比べひずみが若干大きくなっているが、時間増分は、濃度分布に大きな影響は及ぼしていないことがわかる。

$\Delta t$ の増加は、当然のことながら計算時間を減少させる効果がある。しかし $\Delta t$ が大きくなると、分散係数がそれほど小さくなくとも、式(13a)や図-2bからわかるように $X$ が5 cmを越えるような粒子が生じ始める。現実の溶質は、通過する位置の平均間隙流速や分散係数に支配されながら移動するが、CRWMにおける仮想粒子はステップのスタート地点の状態のみに支配される。そのため、1ステップで飛び越える区間の溶質移動パラメータは計算結果に影響を与えない。それゆえ、溶質移動パラメータが空間的に均一でない水分勾配のある土壌や成層土では誤差の原因となる。また、非定常水分移動では、 $\Delta t$ が水分変化の速度に比べて大きすぎる問題も生じる。したがって、1ステップ( $X$ )が大きすぎることによる誤差を小さくするように、 $\Delta t$ の上限を決める必

要がある。

### 3. 土壌面蒸発に伴う塩類集積過程への適用

CDEが引き起こす物理的分散による後方混合は、とりわけ蒸発中の土壌面付近における溶質移動予測の際、実測値に対する大きな誤差の原因となる(藤巻ら, 1997)。ここでは、CRWMが蒸発中の土壌面付近における溶質移動を、より適切に予測できるかどうかを実験値との比較により検討する。

#### 3.1 実験方法

鳥取砂丘砂を高さ29 cmのカラムに、できるだけ均一に充填した。初期土壌水および地下水には $2.0 \text{ mg/cm}^3$ のNaCl水溶液を用いた。飽和排水後24時間経過した後カラム上面を開放し、蒸発を開始させた。地下水位は深さ28 cmに設定し、実験中ほぼ一定に保った。気象条件は、恒温室において気温 $24.5^\circ\text{C}$ 、湿度34%、風速が高さ2 cmにおいて $0.8 \text{ m/s}$ 、短波放射エネルギーフラックスが $183 \text{ W/m}^2$ に設定し、実験中ほぼ一定とした。カラムは4本用意し、回転台の上に乗せて、気象条件の均一化を図った。採土は48および240時間後に二本ずつ行った。結晶の析出開始時間は反射照度測定により判定した。その他実験方法の詳細は藤巻ら(1997)を参照されたい。

蒸発速度は $15.2 \text{ mm/d}$ から $9.2 \text{ mm/d}$ に漸減した。水分分布は48時間後、240時間後ともにほぼ等しく、静的平衡分布( $q_t=0$ の場合)とほぼ同じ分布であった。土壌面付近の体積含水率は0.12前後であった。

#### 3.2 土壌面停止処理と拡散の組み込み

前章では平均間隙流速が比較的大きく、拡散が無視できる場合について、移流ランダムウォークモデルの特性を調べた。現実の土壌では移流移動のみならず拡散による移動も同時に進行する。特に蒸発中の土壌面付近では大きな濃度勾配が形成されるため、表層に集積した溶質は、拡散による下方への移動が無視できない。この蒸発過程の溶質移動を正確に予測するためには、物理的分散に加えて拡散を適切に評価する必要がある。

ここまでのCRWMは、負の流速成分のないL字状の密度関数を用いたため、移流方向と反対に移動することが可能な拡散現象を表現できない。そのため、物理的分散と拡散は異なる密度関数を用いる必要がある。拡散移動と移流移動がそれぞれ独立に進行すると考えれば、同じ離散時間に二つの独立な確率変数の和として表現することができる。すなわち、移流によるステップ $X$ の他に、拡散によるステップ $W$ を加える。そして、確率変数 $W$ の密度関数 $F(W)$ は正規分布とする。 $F(W)$ の分散は、拡散移動の時間増分を $\Delta t'$ (min)として、次式で与

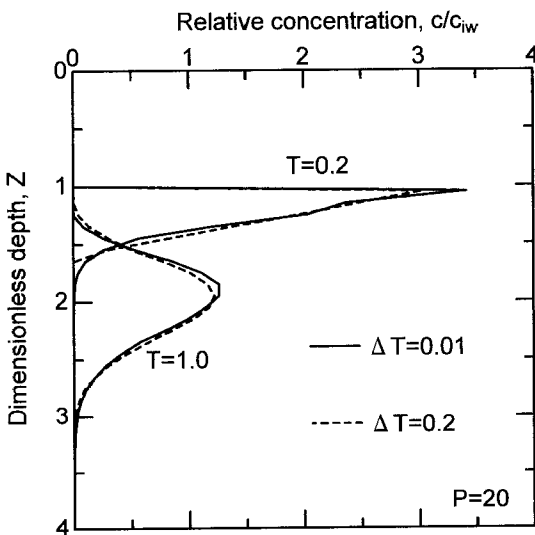


図-7 Dirac delta 初期分布をもつ土壌のリーチングにおける濃度分布に対する時間増分  $\Delta T$  の影響 (粒子数は 50,000)

Fig. 7 Effect of the time increment,  $\Delta T$ , on concentration profiles for the CRWM (50,000 particles) as a result of leaching to a soil having a Dirac delta initial distribution.

えられる。

$$\text{Var}(W) = 2D_i \Delta t' \quad (29)$$

2.5節では移流のステップ  $X$  の時間増分  $\Delta t$  について検討したが、拡散移動の時間増分  $\Delta t'$  は、拡散係数が物理的分散係数に比べてオーダーが小さいため、異なる大きさに設定する必要がある。また、拡散のステップの時間増分  $\Delta t'$  は、次のように地表面のゼロフラックス境界条件を正しく表現できる点にも留意して決定した。

現実の溶質移動では、土壌面に到達した溶質はすぐ下方への拡散移動を開始する。RWMにおけるゼロフラックス境界（土壌面）では、境界をはみ出した粒子を表面近傍に戻すことでそのプロセスを表現する。

$$\begin{aligned} z_j^k &= 0.01 & z_j^k < 0 \\ z_j^k &= z_j^k & z_j^k \geq 0 \end{aligned} \quad (30)$$

このとき  $\Delta t$  が大きいと、はみ出した大量の粒子が  $\Delta t$  ごとに境界近傍に戻されるため、境界近傍に粒子が集積し濃度が過大評価され、境界から離れた場所の濃度は逆に過小評価される問題が生じる。そのため、 $\Delta t$  を小さくする必要がある。

そして、拡散ランダムウォークをしている間の各粒子の移流移動速度は、次の移流移動に関する時間区切りまで一定であると仮定し、次式を粒子移動式とした。

$$z_y^k = z_{y-1}^k + X_y^k \frac{\Delta t'}{\Delta t} + W_y^k \quad (31)$$

ここで、 $\Delta t'$ ：拡散移動に関する時間増分 (min)、 $y$ ：拡散移動に関する離散時間番号 ( $j = [y\Delta t'/\Delta t]$ 、ただし  $\Delta t$  は  $\Delta t'$  の整数倍) であり、拡散移動の  $\Delta t'/\Delta t$  ステップごとに移流移動のステップを計算した。

### 3.3 数値計算条件

#### (1) 土壌水分移動

水分移動は浸透ポテンシャルを考慮した水蒸気移動を含む Richards 式を  $\Delta z = 0.1$  cm,  $\Delta t = 0.5$  min で一定の陰解型差分法で数値解析した。蒸発速度には実測値を代入した。水分移動特性、数値計算法および計算条件等の詳細は藤巻ら (1997) を参照されたい。

#### (2) 溶質移動

液状水フラックスおよび体積含水率は、一つ前の時間増分において土壌水分移動解析で得られた値を用いた。

拡散係数は非定常法 (Kemper, 1986; 中野ら 1996) により測定し、次式で体積含水率への依存性を近似した。

$$D_i = D_{i0} \left\{ 0.16 + 0.1 \left( \frac{\theta}{\theta_{\text{sat}}} \right) - 0.16 \exp \left[ - \left\{ 16.4 \left( \frac{\theta}{\theta_{\text{sat}}} \right) \right\}^{4.6} \right] \right\} \quad (32)$$

ここで、 $D_{i0}$ ：水中の拡散係数 ( $\text{cm}^2/\text{min}$ ) (NaCl の  $25^\circ\text{C}$  では  $9.12 \times 10^{-4} \text{ cm}^2/\text{min}$ )、 $\theta_{\text{sat}}$ ：飽和体積含水率 (鳥取

砂丘砂では  $0.4 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ) である。式 (6) で用いる物理的分散係数は定常浸潤法 (van Genuchten and Wierenga, 1986; 中野ら 1995) により測定し、次式で平均間隙流速への依存性を近似した。

$$D_m = 0.59 |V| \quad (33)$$

初期条件は地下水濃度と等しい均一濃度であり、要素  $i$  に初めに存在する粒子数  $N_0^i$  は、次式で表される。

$$N_0^i = \frac{(\theta_0^i c_0^i) \Delta z}{M} \quad (34)$$

上部境界条件はゼロフラックス境界で、式 (30) を与えた。また下部境界条件は供給水の NaCl 濃度を地下水濃度  $c_{gw}$  とみなして溶質フラックスで与えた。

$$\Delta \sum_{i=1}^n N_j^i = \frac{q_i^n c_{gw} \Delta t}{M} \quad (35)$$

ここで、 $q_i^n$ ：下端要素の液状水フラックスである。投入に際しては前述した確率的投入法を用いた。ただし、前述の説明とは流れ方向が異なるため、下部境界の下方に仮想の土壌を設定した。

飽和溶液濃度に達すると析出を開始し、濃度はそれ以上上昇しないものとした。そのため表面付近では上端要素の濃度が飽和溶液濃度  $c_{\text{max}}$  ( $\text{mg}/\text{cm}^3$ ) 以上になったとき、上端要素の濃度が飽和溶液濃度  $c_{\text{max}}$  になるように粒子を取り除くことで結晶析出を表現した。

$$N_j^i = \begin{cases} \frac{(\theta_j^i c_{\text{max}}) \Delta z}{M} & N_j^{i*} > \frac{(\theta_j^i c_{\text{max}}) \Delta z}{M} \\ N_j^{i*} & N_j^{i*} < \frac{(\theta_j^i c_{\text{max}}) \Delta z}{M} \end{cases} \quad (36)$$

ここで、 $N^{i*}$ ：補正前の最上端要素に存在する粒子数、 $N^i$ ：補正後の最上端要素に存在する粒子数である。取り除かれた粒子は塩クラストの質量としてストックされる。

$$N_j^0 = (N_j^{i*} - N_j^i) + N_{j-1}^0 \quad (37)$$

$$\Lambda_j = N_j^0 M \quad (38)$$

ここで、 $\Lambda$ ：塩クラストの質量 ( $\text{mg}/\text{cm}^2$ )、 $N^0$ ：析出したものとして取り除かれた粒子の総数である。

$M$  は  $0.002 \text{ mg}/\text{cm}^2$ 、 $\Delta z = 0.1$  cm とした。移流移動に関する時間増分  $\Delta t$  は、1 ステップ ( $X$ ) が大きすぎることによる誤差が小さくなるように、60 min とした。この  $\Delta t$  であれば、 $\theta$  の下限値が約  $0.13 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 、 $q_1$  の上限値が  $-1.53 \text{ cm}/\text{d}$  のため、 $m$  の絶対値の最大は約  $0.5 \text{ cm}$  であり、大半の粒子の移動距離が  $1 \text{ cm}$  以内となる。水分勾配は最大で  $0.015 \text{ cm}^{-1}$  程度であったため、その  $\Delta t$  であれば、その間の水分や間隙流速がおおよそ同一とみなせる。

一方、拡散移動に関する時間増分は、これ以上小さくしても結果が変化しない  $1.0 \text{ min}$  とした。

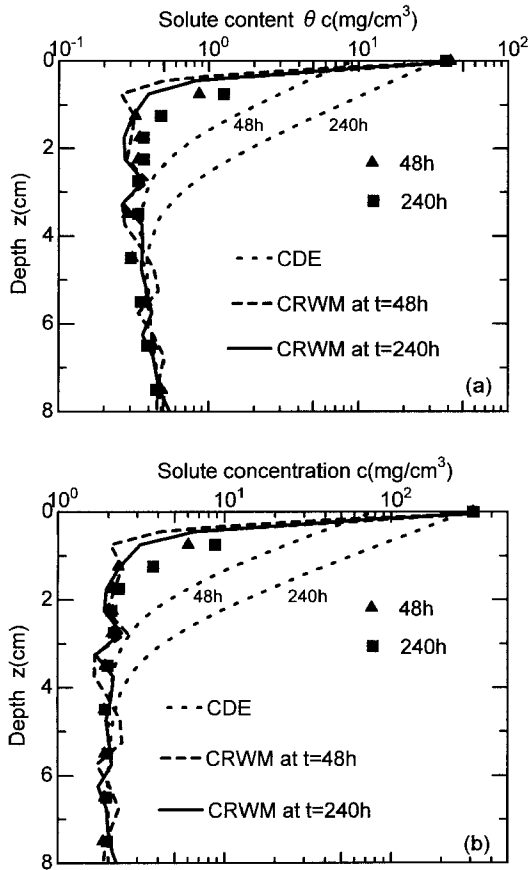


図-8 溶質濃度分布の実測値とCDEおよびCRWMによる数値解の比較。粒子数は21,444個

Fig. 8 Comparison of measured and predicted solute concentrations. 21,444 particles were used for the CRWM.

### 3. 4 結果と考察

図-8aは単位体積あたりの溶質量( $\theta c$ )、図-8bは溶質濃度( $c$ )の分布に関するCDEとCRWMの計算値と実測値を示す。表層近辺に著しく塩集積が進行するため、溶質量と濃度には対数軸を用いた。蒸発の結果取り残された溶質は下方にほとんど移動せず、表層0.5cmに集中していた。なお、対数軸の場合、小さな値の相対的なばらつきが強調される。特に有限個の粒子の動きを評価するCRWMでは、下層部分の計算結果にこの効果が強く表れる。しかしここで注目しているのは主に変化の大きい表層付近であるので、CRWMの結果は、深さ0.5cmまでは要素ごとの値を、それより深い部分は0.5cmごとに5つの要素の値を平均してプロットした。 $t=48$ h、 $t=240$ hともに深さ0.5~1.5cmの溶質濃度が実測値

と若干外れており、下方への拡散移動がやや過小評価されているものの、CDEに比べ改善されている。また、計算による析出開始時間は35時間後であり、反射照度測定により判定した24~36時間後に合致した。塩クラストの質量 $\Lambda$ は、CRWMが $t=48$ hにおいて0.98 mg/cm<sup>2</sup>、 $t=240$ hにおいて16.75 mg/cm<sup>2</sup>であったのに対し、CDEでは $t=240$ hにおいても0であった。

なお、CRWMが拡散を過小評価した要因の一つは、拡散自体の評価の問題ではなく、実験における過飽和状態の発生にあると思われる。一般に、飽和溶液濃度は析出が始まる濃度の下限であり、析出を引き起こす刺激がない場合、しばしば飽和溶液濃度より上昇する。観察したところ、塩クラストは均一な厚さおよび形状では発生せず、約1~5 cm<sup>2</sup>のまだら状に発生していた。肉眼観察上の形態も①シート状、②数mm<sup>2</sup>ごとに高さ2~3 mmの柱状に成長する霜柱状のものも併存していた。また、240時間後でも析出していない面積が2~3割あり、その部分と霜柱状領域の内部の非析出部分では濃度が飽和溶液濃度以上に上昇していたと考えられる。しかしながら、塩クラストの不均一な発生メカニズム、および過飽和状態の解消メカニズムは不明な点が多く、平均析出開始濃度の推定は今後の課題としたい。

### 4. ま と め

本研究では、物理的分散をフィックの法則を用いずに解析することによって、移流分散方程式(CDE)が引き起こす、物理的分散による後方混合を生じないモデルの提案を試みた。

まず、移流と符号の等しい領域で定義された確率密度関数を用いたランダムウォーク法を、移流ランダムウォークモデル(CRWM)として提案した。用いた確率密度関数は、対応するCDEと等しい平均間隙流速と分散を与える非対称なL字状の形状を持つ。このCRWMを急な濃度勾配が存在する初期分布に対するリーチングに適用した。そしてCDEではリーチング初期に無視できない上方への後方混合が生じてしまうのに対し、CRWMでは後方混合を生じないこと、また十分大きな平均溶質移動距離においてCRWMの濃度分布はCDEの分布に収束することを示した。

次に、実際の溶質移動現象に適用するにあたって必要な、表面境界における粒子の投入法、時間増分の大きさ、拡散現象を組み込む方法などについて検討した。

それらの検討を踏まえて、移流ランダムウォークモデルを、浅い地下水面を持つ土壌カラムからの土壌面蒸発に伴う溶質移動に適用した。その際、モデル予測に必要な水分溶質移動特性には、蒸発実験とは別個に測定され



付録	主 な 記 号	
c	溶質濃度	mg/cm <sup>3</sup>
c <sub>max</sub>	飽和溶液濃度	mg/cm <sup>3</sup>
D	分散係数	cm <sup>2</sup> /min
D <sub>m</sub>	物理的分散係数	cm <sup>2</sup> /min
D <sub>i</sub>	拡散係数	cm <sup>2</sup> /min
D <sub>iw</sub>	水中の拡散係数	cm <sup>2</sup> /min
M	1 個の粒子の質量	mg/cm <sup>2</sup>
m <sub>j</sub> <sup>k</sup>	粒子の 1 ステップの平均移動距離	cm
N <sub>j</sub> <sup>0</sup>	析出したものとして取り除かれた粒子の総数	
N <sub>j</sub> <sup>i</sup>	要素 i 内に位置する粒子の数	
P	ペクレ数	
q <sub>t</sub>	液状水フラックス	cm/min
q <sub>s</sub>	溶質フラックス	mg/(cm <sup>2</sup> min)
RN	一様乱数	
t	時間	min
T	無次元の時間	
V	平均間隙流速	cm/min
W <sub>j</sub> <sup>k</sup>	粒子 k の時刻 t <sub>j-1</sub> から t <sub>j-1</sub> +Δt の間の拡散による移動距離	cm
X <sub>j</sub> <sup>k</sup>	粒子 k の時刻 t <sub>j-1</sub> から t <sub>j-1</sub> +Δt の間の移流による移動距離	cm
x	水平座標	cm
Z	無次元の深さ	
z	深さ	cm
z <sub>j</sub> <sup>k</sup>	粒子 k の時刻 j における位置	cm
θ	体積含水率	cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>
Λ	塩クラストの質量	mg/cm <sup>2</sup>
Ω	深さ z <sub>1</sub> に存在する初期塩分量	mg/cm <sup>2</sup>

添 え 字

gw	地下水
i	要素番号
iw	供給水
j	離散時間番号
k	粒子番号
y	拡散移動に関する離散時間番号

略 字

CDE	Convection-Dispersion Equation
CRWM	Convective Random Walk Model
RWM	Random Walk Method
STM	Stream Tube Model

た値を用いた。CRWM では、CDE で生じた後方混合による下方への溶質移動の過大評価が解消され、実験値と計算値は良く一致することが確認された。また、結晶析出開始時間も観察結果とほぼ一致した。特に表層付近の

濃厚な濃度分布の適切な予測が可能となったことは、水分蒸発量に大きな影響を与える塩クラスト形成予測に対して、大きな成果と考える。

今後は、確率密度関数や時間増分に関してさらに物理的な検討を加えることや、大きな時間増分に起因する溶質移動パラメータの空間分布の評価誤差を抑えるための改良が望まれる。

参 考 文 献

- Biggar, J.W., and D.R. Nielsen (1976) : Spatial variability of the leaching characteristics of a field soil. *Water Resour. Res.*, **12** : 78~84.
- Bresler, E. (1973) : Simultaneous transport of solutes and water under transient unsaturated flow conditions, *Water Resour. Res.*, **9** : 975~986.
- Dagan, G., and E. Bresler (1979) : Solute dispersion in unsaturated heterogeneous soil at field scale : I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **43** : 461~467.
- Fogg, G.E, D.R. Nielsen and D. Shiberu (1995) : Modeling contaminant transport in vadose zone, *In* L. G. Wilson *et al.* (ed.) *Handbook of Vadose Zone and Characterization & Monitoring*, Lewis publishers : 249~266.
- 藤巻晴行・取出伸夫・山本太平・井上光弘 (1997) : 浅い地下水面を持つ砂丘砂カラムからの土壌面蒸発に伴う溶質移動, *農土論集*, **190** : 77~86.
- 伏見正則 (1987) : 確率と確率過程, 講談社 : 77~82.
- Gelhar, L.W., C. Welty and K.R. Rehfeldt (1992) : A critical review of data on field scale dispersion in aquifers. *Water Resour. Res.*, **28** : 1955~1974.
- Jury, W.A. and K. Roth (1990) : Transfer functions and solute movement through soil, *Birkhauser*, Basel : 140~142.
- Jury, W.A. and D.R. Scotter (1994) : A unified approach to stochastic-convective transport problems. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **58** : 1327~1336.
- Jury, W.A., W.R. Gardner and W.H. Gardner (1991) : *Soil Physics. 5th ed.*, John Wiley & Sons, New York : 222.
- キンツェルバッハ, W. [上田年比古 監訳] (1990) : パソコンによる地下水解析, 森北出版 : 1252~1267.
- Kemper, W.D. (1986) : Solute diffusivity, *In* A. Klute (ed.) *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods. 2nd ed.* Agronomy **9**, 1007~1024.
- LaBolle, E.M., G.E. Fogg, A.F.B. Tompson (1996) :

- Random-walk simulation of transport in heterogeneous porous media: Local mass-conservation problem and implementation methods. *Water Resour. Res.*, **32**: 583~593.
- 中野政詩・宮崎 毅・塩沢 昌・西村 拓 (1995): 土壌物理環境測定法, 東京大学出版会, 159~176.
- Toride, N, F.J. Leij and M. Th. van Genuchten (1993 a): Flux-averaged concentrations for transport in soils having non-uniform initial solute distributions, *Soil Sci. Soc. Am. J.* **57**: 1406~1409.
- Toride, N., F.J. Leij and M. Th. van Genuchten (1993 b): A comprehensive set of analytical solutions for non-equilibrium solute transport with first-order decay and zeroorder production, *Water Resour. Res.*, **29**: 2167~2182.
- Toride, N., F.J. Leij (1996): Convective-dispersive stream tube model for field-scale solute transport: I. Moment analysis, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **60**: 342~352.
- 取出伸夫 (1997): 不均一な土中水の流れを伴う圃場中の溶質移動, 水文・水資源学会誌, **10**: 485~497.
- van Genuchten, M. Th. and P.J. Wierenga (1986): Solute dispersion coefficients and retardation factors, In A. Klute (ed.) *Methods of soil analysis*. Part 1. Physical and mineralogical methods. 2nd ed. Agronomy **9**, 1025~1054.
- 米沢富美子 (1986): ブラウン運動, 共立出版: 108~121.

受稿年月日: 1998年9月17日  
受理年月日: 1999年2月26日

## 泥炭土の不攪乱試料採取法と透水係数測定法の改良

井本博美\*・宮崎毅\*・中野政詩\*\*

### Improvement in Sampling and Measurement of Hydraulic Conductivity of Undisturbed Peat Soil

Hiromi IMOTO\*, Tsuyoshi MIYAZAKI\* and Masashi NAKANO\*\*

\* Graduate School of Agricultural and Life sciences, The University of Tokyo

\*\* Faculty of Agriculture, Kobe University

#### 1. はじめに

泥炭土は、湿原植物遺体が生化学的分解を十分うけな  
 いまま堆積した高有機質土壌であり、繊維性有機物を母  
 体とし、水平方向に繊維が重なることによる異方性があ  
 るといわれている。三相構成のほとんどは水でしめら  
 れ、固相の割合が極めて少なく、乾燥収縮が著しく大き  
 い。さらに繊維性有機物、埋木等が存在するが、通常  
 の100 cc サンプラーやシンウォールサンプラーではサイ  
 ズが小さ過ぎる上に、試料が圧縮されたり、繊維の引  
 張り等により乱されたりする。これら为了避免するため  
 は、まず、刃物や鋸等を用いて丁寧に繊維を適当なサイ  
 ズに切断、角ブロック試料として採取し、これを供試す  
 ことが適当である。しかし、角ブロック試料そのものが  
 柔らかく壊れやすいため、特に慎重な調整が必要とな  
 る。

これらの問題に対処するためのサンプリング法として  
 は、乱さない試料採土でのピット法、及びピストン法が  
 権平昌司(1961)によって述べられ、さらにピートサン  
 プラー法、固定ピストン法、フォイルサンプラー法、ブ  
 ロックサンプリング法、凍結サンプリング法等が、土質  
 工学会の高有機質土の力学的性質及び試験方法に関する  
 研究委員会報告(1990)でまとめられている。そのほか、  
 類似の試料調整法として、山崎不二夫(1961)が、乾燥  
 密度測定を目的とした整形用型板使用による整形方法を  
 まとめている。

つぎに、角ブロック試料を用いて飽和透水係数を測定  
 する場合、一般に泥炭では異方性があるといわれている  
 ので、同一試料で測定ができるように、試料の固定方法、  
 固定解除方法、遮水方法、測定装置に特別な工夫を要す  
 る。これまで、この問題については、農業土木学会泥炭

地開発委員会(1961)、土質試験の方法と解説(1990)に  
 よってまとめられてきた。それらによると、パラフィン、  
 グリース、石膏によって試料形状を固定する方法が示さ  
 れている。最近でも、粕淵(1995)が石膏によって試料  
 形状を固定する方法を提示した。笹田ら(1996)は飽和  
 透水係数を定水位法により測定した。しかしながら、こ  
 れらの方法では、一方向の飽和透水係数を測定すると、  
 その試料は破棄され、同一試料をさらに方向を変えて測  
 定に供試できないという弱点があった。

本研究では、泥炭の特異性を考慮したサンプリング  
 法、試料固定法、同一試料を用いた異なる方向の飽和透  
 水係数測定法について新たな改良を加えたので、ここ  
 に報告する。なお、測定対象とした泥炭土は、湿原であ  
 る高位泥炭及び、未耕地の防風林(中間泥炭)、耕地であ  
 る客土下の泥炭(中間泥炭、低位泥炭)である。

#### 2. 試料採取地の概況

サンプリング地は、北海道石狩平野東部に位置する美  
 唄市にある北海道農業試験場美唄分室管理の湿原、湿原  
 周辺の耕作地である水田、畑及び、耕作されずに植林さ  
 れている防風林である。

この地区の泥炭は陸地化型泥炭で、高位、中間、低位  
 の各層から成っており、さらに下層にはグライ層があ  
 る。耕作地では表層20~40 cmに客土がされ、下層に泥  
 炭層が見られる。高位、中間泥炭層部分ではほぼ繊維性  
 有機物でしめられ、低位泥炭層部分では繊維性有機物と  
 泥、さらに埋木を含む。試料は軟らかく、壊れやすいた  
 め慎重なサンプリングが必要となる。

\* 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 \*\* 神戸大学農学部 〒657-0013 神戸市灘区六甲台町  
 1-1

キーワード: 泥炭土, 物理性測定, 飽和透水係数, サンプリング

### 3. サンプルング法

本研究での対象とするサンプルング深さは、地表面より下 130 cm ほどとした。

湿原の高位泥炭は、地下水位が年間を通じて 0~15 cm と高く、ミズゴケが群生し表層は軟らかくスポンジ状で、下層は根、さらに水苔の堆積物である。そこで、まず幅 10 cm、長さ 20 cm、深さ 10 cm のステンレス缶を用意し、表層より刃渡り 30 cm の牛刀でこの容器に入るよう一辺 10 cm 高さ 20 cm の角柱状試料を切り出した。湿原の泥炭は採取後鉛直方向にも水平方向にも膨張するため、容器への移し替えは迅速におこなった。採取状態を保存するため、容器内に水も加えた。最後にステンレス缶を水を張ったプラスチック容器に入れ密閉し輸送した。

客土下の泥炭層（水田、畑）では、牛刀及び、刃渡り約 30 cm くらいの目の細かい鋸で一辺 20 cm の立方体を切り出し、深さ 100 cm~130 cm までを連続してサンプルングした。切り出しから梱包の間に形状が壊れることを防ぐため、適宜あらかじめサイズを決めておいた板をあてがい補強もした。また、試料の上下方向、南北方位を認識できるようプラスチックラベルを添付した。採取後、蒸発防止と、試料固定のためラップで全体を覆い、さらにビニル袋に入れガムテープで密封した。

耕作地の客土部分は、従来法であるシンウォールサンプラー、100 cc サンプラーを用いてサンプルングをおこなった。

輸送後の試料は、10°C 以下の冷暗実験室にて保存した。

### 4. 飽和透水係数の測定

#### 1) 試料整形

泥炭土試料は、もろくて壊れやすいので、図-1 に示すような試料整形装置を用いて再整形した。サンプルング試料を固定板と可動板で固定し、スリットに牛刀または包丁をあてがい、測定に適するような大きさに食パンを切るように慎重に切断した。これにより、5~20 cm の任意の大きさの試料が得られ、各種測定法にあわせて整形ができる。

#### 2) 試料の固定

従来は、試料を石膏、パラフィンまたはグリセリン、セメント等により固定していたが（農業土木学会泥炭地開発研究委員会（1961）、土質試験の方法と解説（1990））、一度使用すると後は使用できず、測定は終了となる。本実験では、試料を傷めず、同一試料を鉛直、水平方向を変えて再測定できるように発泡ウレタンフォームで固定し

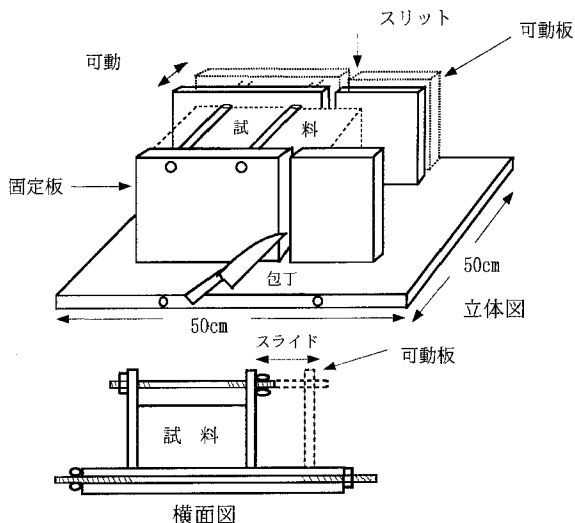


図-1 試料整形装置

Fig. 1 Out line of the peat sample cutter.

た。まず、図-2 に示すように試料サイズの 2 倍程度の面積のある箱を段ボールまたは発泡スチロール（厚さ 1 cm）で作製し、箱壁面に圧力を抜く小穴をあける。整形試料を箱中心に置き、試料と箱壁面の間に発泡ウレタンフォーム（セメダインハイSPANフォーム）を充填し固定する。充填から発泡ウレタンフォームが固まるまで 1 日ほど放置する。このとき、試料表面にはラップをかぶせ蒸発を防ぐ。箱壁面の小穴と上面の開放とにより圧力が逃げるので試料の圧迫、変形等を起こすような影響は少ない。固定後発泡ウレタンフォームは膨らみイギリスパン風になるので、箱からせり出した部分及び、底部の発泡スチロールを切り取り、上下の試料面をそろえる。これを固定試料とする。

#### 3) 変水頭、定水頭測定法の手順

##### a) 装置

泥炭試料の透水性は、試料ごと、または測定の方角によって著しく変わるといわれている。測定において試料の差し替えが容易にできること、変水頭でも定水頭でも使用可能なような装置が望ましい。そこで、図-3 のような変水頭・定水頭測定装置を開発した。

測定装置は、上・下のアクリル板で固定試料を挟み、ねじ棒で固定するようになっている。上のアクリル板にはエア抜きバルブ、給水バルブ及びスタンドパイプ用の穴をあけ、下のアクリル板には直径 5 mm の穴を多数あけ良好な通水性を保った。通水・給水に伴う試料の散逸を防ぐため試料上下に 2 mm 目の金網を置いた。給水バルブに給水タンクを接続し、測定に必要な給水として用

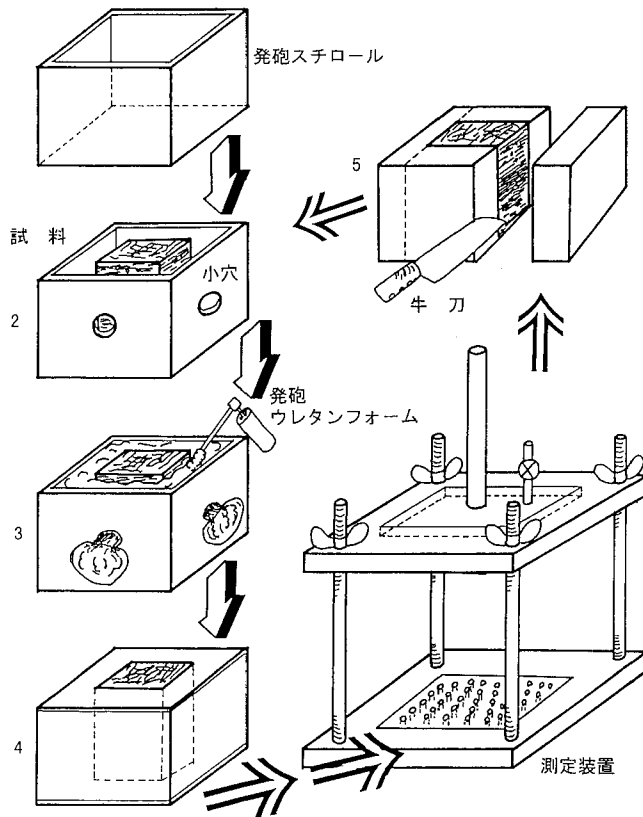


図-2 固定試料と手順

Fig. 2 Preparation of the peat sample for saturated hydraulic conductivity measurement.

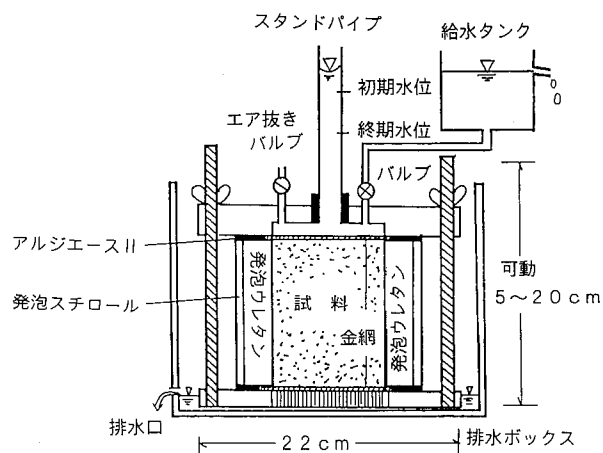


図-3 飽和透水係数測定装置

Fig. 3 Equipment for saturated hydraulic conductivity measurement.

いるとともに、定水頭試験用のタンクとしても使用した。試料断面積の大小は発泡ウレタンフォームの充填厚を変えることによって対応させることができ、試料の高さの変化は上のアクリル板を上下させて変えることができる。本測定では、一辺5~10 cm、高さ5~10 cmの試料測定をおこなった。

#### b) 手順

まずはじめに、固定試料を飽和させるために、試料が湛水するくらいの高さのあるプラスチック製の蓋付き箱を用意し、そこに水を入れ固定試料を沈める。このとき試料は、水に浮くので箱の蓋をゆっくり押さえつけ、そのまま12時間ほど放置し飽和させる。飽和した固定試料の発泡ウレタンフォームの切り取り部分は、若干の透水性があるため、遮水材として歯科用の歯形取りであるアルジェースIIを塗布し、遮水した。固定試料を上下アクリル板に装着し、ねじ棒で締め付け固定する。排水ボックスに入れ、再度下方よりゆっくり浸潤飽和させ測定を開始する。

給水タンクよりスタンドパイプへ給水させ、鉛直方向の透水係数を測定する。次いで装置から固定試料を取り出し、発泡ウレタンフォームと試料とを注意深く切り取り、水平方向に試料の向きを変え、発泡スチロール箱に入れ再び発泡ウレタンフォームで固定し、同様の測定をおこなった。測定終了後、発泡ウレタンフォームを切りとり試料を100℃で乾燥した。

透水係数が著しく大きいと予想される場合は定水頭法で、また透水係数が小さい試料の場合は変水頭法に切り換えて測定を行った。

#### 4) 結果

泥炭土の透水係数には異方性があるといわれている

(前田一男 (1955), 粕淵辰昭ら (1994))。しかし、これまで行われてきた測定は同一試料ではなく、隣もしくは近い位置から採取した異なる試料を用いたものであった。図-4 (a) は、中間泥炭の深さ0~90 cmまで10 cm毎の角ブロック試料を各層同一試料について鉛直、水平の2方向で測定したもので、異方性の存否が明瞭に認められた。深さ7~16 cmに存在する火山灰を含む層では異方性がなく、その下の中間泥炭層では異方性が現れ、特に深さ70~80 cmで異方性が最も大きく、水平方向の透水係数は鉛直方向の約35倍の値となった。

図-4 (b) は中間泥炭地に近く位置する低位泥炭地水田の透水係数測定値で、Fig. 4 (a) と同じ方法で測定したものである。どの深さにおいても透水係数の顕著な異方性は認められず、中間泥炭との違いが明確に示された。

尚、発泡ウレタンフォームは試料固定には適しているが、切り口をつけることにより透水性が若干生じることがわかった。そのため、歯形取りであるアルジェースIIを塗布することによって遮水が有効であった。

## 6. ま と め

1) 泥炭土のサンプリングは、通常のサンプリングが適用しにくいため、牛刀、鋸等で角柱状に切り出すことが有効であった。また、切り出し後の試料崩壊を防ぐため補強板、ラップでの固定も有効であった。

2) 試料を発泡ウレタンフォームで固定したり、これを切り取って方向を変えて再固定することなどにより、従来の固定方法に比べると、同一試料の反復使用が可能となった。また、サイズの異なる角ブロック試料でも同一方法で固定することが可能となった。一方発泡ウレタ

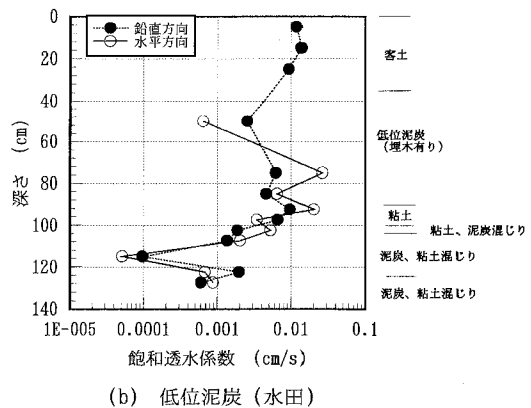
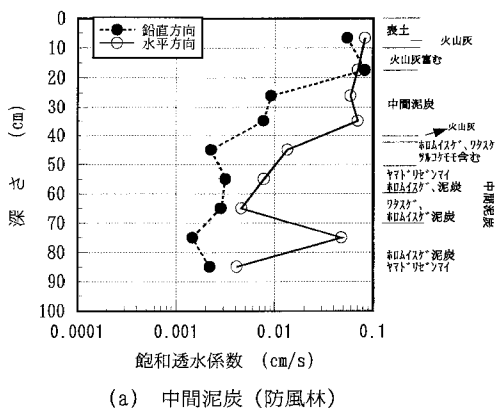


図-4 飽和透水係数分布

Fig. 4 Saturated hydraulic conductivities of windbreak forest and paddy field soils.

ンフォーム自身若干の透水性があるという欠点もわかった。

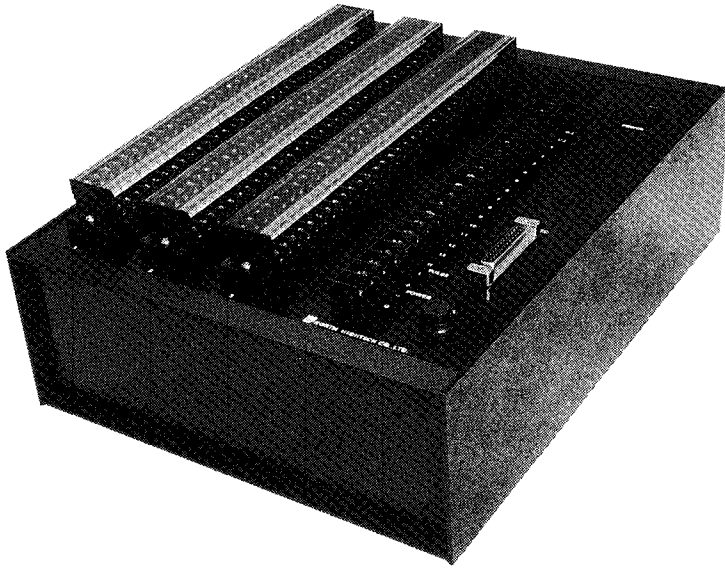
3) 飽和透水係数測定装置の改良により、同一試料を用いて、変水頭、定水頭法測定の両方が測定でき、異方性の測定も容易になった。その結果、同一試料における飽和透水係数の異方性を精度よく測定できた。

### 参 考 文 献

- 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, 日本土壤肥料学会誌, **65** (3) : 326~333.
- 粕渕辰昭 (1995) : 泥炭の密度, 水分張力, 飽和透水係数測定のための試料の取り扱い, 土壤の物理性 **72** : 9~12.
- 高有機質土の力学的性質及び試験方法に関する研究委員会 (1990) : 高有機質土の工学 : 20~22.
- 権平昌平 (1961) : 泥炭土の試験方法について, 農業土木研究 **28** (5) : 2~4.
- 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移動, 土壤の物理性 **75** : 23~30.
- 土質試験の方法と解説 (1990) : 地盤工学会, 486.
- 農業土木学会泥炭地開発研究委員会 (1961) : 泥炭土の試験方法について, 農業土木研究 **28** (5) : 1~21.
- 前田一男 (1955) : 釧路泥炭地における透水試験, 土と基礎, **3** (10) : 5~8.
- 山崎不二夫 (1961) : 泥炭土の試験方法について, 農業土木研究 **28** (5) : 9~10. 受稿年月日 : 1998年12月17日

受稿年月日 : 1998年12月17日  
受理年月日 : 1999年3月11日

# 最も進んでいるパソコン時代のロガー「IDL-3200」



## センサ対応がマルチ

±5mV, ±50mV, ±500mV, ±1V, ±5V, Pt100, 熱電対, 歪みゲージのマルチシグナルコンディショナ内蔵。センサを個別に各点に指定, 混在できる。センサ変換器を必要としないから計測コストが抜群

## センサ電源を供給

センサ電源を必要とするセンサにはサンプリング10秒前からDC12V 200mAが供給されます

## 多チャンネル

アナログセンサ入力8チャンネル単位で最大256チャンネルまでのデータロガーを供給します。各機には転倒折雨量パルス入力が1ヶ付いています

## 12Vバッテリー動作

経済的な12V バッテリー動作。8Vまで低下しても動作。-温度の低温時はリチウム電池を推奨。アルカリ電池単1(約8AH)は常温の環境に推奨

## ネットワーク

回線にモデムで接続するとパソコンとのテレメータ。多数のRS-232C機器とフィールドのLAN構築及び構内LANイーサネットともネットワークを構築

## マイナス温度に強いマシン

-25℃~45℃動作機器は標準 -40℃から動作機器も出荷します

## ロガーの機能を高める演算機能

専用演算回路による平均 積算 ピーク 敷き値積算 コンパレータアナログ出力 パルスカウント



計測の未来をひらく

株式  
会社

ノース・ハイテック

〒062 札幌市豊平区美園1条8丁目1-28

TEL. 011-833-4386 FAX. 011-833-4387



## 農地の造成・整備による土壌の物理性と微細構造の変化

石 渡 輝 夫

### Changes in Soil Physical Properties and micromorphology due to Farmland Reclamation and Consolidation

Teruo ISHIWATA

Civil Engineering Research Institute, Hokkaido Development Bureau  
 (1-3, Hiragishi, Toyohira-ku, Sapporo C., Japan 062-8602)

#### はじめに

新たに耕地を拓く農地造成作業あるいは、暗渠排水、心上破碎および客土等の農地整備作業では大型機械が用いられ、性状の異なる複数の土層の混合や膨軟化だけでなく、意図しない土層の圧縮等も生じる。これに伴い土壌微細構造も変化し、孔隙の形状、大きさ、量および連続性等の変化として視覚的に認識されるだけでなく、容積重や孔隙分布を主体とする個々の土壌物理性の変化として数値的にも把握される。本稿では、1) 改良山成工造成畑の表土扱い層（造成後の作土層）、2) 暗渠排水の埋戻し土、3) 耕地化された泥炭層、での土壌物理性と微細構造の調査結果を紹介し、今後の課題についても概説する。なお、本稿での微細構造には顕微鏡観察だけでなく肉眼観察によるものも含み、その用語は文献（久馬・八木沢監修, 1989）によった。

#### 1. 改良山成工造成畑の作土層の性状と微細構造 (Ishiwata *et al.*, 1996)

改良山成工とは、急傾斜あるいは地形の複雑な造成地で、造成後の農作業の効率性と安全性を確保するため、標高の高い所の土を削り、低い所に移動し、緩傾斜で均一斜面の圃場を造成する工法で、近年、北海道での造成地の半分近くが本造成法によるものである（石渡・斉藤, 1989）。また、北海道の改良山成工造成では、性状の良好な作土を確保するため表土扱いが行われる。この工程の中の掘削、積込み、運搬、土下ろしおよび敷均しの工程で、表土扱い層はブルドーザの排土板やバケットあるいはヤスクレーパのボウル等から大きな外力を受ける。表土戻し後、土層を膨軟にするため心土破碎が施工され、その後、耕起砕土が実施される。さらに、これら

作業機の走行のたびに表土はタイヤやキャタピラから踏圧としての外力も受ける。そこで、土壌の異なる4カ所（斜里：粗粒質な未熟火山性土、共和：細粒質なローム質褐色火山性土、北竜：中粒質な酸性褐色森林土、当麻：熔結凝灰岩を母材とする中粒質な暗色表層酸性褐色森林土）の改良山成工造成地で表土扱い層の性状変化を、表土扱い層が由来する未耕地のA層とB層（斜里では埋没腐植層を含む）を対照として調査した。また、当麻では、各土層の収縮特性と微細構造についても調べた。なお、北竜では秋の多水分時に表土扱い作業が行われた（表-1）。

#### 1) 4圃場での表土扱い層の性状変化

表土戻し直後の表土扱い層はそれが由来する未耕地のA層やB層に比べ、表-1に示すように、共和や北竜では発達強度が低下し、斜里では単粒状化、当麻ではカベ化した。層厚約40cmの表土扱い層を上部層と下部層に2分し、その容積重と孔隙分布の変化を未耕地のA層とB層の値とともに図-1に示した。中粒質あるいは細粒質な土壌からなる共和、北竜および当麻の3造成地では、表土戻し直後、表土扱い層の容積重は $1\text{Mgm}^{-3}$ 以上、粗孔隙( $pF=0\sim 1.8$ )量は $0.1\text{m}^3\text{m}^{-3}$ 以下、易有効水分孔隙( $pF=1.8\sim 3.0$ )量は $0.05\text{m}^3\text{m}^{-3}$ 以下で、それぞれのA層やB層に比べ、容積重は増加し、両孔隙量は減少し、表土扱い層は圧縮されたことを示している。北竜を除いて、最初の耕起砕土により上部層の粗孔隙量は $0.1\text{m}^3\text{m}^{-3}$ 以上に回復したが、易有効水分孔隙量はほとんど回復しなかった（図-1の造成1年目あるいは1年後の値）。当麻では造成5年後に、上部層の易有効水分孔隙量も回復したが、北竜では造成8年後でも両孔隙量は回復しなかった。一方、粗粒質な斜里では他と同様な造成法であるにもかかわらず、いずれの調査時でも容積重は1

表-1 改良山成工造成地と未耕地の土壌性状

Table 1 Soil properties of virgin sites and upland fields reclaimed with surface soil handling, cutting and banking.

地域	調査地	層位*	深さ (cm)	構造**	腐植 — ×10 <sup>2</sup> gg <sup>-1</sup> —	粘土	土性	土壌水分*** (pF)
斜里	未耕地	A	0- 9	2 msbk	14.6	3.5	SL	
		C	- 11	sn				
		II A	- 20	2 fsbk	8.1	8.0	L	
		II B	- 28	1 msbk	4.2	6.5	SL	
		III C	- 50	sn	1.0	0.2	S	
		IV A	- 55	1 mbk	10.4	13.0	L	
		IV B	- 62	1 fsbk	8.4	13.0	L	
		V A	- 79	2 fsbk	10.4	11.0	SL	
		V B	-135+	1 csbk	3.5	4.3	LS	
	造成地	Ap	0- 37	sn	5.6	4.9	SL	
共和	未耕地	A	0- 32	2 mgr	7.0	44.0	LiC	
		B	- 70	2 mbk	6.0	32.0	LiC	
		C	-155+	1 cbk	2.0	31.0	LiC	
		造成地	Ap	0- 39	1 msbk	4.5	30.8	LiC
北竜	未耕地	A	0- 18	3 fsbk	8.8	23.8	CL	
		B	- 50	2 msbk	2.7	22.1	CL	
		C	-100+	1 msbk	0.7	3.9	LS	
		造成地	Ap	0- 35	2 csbk	1.0	21.2	CL
当麻	未耕地	A	0- 20	1 m (gr+sb)	10.8	23.8	LiC	
		B	- 45	1 msbk	5.7	22.1	SCL	
		C	-100+	sn	1.1	3.9	SL	
		造成地	Ap	0- 40	ma	6.2	22.0	CL

\* Ap: 表土扱い層

\*\* 発達程度 (1: 弱, 2: 中, 3: 強), 大きさ (f: 小, m: 中, c: 大)  
形状 (gr: 粒状, sbk: 亜角塊状, bk: 塊状, ma: カベ状, sn: 単粒状)

\*\*\* 心土破砕直前の値

Mgm<sup>-3</sup> 以下, 粗孔隙量や易有効水分孔隙量は 0.1 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> 以上で膨軟な状態で推移した。

このように, 中・細粒質な土壌では表土扱いの工程で土壌は圧縮され, 粗孔隙量や易有効水分孔隙量は減少する。そして, 塑性限界付近の適度な土壌水分であれば1回の耕起砕土により粗孔隙量は回復するが, 易有効水分孔隙はその場合でも回復しない。一方, 粗粒質な土壌は表土扱い作業を受けても圧縮され難いと結論される。

2) 当麻での表土扱い層の収縮特性と構造発達係数 (石渡・斉藤, 1992)

当麻の表土扱い層は未耕地の A 層 (容積重: 0.78 Mgm<sup>-3</sup>, 固相率: 0.30 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) から約 1 割, B 層 (容積重: 0.84 Mgm<sup>-3</sup>, 固相率: 0.32 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) から約 9 割が由

来することが各土層の腐植含量から推定された。表土戻し直後の表土扱い層の容積重は 1.14 Mgm<sup>-3</sup> で, 由来する 2 土層が 1.4 倍に圧縮された状態にあり, 固相率も 0.44 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> と増加した。3 土層についての飽水後の収縮試験では, A 層および B 層は乾燥してもほとんど収縮せず, 間隙比はそれぞれ 2.3 および 2.1 でかなり大きかった。一方, これら 2 層よりも容積重が大きな表土扱い層は乾燥により脱水収縮し, 体積は 86% に減少した。したがって, 表土扱い層は A 層と B 層が単に混合され圧縮されただけでなく, 表土扱いの運上の過程で土壌構造が破壊され, 乾燥にともない収縮するように変化した。このような収縮特性から判断される土壌構造の破壊は構造発達係数 (未攪乱土の間隙比に対する練返し土の間隙比

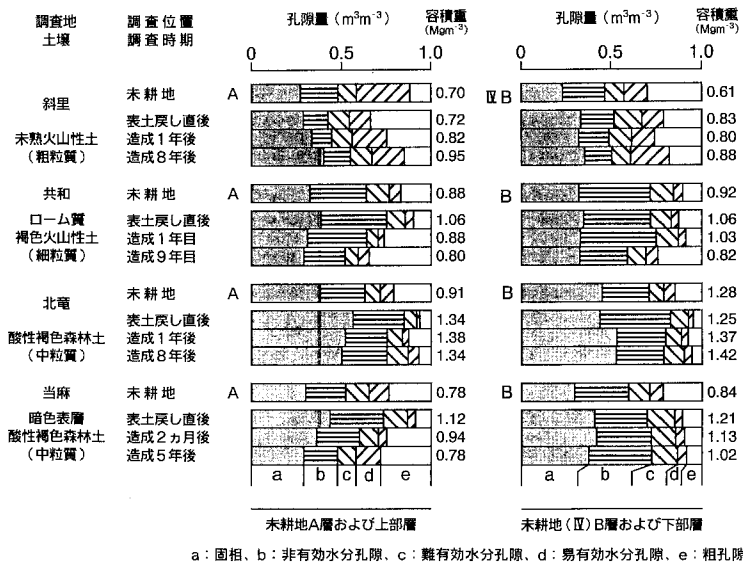


図-1 改良山成工造成地と未耕地の容積重と孔隙分布

Fig. 1 Soil bulk density and pore-size distribution of virgin fields and reclaimed fields with surface soil handling, cutting and banking.

の商(矢沢・前田, 1982))という指標によっても理解され、表-2に示すように表土扱い層のこの数値はA層やB層に比べ小さい。

3) 当麻での表土扱い層の微細構造と孔隙分布(石渡・斉藤, 1992)

当麻での造成に伴う土壌微細構造の変化を写真-1に示した。造成前のA層(写真a)やB層(写真b)あるいは隣接既耕地の作土層(Ap層:写真c)では軟粒状構造や垂角塊構造が認められ、粒団の間や内部に複雑な形の孔隙が存在し、これらが粗孔隙や易有効水分孔隙に該当すると考えられる。表土戻し直後の土層(写真d)では写真a, bあるいはcに比べ、固相物質の充填が密となり、クラック状構造による面状孔隙がわずかに認められた。

耕起砕土2ヵ月後(造成1年目)の上部層(写真e)では、表土戻し直後に比べ、クラック状構造による面状孔隙が増加し、軟粒状構造もわずかに認められたが、未耕地のA層やB層に比べ複雑な形の孔隙量は少なかった。この時の下部層の微細構造(写真f)は表土戻し直後と同様に固相物質の充填が密であり、クラック状構造による面状孔隙のみがわずかに存在した。これらは、上述のように最初の耕起砕土により上部層の粗孔隙だけが回復し、下部層の粗孔隙および上部層と下部層の易有効水分孔隙が回復しなかったことと一致し、微細構造は土壌物理性、特に孔隙分布と密接に関連していた。1度の耕起

表-2 未攪乱土および練返し土の最終間隙比と土壌構造発達係数

Table 2 Final void ratios of undisturbed and remolded soils and coefficients of soil structural development.

項目	未耕地		表土戻し直後の表土扱い層
	A層	B層	
最終間隙比	未攪乱土 A 2.32	2.12	0.97
	練返し土 B 1.17	1.07	0.86
構造発達係数	A/B 1.98	1.98	1.13

砕土で回復しなかった易有効水分孔隙の回復過程を微細構造の観点から解明することは、圧縮された土層の回復対策を検討するための今後の課題である。

## 2. 機能不良を呈する暗渠排水戻し土の性状(石渡ら, 1992; 石渡ら, 1993)

北海道は寒冷で農耕期間が短いため、春先の速やかな地温上昇と融雪・降雨後の適期農作業の確保が重要である。このため、水田だけでなく排水不良な畑圃場にも暗渠排水が施工される。しかし、暗渠が施工された圃場でも、融雪・降雨後に暗渠排水の直上で滞水し排水不良を呈することがある。そこで、暗渠排水機能が低下したと農家から判断された8圃場(表-3)で、暗渠排水戻し

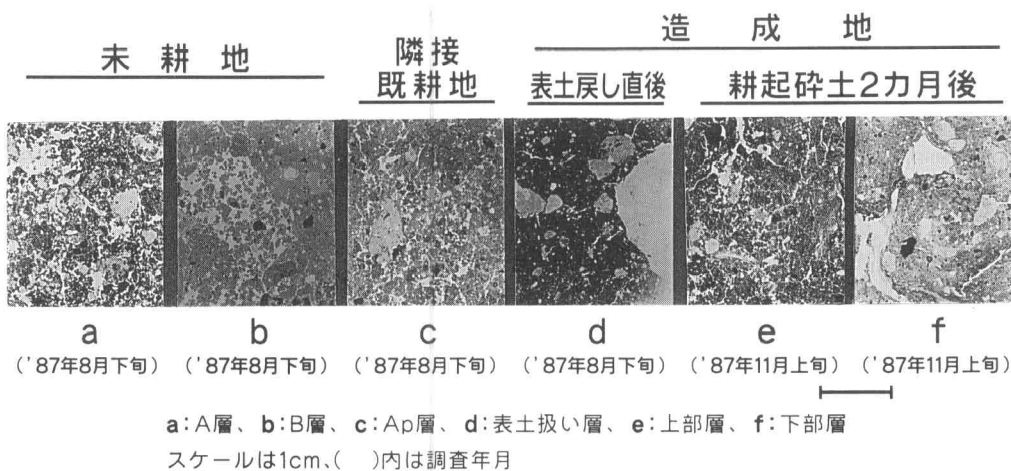


写真-1 未耕地と改良山成工造成地の土壌微細構造

Photo 1 Soil micro-morphologies of virgin field and reclaimed field.

表-3 暗渠の調査圃場の概要  
Table 3 Outlines of surveyed fields of the tube drains.

圃場 No.	利用状況	暗渠埋設後年数	掘削*機械	畑転換後年数	土 壤 名	土性(国際法)作土/下層土
1	転換畑	12	B	2	疑似グライ土	LiC/HC
2	転換畑	13	B	5	グライ台地土	LiC/LiC
3	転換畑	13	B	1	グライ台地土	LiC/LiC
4	転換畑	17	T	3	灰色低地土	HC/HC
5	水田	17	T	—	グライ低地土	HC/SiC
6	水田	13	B	—	グライ台地土	LiC/LiC
7	畑	1	B	—	疑似グライ土	LiC/LiC
8	畑	1	B	—	疑似グライ土	LiC/LiC

\* B: バックホー, T: トレンチャー

部の性状を、それに隣接し暗渠が敷設されていない未攪乱部を対照として調査した。両部の土層は模式的に図-2に示すように、圃場 No. 4 を除き、それぞれが上部と下部に2分された。

ア) 埋戻し部の物理的性状

埋戻し部の容積重と孔隙分布を未攪乱部の値とともに図-3と図-4に示した。未攪乱部の容積重は、グライ層である圃場 No. 6の最下層を除き、下層ほど大きかったが、埋戻し部では下部の容積重が上部よりも小さかった。このため、埋戻し下部の容積重は未攪乱下部よりも明らかに小さかった。水はけに寄与する粗孔隙量は埋戻し部で  $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  以下と小さい傾向にあり、これらの土層で透水係数が低かったと一致する。一方、水はけに寄与しない中孔隙 (pF: 1.8-4.2) 量および細孔隙 (pF: 4.2以上) 量は埋戻し下部で未攪乱部よりも多かった。

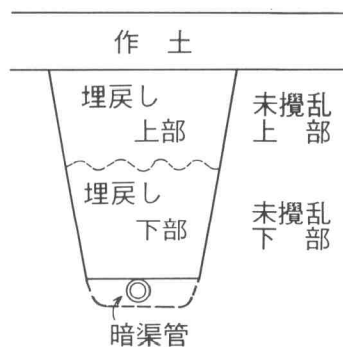


図-2 暗渠排水近傍の土層状態模式図

Fig. 2 Schematic soil layers near the tube drainages.

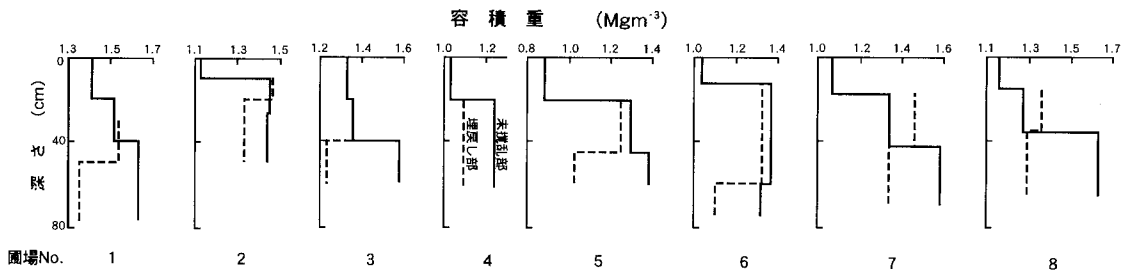


図-3 暗渠排水の未攪乱部および埋戻し部の容積重

Fig. 3 Bulk density profiles of undisturbed and backfilled parts at the tube drainages.

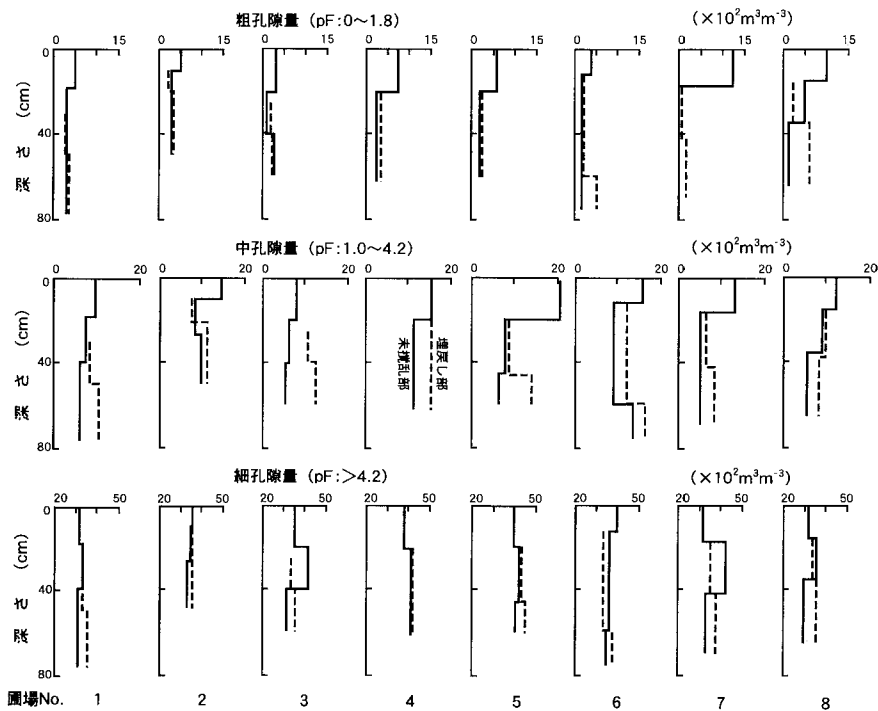


図-4 暗渠排水の未攪乱部および埋戻し部の孔隙分布

Fig. 4 Pore-size distribution profiles of undisturbed and backfilled parts at the tube drainages.

イ) 埋戻し部の活性 2 価鉄含量

No. 1~6 圃場での活性 2 価鉄含量を図-5 に示した。圃場 No. 4 を除き、未攪乱部よりも埋戻し部で、また、埋戻し上部よりも埋戻し下部で 2 価鉄含量が高かった。水が集まり、湿潤な状態にある埋戻し下部で還元・グライ化が進行したと考えられる。

ウ) 混合割合から算出した埋戻し部の容積重

埋戻し上部と埋戻し下部はそれぞれ、作土、未攪乱上部および未攪乱下部の混合物から構成される。そこで、

各々の腐植含量と粘土含量を用いて、埋戻し上部と埋戻し下部での作土、未攪乱上部および未攪乱下部の混合割合を算出し、その混合割合とそれぞれの容積重を用いて、埋戻し上部と埋戻し下部の容積重を計算し、実測値と共に表-4 に示した。8 圃場の中でばらつきはあるが、埋戻し上部の計算値と実測値がほぼ等しく、その比率はほぼ 1 であった。一方、埋戻し下部では実測値が計算値よりも小さく、その比率の平均は 0.9 であった。すなわち、埋戻し下部は作土、未攪乱上部あるいは未攪乱下部

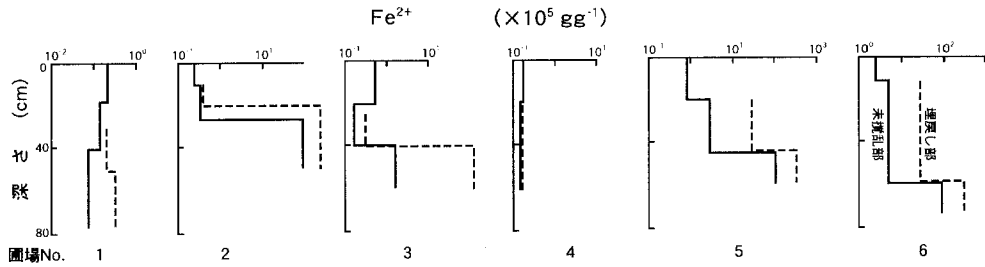


図-5 暗渠排水の未攪乱部および埋戻し部の2価鉄含量

Fig. 5 Ferrous iron content profiles of undisturbed and backfilled parts at the tube drainages.

表-4 暗渠埋戻し部の容積重の計算値と実測値 (Mg m<sup>-3</sup>)

Table 4 Measured and calculated bulk densities of backfilled part at the tube drains. (Mg m<sup>-3</sup>)

圃場 No.	埋戻し上部			埋戻し下部		
	計算値 A	実測値 B	比 B/A	計算値 C	実測値 D	比 D/C
1	1.59	1.53	0.96	1.58	1.35	0.85
2	1.40	1.47	1.05	1.41	1.34	0.95
3	1.37	1.36	0.99	1.33	1.23	0.92
4	1.16	1.09	0.94	1.16	1.09	0.94
5	1.26	1.25	0.99	1.16	1.02	0.88
6	1.31	1.33	1.02	1.22	1.10	0.90
7	1.39	1.46	1.05	1.33	1.33	1.00
8	1.37	1.37	1.00	1.52	1.30	0.86
平均	1.36	1.36	1.00	1.34	1.22	0.91

表-5 暗渠埋戻し下部の細孔隙量の実測値と計算値 (cm<sup>3</sup> g<sup>-1</sup>)

Table 5 Measured and calculated fine-size pore volumes of lower backfilled part in tube drains. (cm<sup>3</sup> g<sup>-1</sup>)

圃場 No.	1	2	3	4	5	6	7	8
実測値	0.27	0.27	0.30	0.39	0.45	0.34	0.28	0.27
計算値	0.23	0.27	0.27	0.35	0.39	0.32	0.28	0.21

の混合物を約1割ほど膨軟にした状態にあった。

エ) 混合割合から算出した埋戻し下部の細孔隙量

圧縮あるいは耕起碎土などの物理力によって、乾土当たりの粗孔隙量や易有効水分孔隙量は変化するが、細孔隙量は殆ど変化しないものと考えられる。上記の容積重の計算値と同様に、先の混合割合を用いて埋戻し下部での乾土当たりの細孔隙量を算出し、表-5に実測値とも

表-6 埋戻し下部の土壌構造安定度指標

Table 6 Soil Structural stability indices at the lower backfilled parts of the tube drains.

圃場 No.	1	2	3	4	5	6	7	8
未攪乱部	0.78	0.65	0.79	0.71	1.00	0.56	0.93	1.03
埋戻し部	0.44	0.60	0.67	0.62	0.40	0.50	0.71	0.89

に示した。全圃場で実測値が計算値よりも大きく、容積重の小さな埋戻し下部では還元・グライ化などの化学的变化とともに、土壌が膨潤し、細孔隙量が増加したと推論される。

オ) 埋戻し下部の土壌構造安定度指標

土壌硬度は土壌水分により大きく変化するが、土壌構造安定度指標(塑性限界水分量のpF 1.8水分量による商)はこの水分の影響を消去し、外部からの作用に対する構造の安定度を示すもの(久保田徹, 1983; Boekel and Peerlkamp, 1956)とされる。埋戻し下部の土壌構造安定度指標を未攪乱下部の値とともに表-6に示した。埋戻し下部の値は未攪乱下部よりも明らかに小さく、埋戻し下部は変形し易く不安定な状態にあった。

カ) 埋戻し部の性状変化の方向性

上記に基づき、排水不良を呈する暗渠埋戻し土の模式的な物理的性状を未攪乱土の性状とともに図-6に整理した。埋戻し上部は透水性の低い未攪乱上部とほぼ同じ容積重、粗孔隙量、中孔隙量および細孔隙量であり、埋戻し工事やその後の営農機械の走行によりこの部分が未攪乱部と同等に圧縮され透水不良化していた。一方、埋戻し下部は膨軟な埋戻しがなされ、埋戻し直後には埋戻し土の上塊間に多くの粗孔隙が存在した。しかし、その後の還元・グライ化や膨潤などにより、埋戻し土塊が崩壊し、水はけに寄与する粗孔隙が中孔隙や細孔隙に変化し、透水性が低下したものと考えられる。埋戻し上部および埋戻し下部の粗孔隙量はともに少なく、透水不良で

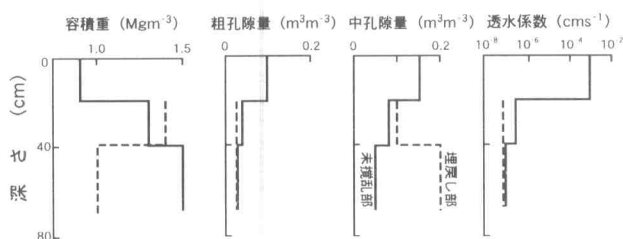


図-6 排水不良な埋戻し部の性状模式図

Fig. 6 Schematic properties of malfunctioned backfilled parts at the tube drainages.

あったが、その原因は異なった。

埋戻し土の物理的性状は、それが由来する土層とは異なったので、これらの土層の微細構造も大きく異なったものと考えられる。埋戻し部での微細構造の変化を明らかにすることは、排水機能低下の対策を検討するために重要な課題である。

### 3. 耕地化に伴う泥炭層の変化 (沖田・石渡, 1993)

北海道では石狩川流域、釧路川流域およびサロベツ川流域などに泥炭地が広く分布し、現在約9.8万haの泥炭地が耕地化されている(橋本, 1993)。地下水位が高い泥炭地を耕地とするには排水が不可欠である。しかし、排水・地下水位の低下に伴い、水中に存在した泥炭層が浮力を失うだけでなく、農地造成作業や農作業による荷重によって、泥炭層が脱水収縮し、密度の増加を伴った沈下を生じる。また、泥炭層内に空気が侵入し酸化的な環境になり、有機物からなる泥炭自体の腐朽分解も生じ、沈下が一層促進される(宮地ら, 1995)。このような泥炭地の沈下に関する知見は集積されてきた(村山, 1997)が、耕地化後の根圏となり、圃場の物質収支において重要な役割を果たす表層の泥炭層自体の理化学的变化に関する情報は少ない(近藤ら, 1997; 筒木・近藤, 1997; Silins and Rothwell, 1998)。そこで、造成3年後と16年後の中間泥炭土からなる圃場(以下、3年圃場および16年圃場という)で、泥炭層の理化学性を調査した。なお、両圃場とも鉍質土が置土されており、その層厚は3年圃場で10cm強、16年圃場で10cm弱であった。造成前の土壌調査(北海道開発局, 1972)によると、約3km離れた両地点は同一の土壌区に区分され、造成前はほぼ同一の土壌性状を有したものと推定される。

#### ア) 泥炭層の微細構造

両圃場で、客土層の直下に存在し造成による攪乱を受けていない泥炭層(O1)の水平方向と垂直方向の微細構造を写真-2に示した。3年圃場の水平断面(写真a)では

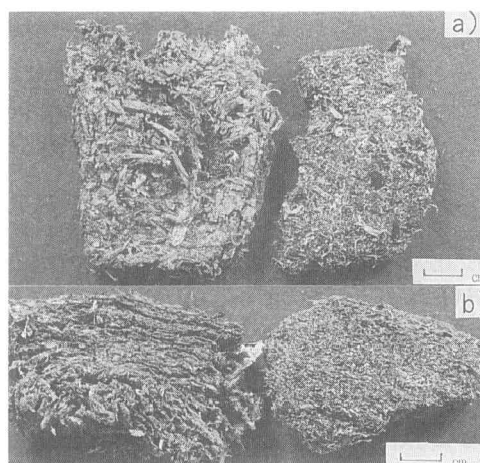


写真-2 造成後の経過年数の異なる泥炭層の水平断面(a)と垂直断面(b)  
(左:造成3年後, 右:造成16年後)

Photo 2 Horizontal (a) and vertical (b) sections of peat layer at different fields which had been reclaimed 3 years and 16 years before.  
(Left: 3 years after reclamation. Right: 16 years after reclamation)

植生の組織全体が押し潰された状態で認められるが、16年圃場では、シュロ毛の繊維のようなものが多くなり、中に黒い樹脂が認められる。3年圃場の垂直断面ではボール紙を重ねたような累層状態が認められるが、16年圃場の垂直断面では累層状態は明瞭でなく、黒い樹脂が点在している(写真b)。このように両圃場の泥炭層の構造はまったく異なり、排水による脱水収縮だけでなく、泥炭自体の腐朽・分解による有機物組成の変化も経年的に生じたと考えられる。

#### イ) 容積重と孔隙分布

O1層とその下部の泥炭層(O2層)の容積重と孔隙分布を図-7に示した。16年圃場のO1層では3年圃場の

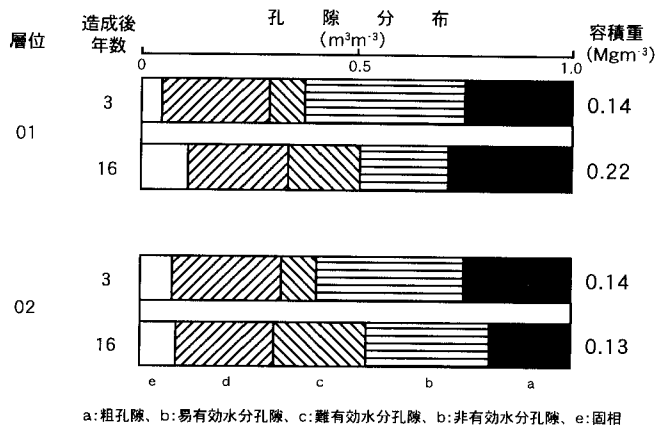


図-7 造成後の経過年数の異なる泥炭土層の容積重と孔隙分布

Fig. 7 Bulk density and pore-size distribution of peat layer at different fields which had been reclaimed 3 years and 16 years before.

ものに比べ、容積重と固相率が増加するだけでなく、粗孔隙量も増加し、易有効水分孔隙量が減少した。このような変化は泥炭層の脱水収縮とともに有機物の変質を伴った構造変化が生じたことを示唆している。しかし、このような変化の方向性とそ作物生育に及ぼす影響は明らかにされていない。したがって、泥炭耕地の持続的保全を図るためにも、地盤沈下対策だけでなく、泥炭層の物理性や微細構造の変化の方向性を体系的に解明することが必要である。

### おわりに

農地の造成・整備作業により土壌の物理性と微細構造はその時だけでなく、その後もほぼ対応した変化を受け、作物培地として不適な性状を有する場合もあった。したがって、様々な要因による土壌物理性と微細構造の変化を関連付けて解明することは、土壌の物理的劣化の未然防止あるいは劣化後の改善対策の確立にも重要と考えられ、今後に残された課題である。

### 文 献

- Boekel, P and Peerlkamp, P.K. (1956) : Soil Consistency as a factor determining the soil structure of clay soil. *Neth. J. Agric. Sci.*, 4 : 122~125.
- 橋本 均 (1993) : 北海道の耕地土壌の Q&A, 北農, 60 : 148-160.
- 北海道開発局 (1972) : 国営農地開発事業サロベツ第1地区土壌調査報告書, p. 1~80.
- 石渡輝夫・斉藤万之助 (1989) : 北海道における国営農

地造成地の土地条件と今後の課題, 農上誌, 57 : 16~26.

石渡輝夫・横濱充宏・斉藤万之助 (1992) : 重粘土地における暗渠埋戻し土の性状と埋戻し処理のあり方, 農上誌, 60 : 1~3.

石渡輝夫・斉藤万之助 (1992) : 改良山成土で造成した畑土壌の性状, 土肥誌, 63 : 669~676.

石渡輝夫・横堀 将・松田 豊・辻 修 (1993) : 暗渠排水の機能促進のための埋戻し処理について, 農業技術, 48 : 300~303.

Ishiwata, T., Okita, Y., Shishido, N. and Saito, M. (1996) : Changes in soil physical properties of four different soils during and after upland reclamation that involved grading. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 42 : 573~586.

近藤錬三・筒木 潔・森 隆一 (1997) : 泥炭地の乾燥化と植生変化に伴う泥炭分解度指標の変化, 土肥誌, 68 : 527~535.

久保田徹 (1983) : 重粘土転換畑における易耕性の評価, 一塑性限界と pF 1.8-含水比の関係一, 土肥誌, 48 : 38~43.

久馬一剛・八木久義訳監修 (1989) : 土壌薄片記載ハンドブック p. 65~68. 東京, 博友社.

宮地直道・神山和則・大塚絃雄・粕淵辰昭 (1995) : 美唄泥炭地における地盤沈下, 土肥誌, 66 : 465~473.

村山重俊 (1997) : 泥炭低湿地の農業開発と土壌変化, 地表面沈下, 環境影響, 土の環境圏, p. 1357~1364. 東京, フジテクノシステム.



- 沖田良隆・石渡輝夫 (1993) : 置土された泥炭草地の理化学性および撥水性, 土肥学会講演要旨集, **39** : 113.
- Silins, U and Rothwell, R.L.(1998) : Forest peat-land drainage and subsidence affect soil water retention and transport properties in an Alberta peat-land. Soil Sci. Soc. Am. J., **62** : 1048-1056.
- 筒木 潔・近藤鍊三 (1997) : 泥炭地の乾燥化と植生変化に伴うフェノール性化合物組成の変化, 土肥誌, **68** : 536~543.
- 矢沢正士・前田 隆 (1982) : 非火山性土壌の不攪乱試料の収縮挙動と土壌構造の関係について, 一粘土質土壌の理工学性と土壌構造に関する研究 (I)一, 農土論集, **101** : 33~45.

受稿年月日: 1998年 8月 24日

受理年月日: 1999年 11月 26日

# TRIME<sup>®</sup>-SYSTEM



画期的なTDR(Time Domain Reflectometry)の原理による革新的な水分計システム——ドイツ ゲットインゲン大学との森林エコロジシステム、IFUとの大気環境システム、カールスルーエ大学とのTDR技術開発など産学官協同研究により、開発され公的機関の実証を経て、製品化されました。すでに欧州を中心に数百台の納入実績があります。〈操作は簡単かつメンテナンス・フリーです〉



(TRIME-FM携帯型水分計と各種プローブ)

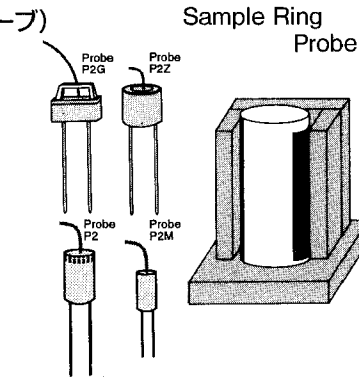
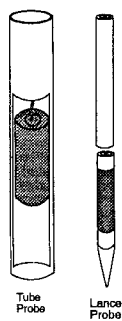
## ●特長

- 1)迅速、非破壊の含水測定が可能で、サンプルを採取せずに連続計測が出来る。
- 2)測定時間、通常数秒〜12秒と高速
- 3)これまでの方法では測定が困難なクリティカルな物質にも適用
- 4)被測定物質に影響を及ぼしたり、破壊することがない
- 5)多様なプローブ寸法と形が用意されており、各種の物質に適応可能
- 6)現場設置用システムのモジュールによる対応

## ●使用分野

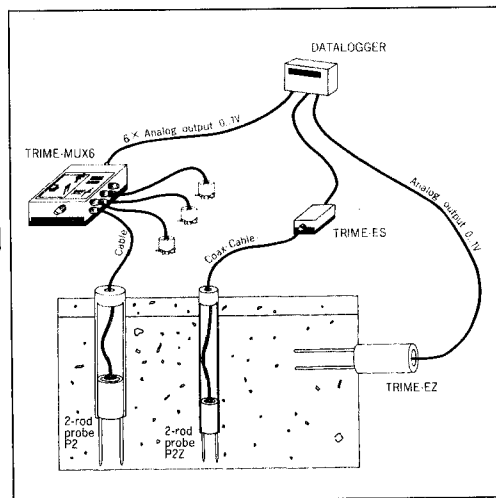
土壌、ケミカル物質、粉体、食料品、スラッジ、乳状液、穀物また、水による自然災害の常時モニター、予知、貯水池、ダム水門、造成地、廃棄物処理場等の構造物や土壌中の含水量のモニター、あるいは森林、水源地帯や農業計画の一環としての含水測定、モニターなど

### (P3型各種プローブ)



### (標準P2型各種プローブ)

☆当社主力製品「ケミルミネッセンスアナライザー<sup>®</sup>」(極微弱化学発光分析装置)は国内外で使用され、その応用分野も広がっています。また、地質探査用3軸AEゾンデ検出装置などユニークな製品も製作、販売しています。



現場設置用アナログシステム構築例



## 東北電子産業株式会社

東京支店 〒211 川崎市中原区新丸子東2-897 ラポール新丸子207  
応用計測機器グループ TEL(044)411-1263(代) FAX(044)411-1839

利府事業所 〒981-01 宮城県利府町しらかし台6-6-6  
工場営業部 TEL(022)356-6111(代) FAX(022)356-6120

## 軟弱地盤と水田の価値

笛木 伸彦\*

平坦で広い水田地帯を車で走り、国道をはずれて市町道あるいは農道のたぐいに入ると、たいがい車の揺れがひどく、時にはかなりの高低差があって車内の天井に何度か頭をぶつける。車を降りて足元のアスファルトを見ると、至る所にヒビが入っている。雨上がりなどは大きな水たまりを見ることがある。目線を足元から周囲に広げてみると、鉛直に立てられたはずの電柱が傾き、ひどい場合には電線がすっかり垂れ下がっている。この風景は別に震災後というわけではなく、水田地帯にはありふれた光景である。こうなってしまうのは、広大な水田地帯はたいがい沖積平野や盆地上の「軟弱地盤」に立地しているからである。

軟弱地盤とは、土木構造物の基礎としての地盤が軟弱で、すべり破壊や沈下などの支障の発生しやすいものの総称であり、未固結の軟らかい粘土や緩い砂、泥炭、黒泥などから成る<sup>1)</sup>。先に述べた光景は、地盤が軟弱であるために簡易に設けた道路は沈下・変形し、浅く打ち込んだ電柱は傾いた、という結果である。

水田地帯における鉄道在来線や旧国道などは、後背湿地などの軟弱な地盤を巧みに避け、局在する小丘陵の縁や小高い自然堤防上に建設されてきた。また家屋も、多少歴史を感じるものはたいがい小丘陵の中腹～縁あるいはやや小高い自然堤防上にある<sup>2)</sup>。この傾向は地形図上からも判読でき、ボーリング調査を実施する際には地層分布の手懸かりとして大いに役に立つ。このように、軟弱地盤の悪い土地は開発せずに水田として利用し、一方地盤はよいが水田には向かない土地は構造物の基礎地盤か、あるいは畑地か樹園地などとして利用されている。これまでの土木技術と土地生産性の兼ね合いから生じた結果であろうが、それでも、なんと合理的な土地利用法であろう、という感慨を持たずにはいられなかった。

しかし、近年プレローディング工法やサンドドレーン工法、ペーパードレーン工法などに代表される土木建設技術の進歩<sup>3)</sup>によって、軟弱な地盤を土木構造物の基礎地盤とすることが可能になり、現在急速な勢いで土木構造物が水田に侵入してきている。

地盤のよいところをルートとして選んだ国道はカーブが多く事故が起きやすいとの理由から、その道路線形性

を向上させるために水田地帯のど真ん中にルートを変更する事業や、都市近郊の水田地帯を供給過剰になりかねないほどの大規模住宅地として造成する事業など、土壌屋の私としては胸中複雑な思いのする仕事に何件か関わった。

事業の中での私の仕事は、ボーリングデータから地質断面図を作成し、それとともに堆積物の物性値を各種試験によって把握し、地層情報として提供することであった。ボーリング調査を実施する場所はたいがい水田上であり、当然その所有者を調べて家まで挨拶に行き、許可を得てから調査に入る。調査の対象となる水田が事業主によって近い将来買収されることを所有者は知っている。それでも所有者は、たいがい快く調査を許可してくれた。だが、中には私を「招かれざる客」として門前払いにする方がいた。「じまから受けついでんだ、売り渡せねえ。」と言い、当然許可など頂けない。しかし仕事を請け負った以上はボーリングをせねばならず、その所有者から許可を頂くまで2度、3度と通い詰める。するとだんだんこちらの誠意が伝わって、とりあえずボーリング調査の許可を頂いた。「御協力感謝します。」と丁寧に挨拶をして引き下がろうとしたとき、意外な発言を浴びせられた。「ところでボーリング屋さん、ウチの田んぼいくらで売れっぺか？」と、まるで態度を豹変させた。「私はただのボーリング業者ですからそこまでは分かりません。」とその場をしのいだが、後で考えるとこれが水田所有者の本音であろう、と思った。

現在の我が国は、先進諸国に類例を見ないほど食糧自給率が低く、世界最大の食糧輸入国であるにもかかわらず、米に関しては生産調整(減反)を実施せざるを得ないほどの国内供給力を持つ、という矛盾を抱えている。このような国内情勢の中では、余剰水田を社会資本整備の一環として転換・再利用することは合理的だ、という解釈も成り立つかもしれない。しかし、減反の対象となっている水田とはいえ、見通しの甘い公共事業のために、食糧生産と環境保全の両立が可能といわれる水田<sup>4)</sup>が潰されていく様は決して気持ちのよいものではなかった。

米の生産余剰を解消する方法は減反しかないのだろうか。むしろ、日本の水田の生産能力を積極的に活かすべ

\*北海道立中央農試 〒069-1300北海道夕張郡長沼町東6線北15

きだとする視点から、日本と中国、朝鮮半島、台湾を合わせた地域として米の需給調整を行えば、生産余剰は解消されるか、むしろ不足するくらいであって、「東アジア・ジャポニカ圏」として米の生産・流通を考えていけばよい、という構想も提案されている<sup>5)</sup>。

これは近い将来に予測されている世界的な食糧不足に日本が少なからず貢献できるという可能性をも示唆しており、極めて重要な提案であろう。小生は、この提案のように、日本の米そして農地、水田のあり方についてもっと真剣に、もっと前向きな議論が、政策立案者、行政者、研究者においてはもちろん、生産者、消費者にいたる多くの人々によって活発に行われることを強く望む。

21世紀には世界的な食糧不足が予測されている中に

あって、先人達が食糧生産の場としてより良い立地条件を求めて築いてきた「最も持続可能な農地」といわれる水田を、その意義が不確かなインフラ整備の犠牲にしているはずはないのである。

#### 引 用 文 献

- 1) 地学事典 (1970): 平凡社.
- 2) 土質断面図の読み方と作り方 (1985): 地盤工学会.
- 3) 道路土工軟弱地盤対策工指針 (1986): 日本道路協会.
- 4) 上の自然史—食料・生命・環境— (1998): 北海道大学図書刊行会.
- 5) 食糧破局 (1996): レスター・R・ブラウン著, 今村奈良臣訳, ダイアモンド社.

## 根の事典

根の事典編集委員会編

朝倉書店 1998年刊

A5版 456ページ ¥14,000(本体)

本書は、1994年に、根研究会(Japanese Society for Root Research: JSRR)が発行した「根ハンドブック」をもとに、「さらに研究者向けの参考書を」という希望にこたえて発行された。これまでの「根ハンドブック」は、1項目について見開き2ページの簡単な解説を書いたものであったが、今回の「根の事典」は、その内容を詳細にしたものである。編者が「序」で記しているように、根の観察や測定には多くの時間と労力が必要なため、茎葉部に比べると研究面でも立ち遅れていた。しかしながら、植物の根は体を支え、生育に必要な水分や養分を吸収するという重要な役割を果たしているだけでなく、植物ホルモンや有用物質を生産したり、土壌中に物質を分泌することを通じて微生物との共生関係を保つなど、多彩な活動を行っていることから、植物それ自身の生育というまでもなく、土壌を含む生態系全体の構造や機能を理解する上でも、根を知ることは重要である。

根研究会は、根と根を取り巻く環境に関する研究をさらに発展させるため、1992年に横断的な連絡組織として発足した。今回は、研究会会員を中心に植物形態学、植物生理学、植物生態学、分子生物学、遺伝学、育種学、作物学、園芸学、林学、土壌肥科学、農業工学、農業気象学などの研究者が執筆し、本書の発行に至った。

本書は、10章に分かれ、その内容は、「根の形態と発育」・「根の屈性と伸長方向」・「根系の形成」・「根の生育とコミュニケーション」・「根の遺伝的変異」・「根と土壌環境」・「根と栽培管理」・「根と根圏環境」・「根の生理作用と機能」・「根の研究方法」となっている。各項ごとに引用文献が掲載されており「読む事典」として利用できるとともに、索引が充実していることから「引く事典」としても大いに利用されると考えられる。

農学において、土壌を研究対象にするものにとって、植物の根は、土壌そのものと同様に重要なものである。しかしながら、生物として根をとらえた場合、その生理生態は複雑で、精細な調査が敬遠されがちである。本書は、根に関して様々な視点から、その特性をまとめたものであり、研究手法も含め、根の研究に取りかかるために適した入門書としても位置づけられるであろう。

特に、土壌環境と根の生育に関しては、本書に書かれている項目以上に、数多くの定量化した情報が必要と考えられる。土壌と根の関係をいかに有機的に解明していくか、本研究会に求められている学術的な要請は大きいものと考えられる。

平野 繁(東京農業大学農学部)

## 環境アグロ情報ハンドブック

## —環境と農の接点—

山口武則・山川修治・大浦典子 著

古今書院 1998年発行

A5版 258ページ 3,800円

ここ数年、省力的、低コストと言った生産性を意識したキーワードと環境にやさしい、持続型など環境面のキーワードが新聞紙上や書籍に多く登場している。この本を手にし、まず目についたのがサブタイトルの「環境と農の接点」であった。私ごとだが、営農に直結した応用研究の場では、水稻栽培では省力、低コストの代表である直播栽培にも農薬や化学肥料の減量が求められている立場の者として、興味あるサブタイトルであった。

1991年度のシステム農学会のシンポジウムテーマ「地球にやさしい農業」が動機付けとなり、「地球にやさしい」という観念に「永続的な農業」の観念を加え執筆され、環境と農業の接点を追究する主旨でこのサブタイトルがついたようである。さらに著者は、研究者だけでなく、生産者、行政など各分野の読者を意識し執筆したと述べており、各分野の方々に一読いただいた後、この接点の論議を進めたいとの考えと理解した。

著者らは「はじめに」の中で、気象変動や異常気象の影響が農業へ及んできており、世界的な人口増加に伴う食糧危機を回避するためには安定的に食料を生産・供給・備蓄する農業技術の開発が急務であるとしている。そして将来に向けて、今日行われている農業を見直し、伝統的な農法の長所や環境保全の先進国で開発された技術を利用した地球環境に負荷のかからない持続的農業の必要性を述べている。

本書の目次構成は以下のようである。

- 序章 わが国の農業
- 第I章 作付体系・土地管理
- 第II章 資材の有効利用
- 第III章 肥料・農薬・土壌改良材
- 第IV章 生態系の利用
- 第V章 地下水・雪の利用
- 第VI章 育種・ハイテク栽培

第VII章 農機具・輸送の改善

第VIII章 エネルギー

第IX章 気象災害・環境劣化対策

第X章 リモートセンシングと気象情報の活用

巻末に本文中に出てくる用語の索引があり、さらに本文で説明不足となっている用語については※印で解説の語句であることが示されている。さらに情報を得たい読者には、本文で扱った内容の参考文献が章ごとに整理されており、本書利用の便宜が図られている。目次構成に基づいて50項目の技術情報が紹介されているが、「落ち葉の利用」といった古典的な農業の見直しから「リモートセンシングによる土地情報の活用」まで幅広い内容が写真入りで、1項目2~4ページで解説され、関連情報が→印で示されている。編集に当たっては、学術雑誌に限らず新聞記事も情報源とし、さらには改良普及員や農家を対象に行ったアンケート結果も参考にし取りまとめられおり、読み易さを重視したものになっている。

もう一点、各章の情報項目と併せて49のトピックスが盛り込まれている。トピックスは、情報項目に関連したものが掲載され、情報項目の文中には関連トピックスの指示が、トピックスの文中には解説項目の指示がなされ著者、編集者のご努力が伺える。

この本は、気象変動にさらされている今の農業を何とかしなければ、そして生態系と調和した農業を目指したいという著者等の思いが強く感じられる。しかし、情報項目の内容が、農家の実践例から営農の実践場面とは離れたものまであり、幅広くなり過ぎていく気がする。それは、農業に関わる多分野の読者を想定したためかもしれない。とりあえず、読者が興味を持ったページをまず開き、関連トピックスや→、☆、※を辿って読み進むと理解し易いのではないだろうか。

在原克之（千葉県農業試験場）

## 1. 第8回編集委員会報告

開催日：1999年2月18日

会場：農業環境技術研究所

議事：

- (1) 第81号の掲載原稿の確認
- (2) 第82号の原稿および編集方針
- (3) 「土壌の物理性」英語名の改訂について  
2年間の検討の末、編集委員会で“Journal of Soil Physics”が提案された。次回評議員会での審議および総会での承認を受けることになった。
- (4) 「土壌の物理性」A4判化について  
上記(3)およびA4判化に関する「お知らせ」を第81号に載せ、会員からの意見等と呼びかけることにした。
- (5) 次期編集委員会体制について
- (6) その他

## 2. 次期事務局体制(1999.4.1~)について(予告)

1999年度から「土壌物理研究会」を「土壌物理学会」と名称変更するとともに、事務手続き等の円滑化のため、しばらくの間継続的に運営する事務局を「日本大学

生物資源科学部」に置くことになりました。'99年度は土壌物理研究会発足40周年にあたり、改訂用語辞典の発行等の事業も控えています。現在、旧事務局から新事務局へバトンタッチする作業を進めており、日本学術会議および関連学協会へも新年度より変更の連絡をいたします。

新事務局構成および新編集委員会等につきましては、本会誌第82号に掲載予定です。

事務局変更期間中は、郵便局振替口座および銀行口座は当分の間「従来とおり」といたします。原稿等は下記事務局(仮)あてご投稿下さい。

振替口座 00150-2-17794

銀行口座 さくら銀行世田谷通支店(店番号199)

普通 6367846 「土壌物理研究会」

Email dojo@nodai.ac.jp

事務局(仮) 日本大学生物資源科学部

生物環境工学科(河野 英一 気付)

〒252-8510 藤沢市亀井野 1866

Tel. 0466-84-3696 Fax. 0466-80-1103

## —編集後記—

今期、14年ぶりに「土壌の物理性」編集のお手伝いをさせていただいた。前回と今回とで状況に大きく変わったことと変わっていないことがあると思う。

変わったことは、年間3号発行になったことと、パソコンを使って原稿を作成することがあたりまえになったことである。3号化では結局英文号は設けないことになったが、近年の投稿の増加に代えて掲載までの期間短縮につなげられ、定時発行に近づけることができた。具体的には、閲読完了から発行までの期間が平均3.5ヶ月になっている。また、英文報文がほぼ毎号にできるようになった。パソコンのワープロや表計算、作図ソフトによって原稿作成の能率が著しく向上したことは言うまでもない。プリントした図はそのまま版下に使え、ファイルで出稿することによって印刷での誤植も減った。電子メールは学会活動にとって極めて有効な連絡手段であり、離れていても情報の共有化をすすめることができる。溝口 勝さんのご協力によって各種資料をホーム

ページに公開することができた(79号参照)。しかし、会のホームページを運営することは現体制の編集委員会としては荷が重いので、しかるべき担当をおくことを次期事務局に提案したい。

変わっていないことは、編集委員及び閲読を依頼した諸氏による真摯かつ熱心な閲読が行われていることである。投稿の増加により、閲読原稿数が増えたにもかかわらず、閲読を快く引き受けていただいた方々に改めて謝意を表する。適切な指摘によって原稿がより磨かれて印刷物となっていくことは、幹事として携わっていてもうれしいものである。また、会誌の「黄表紙」という愛称も定着したように感じる。

今年には研究会から学会への改名とともに、「土壌の物理性」やシンポジウムなどの活動が一層活発化していくことを願って、次期事務局に引き継ぎたい。2年間のご協力ありがとうございました。

<編集幹事 奥山武彦(農業工学研究所)>

### 土壌物理研究会

事務局構成	会 長	岩間 秀矩(農業環境技術研究所)
	副会長	河野 英一(日本大学)
	庶務幹事	長谷川周一(農業環境技術研究所) 成岡 市(岡山大学)
編集委員会	会計幹事	(財務担当) 坂西 研二(農業環境技術研究所) (会員担当) 中村 貴彦(東京農業大学)
	編集幹事	安中 武幸(山形大学農学部) 奥山 武彦(農業工学研究所)
	会計監査	足立 忠司(岡山大学) 増島 博(東京農業大学)
編集委員会	委員長	谷山 一郎(農業環境技術研究所)
	委員	在原 克之(千葉県農業試験場) 小林 政広(森林総合研究所)
		塩沢 昌(筑波大学) 東城 清秀(東京農工大学)
		中石 克也(茨城大学) 長野間 宏(秋田県農業試験場)
		西村 拓(東京農工大学) 平沢 正(東京農工大学)
		平野 繁(東京農業大学)
	補 佐	白戸 康人(農業環境技術研究所) 麓 多門(農業環境技術研究所)

土壌の物理性 第81号(会員配布) 1999年3月26日発行

#### 発行 土 壌 物 理 研 究 会

〒156-8502 東京都世田谷区桜丘1-1-1 東京農業大学農学部総合研究所内

電 話 03-5477-2340 FAX 03-5477-2634

E-mail dojo@nodai.ac.jp

振替口座 00150-2-17794

銀行口座 さくら銀行世田谷通支店(店番号199)

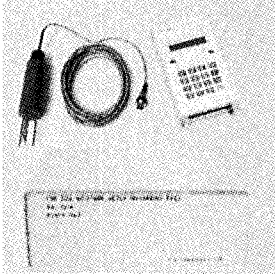
普通 6367846「土壌物理研究会」

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



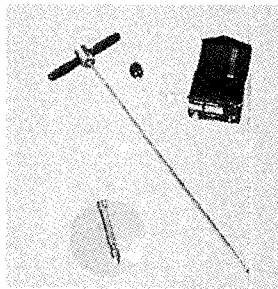
## DIK-321A FDR水分計 自記タイプ



本機はプローブ（水分センサ）、パワーユニット、データロガーからの構成からなり、土壌の体積含水率を長期間連続してデータを記録することができます。また電源の無い場所でもバッテリーにより長期間無電源でご使用頂けます。

## DIK-500A 土壌酸素計（携帯型）

土壌ガス調査用



深さ80cmまでの土壌中の酸素量を測定します。ガス採取管を測定する深さまで押し込み、その後少し引き上げ採取口を開きます。次に酸素測定器をガス採取管につなぎ付属のポンプを使って酸素を測定器に送り計測します。本器は土壌酸素の他、土壌中の汚染ガス調査にも最適です。

## DIK-100A ハンドオーガー

土壌汚染調査用



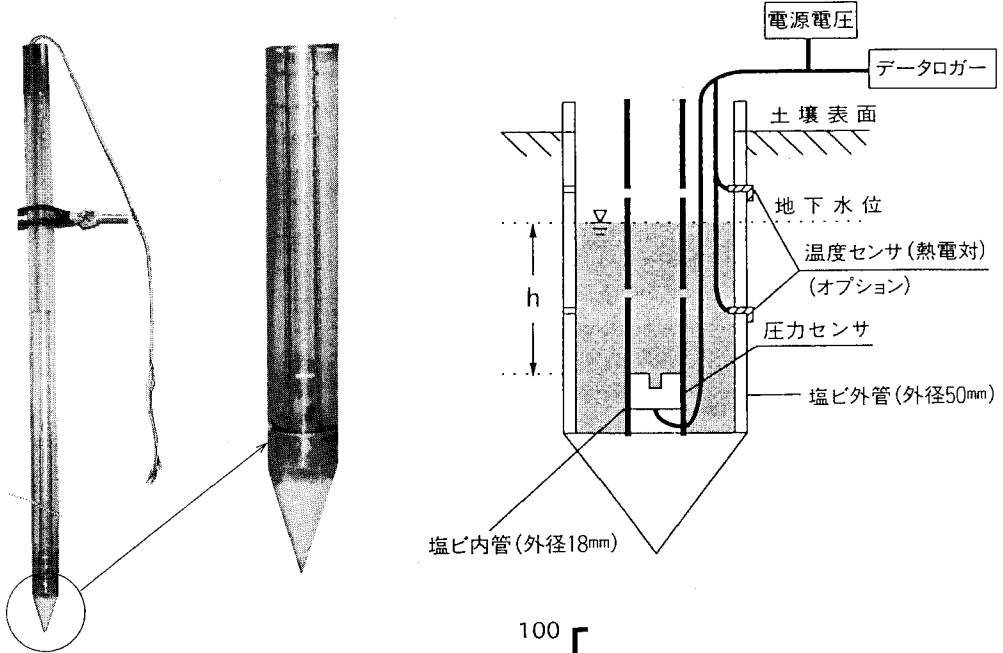
土壌の特長（例：砂質・粘土質・硬質・軟質）に合わせた各種類の刃先を用意しています。調査場所に合わせたオーガを使用する事が出来るので、簡単にサンプリングやボーリングが行えます。継柄を使用することにより5m～8m程度までの調査も行えます。

# 地下水の動きを迅速かつ容易に見る



## 圧力センサ式地下水位メータ (EN-GW-501)

### 1. 構成

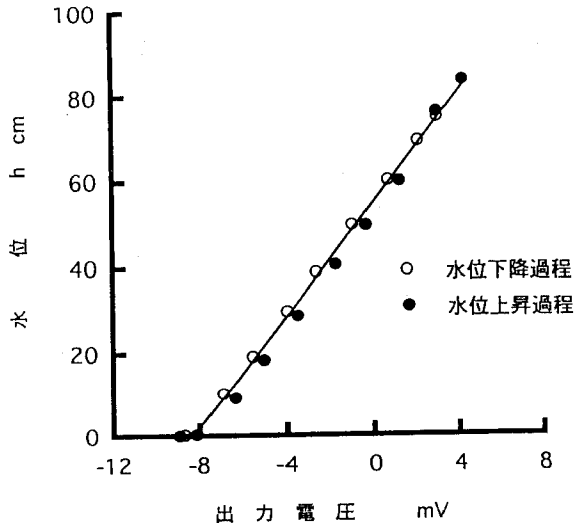


### 2. 圧力センサ (拡散型半導体圧力変換器)

- 1)仕様
- 定格圧力 0~ $9.81 \times 10^{-2}$ MPa (0~1000cmH<sub>2</sub>O)
  - 最大圧力 0.196MPa
  - 動作精度  $\pm 0.3\%$  FS (0~50°C)
  - ヒステリシス 定格圧力の1%以下
  - アナログ出力
    - オフセット電圧  $\pm 5$  mV (0 MPa)
    - スパン電圧 100 mV  $\pm 50$  mV
    - 駆動電流 1.5 [mA]

2)特性

圧力センサの出力電圧の初期値 (水位 0 cm) によらず水位と出力電圧は直線関係を保ち、ヒステリシスは非常に小さい (直線性/ヒステリシス= $\pm 0.3\%$ FS)



### 3. 地下水位メータ仕様

- 1)標準仕様
  - 外管・内管 1 m
  - 延長ケーブル 5 m
- 2)オプション
  - 外管・内管 1 m 以上
  - 電源装置 埋設用オーガー

## エンドウ理化

〒001 札幌市北区新琴似10条7丁目3-16  
 ☎ (011) 763-1088  
 FAX (011) 763-1667

## REGULATIONS OF RESEARCH ASSOCIATION OF SOIL PHYSICS

- I. The association is named Research Association of Soil Physics, Japan.
- II. The scope of the association is to promote research on soil physics and related areas and to transfer the knowledge into agricultural technology.
- III. The association serves the scientific community through following activities.
  - 1) Symposium, meetings and excursion.
  - 2) Publication of Soil Physical Condition and Plant Growth, Japan and other scientific books.
  - 3) Exchange of research and technology with internal and external organizations, and affiliation of related societies and groups.
  - 4) Other service to accomplish our scope.
- IV. Memberships of the association are regular, student, supporting and library.  
Membership application must be approved by the council.
- V. Memberships must pay following annual membership fee by the designated date.

Regular member	5,500 yen
Student member	3,000 yen
Supporting member	22,500 yen
Library member	7,000 yen (subscription fee)
Advertise rate	15,000 yen for supporting members
Advertise rate	22,500 yen for non-supporting members
- VI. The association has following boards. The term is two years and three consecutive terms is not allowed.  
Election of boards is specified separately.
  - 1) President and Vice president  
The council members nominate them from regular members.
  - 2) Council members
    - a. Fifteen members are elected from regular members by vote.
    - b. President assign members not more than three.
  - 3) Auditors  
Two auditors are nominated by the council members from the regular members.
  - 4) Secretaries  
President nominate a few Secretaries
- VII. The president must convene general assemblies and councils annually.
- VIII. The association constitute following committees.
  - 1) Election board  
Council members nominate the board members from regular members. The board of election oversees the election of coming council members.
  - 2) Editorial board  
Board members are nominated by the council from regular members. Editorial board edit the journal and other printed materials.
- IX. Expenses of the association is funded from the membership fees. A fiscal year starts on 1 April and ends 31 March.
- X. Operational rules of the association is specified separately.

Effective since 30 September 1996

## Instructions to Contributors

### 1. General Requirements

- 1.1 The author(s) of an article who is contributing as an individual must be a regular or student member of the Research Association of Soil Physics, Japan (RASPJ), except when a contribution is invited by the Editorial Committee on Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan (SPCPGJ).
- 1.2 Manuscripts (MSs) submitted as research papers or reports are referred to two reviewers, and other types of MS to one reviewer, to be selected by the Editorial Committee. Based on reviewer's approval, the Editorial Committee decides whether to accept a paper or report for publication.
- 1.3 Contributions are classified as follows and content should focus on soil physics and related subjects :
  - Original research.* Papers must not have been published previously nor submitted for publication elsewhere. The MS must be research-oriented and present an original, noteworthy academic contribution to soil physics fields.
  - Note.* This brief report presents new findings or improvements in experimental methods, etc.
  - Review.* This paper focuses on soil physics from a broad view point.
  - Miscellaneous.* This report is rewritten from an original MS for reference by soil physics study field.
  - Lecture.* This easy to understand commentary contributes to the understanding of soil physics or introduces new or improved research methods.
  - Others.* These articles include letters to the editor, readers columns and book reviews, for example.
- 1.4 One original and two copies of the MS be sent using the order form below. The author of a MS published in the SPCPGJ will receive 30 offprints free of charge. Additional copies can be ordered for a nominal price.

Date of submission :

Name of author(s), institution(s), and member of RASPJ or nonmember :

Author's name, address, phone, fax, and/or e-mail address concerning correspondence :

Type of contribution :

Title of MS :

Number of text pages :

Number of tables :

Number of figures :

Number of photographs :

Reprint order request : 30, 50, 100, 150, 200, or 300

Reviewer's comments in : English or Japanese.

- 1.5 The copyright of an article becomes the property of RASPJ after publication.

### 2. Preparation of MS

- 2.1 The MS must be typed double-spaced on A4-size forms (30×21 cm). A substantial margin should be left at both sides. Finalized MSs must be sent as text files on floppy disk.
- 2.2 The MS must not exceed 3,600 words (about 6 printed pages). No charges is made for publication within the range of pages allowed. ¥9,000 will be charged for each additional page. Extra charges for printing on special paper, (e.g., art paper) will be billed to the author.

### 3. Title, Authors and Keywords,

- 3.1 The MS title must be as brief as possible while still accurately identifying and describing contents.
- 3.2 The MS of first page must include a title, a name of author(s), and institution(s), institution address, an abstract of about 300 words, and keywords not including more than five words or phrases.

### 4. Text

- 4.1 The text must be separated under subtitles such as ; 1. Introduction, 2. Materials and Methods, 3. Results, 4. Discussion, and 5. Conclusion.

- 4.2 Words printed in Gothic, Italic, Greek, or other special script must be clearly indicated. Characters must be printed so as to indicate the difference between the letter 'x' and multiplication sign, the letter 'o' and zero, the minus sign and the dash, or hyphen, and small letter and subscript.
- 4.3 Spell out abbreviations or acronyms the first time they appear and enclose in parentheses, e.g., liquid limit (LL).
- 4.4 The Latin binomial or trinomial and authority must be used for plants, insects, animals, and microorganisms when first used in both the abstract and text.
- 4.5 The International System of Units (SI) must be used for all data whenever possible.
- 4.6 For each in-text reference, provide the author(s) and year in parentheses and separated by a comma, e.g., Cambell (1988) found that ~ or ~ (Kemper, 1996). Note that references for papers with only two authors mention both, separated by an ampersand '&', e.g., Bouma & Dekker (1978) ~ ; references for three or more authors state only the first author, followed by 'et al.'. Several references together are arranged chronologically, then alphabetically. More than one paper by the same author(s) in the same year are differentiated by adding 'a', 'b', etc., after the year.
- 4.7 Acknowledgments must appear at the end of the text, preceding reference.
- 4.8 The writings of MSs should be checked by a native English.
5. Figures, Tables, and Photographs
- 5.1 Do not use figures that duplicate information in tables.
- 5.2 Each table and figure must be arranged individually on a separate A4-size sheet, must be numbered in the sequence in the text. Using a soft lead pencil, the preferred position of each table and figure must be written in the margin of text.
- 5.3 Figures are drawn with both diagrams and lettering in Indian ink or using printed labels suitable for direct reproduction. Typewritten material is not acceptable. Computer printouts must be prepared carefully. Using a soft lead pencil indicate the figure sequence in the bottom margin together with the senior author's name.
- 5.4 Figures will be reduced to approximately 50% of their original linear dimensions. They must be prepared for reduction taking into account the journal page size.
- 5.5 A scale must be used in maps or microscope photos instead of a reduced scale or magnifying power.
- 5.6 Captions for all figures and photographs must be typed on a separate sheet.
6. References
- 6.1 All published works referred to in text must be presented in a list of references and arranged alphabetically by author, without serial numbering. The author-year system is used in text. For publications in a language other than English, a notation such as "(in Japanese)" or "(in Japanese with English summary)" must be added.
- 6.2 Examples of reference citation are as follows ;
- Bouma, J. and Dekker, L.W. (1978) : A case study on infiltration into dry clay soil, I. Morphological observations. *Geoderma*, 20 : 27-040.
- Cambell, G.S. (1974) : A simple method for determining unsaturated hydraulic conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.*, 117 : 311-314
- FAO (1988) : Revised legend of the FAO-UNESCO Soil Map of the World. p119, FAO, Rome.

Effective since 2 October 1998

**MSs must be sent to :**

OKUYAMA , Takehiko

Address : National Research Institute of Agricultural Engineering

2-1-1 Kan-nondai, Tsukuba, 305-8609

TEL : 0298-38-7507, FAX : 0298-38-7609, e-mail : okuyama@nkk.affrc.go.jp

## SI 単位の使用例

(農業土木学会, 日本土壤肥料学会, American Society of Agricultural Engineers, Soil Science Society of America で使用が認められている単位)

使用が認められる接頭記号

$10^{12}$ : T (テラ),  $10^9$ : G (ギガ),  $10^6$ : M (メガ),  $10^3$ : k (キロ),  $10^2$ : h (ヘクト),  $10^1$ : da (デカ)

$10^{-1}$ : d (デシ),  $10^{-2}$ : c (センチ),  $10^{-3}$ : m (ミリ),  $10^{-6}$ :  $\mu$  (マイクロ),  $10^{-9}$ : n (ナノ),  $10^{-12}$ : p (ピコ)

使用が認められる表記法: m/s,  $m \cdot s^{-1}$ ,  $ms^{-1}$ , Nm,  $N \cdot m$  認められない表記法:  $ms^{-1}$ , mN

分類	量	SI 単位または組立単位	併用してよい単位記号	使用が推奨されない単位
空間および時間	平面角	rad (ラジアン)	mrad, ° (度), ' (分), " (秒)	
	立体角	sr (ステラジアン)		
	長さ	m (メートル)	km, cm, mm, $\mu$ m, nm	Å
	面積	$m^2$	$km^2$ , $cm^2$ , $mm^2$ , ha (ヘクタール), a (アール)	cc
	体積	$m^3$	$cm^3$ , $mm^3$ , L (リットル), mL,	
	時間	s (秒)	ms, $\mu$ s, y (年), d (日), h (時), min (分)	
	速度, 速さ	m/s	m/h, m/min	
	角速度	rad/s		
	加速度	$m/s^2$	$cm/s^2$	
周期現象	周期	s	ms, $\mu$ s	
	波数	$m^{-1}$		
	波長	m	cm, mm	
	周波数, 振動数	Hz (ヘルツ)	MHz, kHz	
	回転速さ, 回転数	$s^{-1}$	$min^{-1}$ , rpm, $r \cdot min^{-1}$	
力学	質量	kg (キログラム)	g, mg, $\mu$ g, t (トン)	
	密度	$kg/m^3$	$g/cm^3$ , $t/m^3$ , kg/L	
	比体積	$m^3/kg$		
	濃度	$kg/m^3$	$g/cm^3$ , mg/L, g/mL, ppm, ppb	
	運動量	$kg \cdot m/s$		
	力	N (ニュートン)	MN, kN, mN, $\mu$ N	dyn, kgf
	力のモーメント	$N \cdot m$	MN $\cdot$ m, kN $\cdot$ m, mN $\cdot$ m	
	圧力	Pa (パスカル)	MPa, kPa, hPa, mPa, $\mu$ Pa	bar, atm
	応力, 弾性係数	$N/m^2$ , Pa	$GN/m^2$ , $MN/m^2$ , $kN/m^2$ , GPa, MPa, kPa	
	仕事, エネルギー	J (ジュール)	TJ, GJ, MJ, kJ, eV (電子ボルト)	erg
	仕事率	W (ワット)	kW, mW	
	流量	$m^3/s$	$cm^3/s$ , $m^3/min$ , $m^3/h$ , L/s, L/min, L/h	
粘性係数	$Pa \cdot s$	$mPa \cdot s$		
熱	熱力学温度	K (ケルビン)		cal
	セルシウス温度	°C (セルシウス度)		
	温度差	K または °C		
	熱量	J	TJ, GJ, MJ, kJ, mJ	
	熱流	W	kW	
	熱伝導率	$W/(m \cdot K)$	$W/(m \cdot ^\circ C)$	
	比熱	$J/(kg \cdot K)$	$J/(kg \cdot ^\circ C)$	
	エントロピー	J/K	kJ/K	

分類	量	SI 単位または組立単位	併用してよい単位記号	使用が推奨されない単位
電気および磁気	電流	A (アンペア)	kA, mA, $\mu$ A, nA	
	電荷, 電気量	C (クーロン)	kC, mC, $\mu$ C	
	電位, 電位差, 電圧	V (ボルト)	MV, kV, mV, $\mu$ V	
	静電容量, キャパシタンス	F (ファラッド)	MF, kF, mF, $\mu$ F	
	誘電率	F/m	$\mu$ F/m	
	磁束	Wb (ウェーバ)		
	インダクタンス	H (ヘンリー)		
	電気抵抗	$\Omega$ (オーム)	M $\Omega$ , $\mu\Omega$	
	コンダクタンス	S (ジーメンズ)	MS, kS, $\mu$ S	
	導電率, 電気伝導度	S/m	dS/m, mS/m	mmho/cm
	電力	W	TW, GW, MW, kW, mW, $\mu$ W, nW	
電力量	J	TJ, GJ, MJ, kJ, mJ		
物理化学	物質質量	mol	kmol, mmol, $\mu$ mol	
	モル濃度	mol/m <sup>3</sup>	mol/dm <sup>3</sup> , kmol/m <sup>3</sup> , mol/L	
	質量モル濃度	mol/kg	mol/g	
	拡散係数	m <sup>2</sup> /s		
	化学ポテンシャル	J/kg	J/g	erg/kg
土壌物理学分野	粒径	m	mm, cm, $\mu$ m	
	透水係数	m/s	cm/s, m/min	
	土壌水分吸引圧	Pa	pF, cmH <sub>2</sub> O	
	温度伝導度	m <sup>2</sup> /s	cm <sup>2</sup> /s	
	乾燥密度	kg/m <sup>3</sup>	Mg/m <sup>3</sup> , t/m <sup>3</sup> , g/cm <sup>3</sup>	
	比表面積	m <sup>2</sup> /kg	m <sup>2</sup> /g	
	水分ポテンシャル	J/kg	J/g	
	水分ポテンシャル	m	cm	
	吸着量	mol/kg	mmol/kg	
	陽イオン交換量	mol(+)/kg	cmol(+)/kg	meq/100 g
	陰イオン交換量	mol(-)/kg	cmol(-)/kg	meq/100 g
	酸化還元電位	V	mV	
	体積熱容量	J/(m <sup>3</sup> ·K)		
	湿潤熱	J/kg		
	吸着熱	J/mol		
含水比	kg/kg		%	
質量分率, 含水率	kg/kg		%	
体積分率	m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>		%	
質量濃度	kg/m <sup>3</sup>	mg/m <sup>3</sup> , g/L, mg/L	%	
その他	放射能	Bq (ベクレル)	MBq, kBq, mBq, Ci (キュリー)	
	吸収線量	Gy (グレイ)	MGy, kGy, mGy	rad
	照射線量	C/kg	MC/kg, kC/kg, mC/kg	R
	施肥量	kg/m <sup>2</sup>	kg/ha	kg/10 a
	収量	kg/m <sup>2</sup>	Mg/ha, t/ha, kg/ha	kg/10 a, t/10 a
	光度	cd (カンデラ)		
	照度	lx (ルクス)		

その他については、「農業土木分野での SI 単位の使用一覧表 (案)」（1995）：農土論集，175，付録および「日本土壌肥料学会発行の雑誌で使用が推奨される単位の例」：土肥誌執筆規定付録を参照のこと。

## 「土壌の物理性」読読に関するお願い

本誌は土壌物理に関連する広い学問分野の研究者及び技術者が、各分野の情報を速やかに交換できることを目的に発行されている。委員会としては、投稿された原稿を極力掲載したいと考えている。このお願いは、編集作業を円滑に進めるために作成されたものである。

### 1. 読読者

(1) 読読者は、著者と意見が違っても、それを論文等の不採用の理由にしてはならない。新しい概念や提案された理論が、将来、間違いであることが証明される場合もあるが、現時点ではその適否の判断は難しい。完全な証明がないことを理由に論文を受理しないということは避けるべきである。

(2) 読読者は共著者ではなく添削者でもないので、原稿には必要以上の書き込みをせず、誤字、疑問点および意味不明・説明不足の箇所の指摘のみにとどめること。

(3) 著者の主張を尊重し、過度の修正を要求しないこと。著者と意見が異なる場合、読読者はその意見を「討論」「資料」等として投稿し、誌上で討論されたい。その「討論」等が他の読者に価値の高い情報を与えることができる。

(4) 読読期限を厳守し、論文等の公表を必要以上に遅らせないこと。急用等で依頼期限内に読読不可能な場合は、至急、原稿を編集委員会まで返却のこと。

(5) 論文等の印刷前に、無断で原稿のコピーを取ったり、結果の利用、引用等はないこと。

### 2. 報文について

#### (1) 読読者

読読は、原稿が本誌に掲載するに適しているかどうかを判断するとともに、原稿内に誤りがないか、読みやすいものであるかどうかを検討し、よりよい会誌を作るためのものである。報文の読読は、編集委員会が依頼した2人の読読者によって行われる。

#### (2) 読読後の取扱い

読読結果は次のように処理して、最終的に委員会に掲載の可否を決定する。

1) 担当したすべての読読者の判定が判定A「このまま掲載可」の場合は、特別の異議がなければそのまま受理する。

2) 判定B「指摘の点が修正されれば掲載可」の場合は、読読者の意見を勘案し、委員会意見として著者に伝

達し、加筆、訂正を要求する。原稿修正の確認は、編集委員会で行い、適切な修正が確認された時点で原稿を受理する。

3) 判定C「指摘の点が修正を要し、再読読の要あり」の場合は、読読者の意見を勘案し、委員会意見として著者に伝達し、加筆、訂正を要求し、修正後に再度読読を行う。

4) 2人の読読者の判定がD「掲載不可」の場合は、不可の理由を付して著者に返稿する。意見が分かれた場合は、他の読読者を依頼し、Dの場合には著者に返稿する。

5) 読読結果に対して著者から反論があれば、他の読読者に依頼することがある。読読者の意見が分かれた場合には、その対応を編集委員会で判断する。

#### (3) 総合判定D「掲載不可」のものの事由

以下のような事由に抵触するものは、読読の総合判定Dにあたり、掲載不可の理由となる。

- ・内容が本誌より他の専門誌に適しているもの。
- ・原稿の根幹に重大な誤りがあるもの。
- ・理論的または実証的でない論文、あるいは事実に基づいた報告ではなく、単なる主観が述べられているに過ぎないもの。
- ・通説が述べられているだけで、新しい知見が全く無いもの。
- ・修正を要する根本的な指摘事項をあまりにも多く含んでいるもの。
- ・明らかに既発表とみなされるもの。
- ・研究等が論文報告とする段階まで進展していないことが明らかな場合。
- ・現象の解析にあたり、明らかに不相応な理論を当てはめて、論文が構成されているもの。
- ・他人の研究成果をあたかも本人の成果のごとく記述することで論文の基本が構成されているもの。

### 3. ノート、資料、論説・総説、解説、土粒子、書評などについて

ノート、資料、論説・総説、解説については、読読者1名とする。読読の基準や取扱いは、報文に準ずる。土粒子、書評、巻頭言、広告、会告などは、受理ならびに掲載を編集委員会において検討する。

(1997. 10. 30 改定)



### 複写される方に

本誌（書）に掲載された著作物を複写したい方は、著作権者から複写権の委託を受けている次の団体から許諾を受けて下さい。

学協会著作権協議会

〒107-0052 東京都港区赤坂 9-6-41 乃木坂ビル 3F

TEL/FAX : 03-3475-5618

ただし、アメリカ合衆国における複写については、下記へ

Copyright Clearance Center, Inc. (CCC)

222 Rosewood Drive, Danvers, MA 01923, USA

Phone : (978) 750-8400, FAX : (978) 750-4744

### 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.

Except in the USA

The Copyright Council of the Academic Societies (CCAS)

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

TEL/FAX : 81-3-3475-5618

In the USA

Copyright Clearance Center, Inc. (CCC)

222 Rosewood Drive, Danvers, MA 01923, USA

Phone : (978) 750-8400, FAX : (978) 750-4744

# Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan

No. 81

March 1999

## Contents

<b>Memorial</b> .....	S. MTOMURA	1
<b>Forward</b> .....	K. KYUUMA	3
<b>Originals</b>		
Response of Soil Hydraulic Conductivity to Prewetting Rates and Water Quality .....	M. REGEA, E. HIGAKI, Y. KITAMURA, I. SHAINBERG and T. YANO	5
Effects of Gypsum Application on Dispersion of an Acid Kunigami Mahji Soil .....	T. NISHIMURA, M. NAKANO and T. MIYAZAKI	15
Moisture Tension—Moisture Relation and Shrinkage—Restoration Characteristics of High—Moor Peat Soil.....	K. ASAKA, E. KOUNO, S. ISHIKAWA and K. SASADA	23
The Effect of Initial Water Content on Maximum Frost Depth and Heat Balance— Studies on the analysis of freezing and thawing processes of soils (II)— .....	X. CHEN, T. MITSUNO and H. HORINO	35
A Convective Random-Walk Model for Solute Transport in Soils .....	H. FUJIMAKI, N. TORIDE, T. YAMAMOTO and M. INOUE	43
<b>Note</b>		
Improvement in Sampling and Measurement of Hydraulic Conductivity of Undis- turbed Peat Soil .....	H. IMOTO, T. MIYAZAKI and M. NAKANO	55
<b>Miscellanea</b>		
Changes in Soil Physical Properties and Micromorphology due to Farmland Recla- mation and Consolidation .....	T. ISIWATA	61
<b>Readers Column</b> .....	N. FUEKI	71
<b>Book Review</b> .....	S. HIRANO	73
	K. ARIHARA	74
<b>Announcements</b> .....		75
<b>Editor's Comment</b> .....		76

Published by

**Research Association of Soil Physics, Japan**

NODAI Research Institute (NRI)

Tokyo University of Agriculture

1-1-1 Sakuragaoka Setagaya-ku, Tokyo 156-8502, Japan