

# 土壌の物理性

第106号

2007年7月

---

巻頭言	原口 暢朗	1
論文		
水田土壌の Eh 測定に用いる白金電極の反応	村上 大亮・粕渕 辰昭	3
乾燥土への浸潤にともなう地温変化と湿潤熱	赤江 剛夫・田中 亜弥・石黒 宗秀	11
特集		
水分・溶質移動モデル		
凍結をともなう土中の水分・熱・溶質移動モデル	渡辺 晋生・取出 伸夫・坂井 勝・Jiri Šimůnek	21
蒸発法における不飽和水分移動特性推定の最適条件の検討	坂井 勝・取出 伸夫	33
講座		
古典を読む		
Y. Mualem 著「不飽和多孔質体の透水係数を推定する新たなモデルについて」ならびに		
M. Th. van Genuchten 著「不飽和土壌の透水係数を推定する閉形式解について」		
	小杉賢一朗	47
土粒子		
つながっている	小林 政広	61
書評		
新しい水田農法へのチャレンジ —大潟村における産学協同の成果—	成岡 市	63
会務報告		65
編集後記		68

---

土 壌 物 理 学 会

## 土壌物理学学会会則

- 第1条 本学会は土壌物理学会 (Japanese Society of Soil Physics) と称する。
- 第2条 本学会は土壌物理に関する研究の進歩と普及を図り、農業技術及び環境科学の発展に貢献することを目的とする。
- 第3条 本学会はその目的を達成するために次の事業を行う。
- (1) 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
  - (2) 学会誌「土壌の物理性 (Journal of the Japanese Society of Soil Physics)」並びにその他の印刷物の発行
  - (3) 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
  - (4) 優れた論文に対する表彰
  - (5) その他、本学会の目的を達成するために必要な事業
- 第4条 本学会の会員は、正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種とする。会員となるには、評議員会の承認を受けなければならない。退会するには、その旨を本学会に書面により届け出なければならない。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- |      |    |        |
|------|----|--------|
| 正会員  | 年額 | 5,500円 |
| 学生会員 | 年額 | 3,000円 |
- (大学院生を含む)
- |        |      |         |
|--------|------|---------|
| 賛助会員   | 一口年額 | 22,500円 |
| 購読会員   | 会誌年額 | 7,500円  |
| 広告料    | 賛助会員 | 15,000円 |
| 賛助会員以外 |      | 22,500円 |
- 第6条 本学会に次の役員をおく。任期は2年とする。ただし、3期連続の重任は認めない。選出方法は次による。
- (1) 会長1名、副会長1名、編集委員長1名  
正会員の中から評議員会によって選出される。
  - (2) 評議員  
イ 15名 正会員の中から選挙によって選出される。  
ロ 3名以内を会長が正会員の中から委嘱する。
  - (3) 会計監査2名
- 正会員の中から評議員会によって選出される。
- (4) 幹事若干名  
若干名の庶務、会計、編集の幹事を会長が委嘱する。
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
- (1) 総会は本学会の最高議決機関であって、事業計画、予算・決算、会則の変更等を決定する。総会は正会員及び学生会員で構成される。
  - (2) 評議員会は、会員の選挙によらない役員を選出、総会議案、その他の重要事項を検討する。評議員会の議長は会長がこれにあたる。
  - (3) 総会及び評議員会の議決は委任状を含む多数決とする。ただし、会則の変更は、総会出席者の3分の2以上の賛成を要する。
- 第8条 本学会の会務は、評議員会及び総会の議を経て、会長、副会長、編集委員長及び幹事がこれを執行する。会務執行に必要な規程は別に定める。
- 第9条 本学会に次の委員会をおく。
- (1) 選挙管理委員会  
正会員の中から評議員会によって選出され、本学会の評議員選挙を管理する。
  - (2) 編集委員会  
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会誌その他の印刷物の編集に当たる。
  - (3) 学会賞選考委員会  
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会賞を選考する。
- 第10条 本学会の経費は会費その他の収入を持ってあて、本学会の会計年度は毎年4月1日に始まり翌年3月31日に終わる。
- 附則
- (1) 本学会の連絡先は、これを当分の間次に置く。  
〒840-8502 佐賀市本庄町1番地  
佐賀大学農学部生物環境科学科 内
  - (2) 本会則は、2007年4月1日より施行する。
- (2006.10.14改正)

## 「土壌の物理性」投稿規定

1. 筆頭著者は本学会会員であること。ただし、編集委員会が依頼した場合はこの限りではない。
  2. 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は、「論文」および「研究ノート」については2名、その他の投稿原稿には1名の閲読者を選んで閲読を依頼する。
  3. 投稿原稿の区分は下記による。
    - 1) 「論文」(Original papers): 独創性があり、土壌の物理性に関する研究および技術の進歩に寄与すると見なされるもの。一編ごとに論文としての構成を整えていて、他誌に未発表のものに限る。
    - 2) 「研究ノート」(Notes): 土壌の物理性に関する新しい事実や研究方法の改良などの短い報告で、独創性があり他誌に未発表のもの。
    - 3) 「総説」(Reviews): 土壌の物理性に関する主題について、それまでの研究を総括し、今後の発展方向を展望するもの。
    - 4) 「解説」(Lectures): 土壌の物理性に関する諸事項の理解を計るための平易な解説、ならびに研究技術の普及交換を進めるための紹介など。
  - 5) 「研究紹介」(My research): 現在行っている研究、他の学会誌等に掲載された論文、研究上の工夫などについての平易な紹介。
  - 6) 「資料」(Miscellaneous): 広く会員の参考となる報告や情報。
  - 7) 「土粒子」(Readers' column): 「土壌の物理性」周辺のことについての随想や意見など。
  - 8) 「書評」(Book reviews)
4. 投稿原稿は刷り上がり6ページ以内とし、それを越える場合には1ページあたり9,000円を著者負担とする。また、カラー印刷の場合は実費を著者負担とする。
  5. 依頼原稿として「巻頭言」(Foreword)、「講座」(Lecture series)、および「シンポジウム紹介」(Symposium reviews)をおく。「講座」は「解説」と本質的な違いはないが、特に編集委員会が企画して複数回にわたって行うものを指す。「シンポジウム紹介」は土壌物理学学会シンポジウムの紹介記事とする。

6. 投稿する場合は、正原稿1部、コピー2部の計3部に原稿送り状(別紙書式)をつけて編集委員会宛に提出する。ただし、編集委員会が別途指示した場合はこの限りではない。
7. 投稿原稿を受け付けた場合、編集委員会は速やかに受付番号と受付日付を明示した電子メールまたは書状を投稿者に送る。また、投稿原稿の掲載を決定した場合、最終原稿を受領したのちに受理日付を明示した書状を著者に送付する。
8. 著者に対して修正を求めた原稿が、特別な事情なく6ヶ月以内に再提出されないときは取り下げと見なす。
9. 著者校正は初校のみとする。また、特に申し出がない限り印刷ずみの原稿は返さない。
10. 別刷りは30部を著者に贈呈する。それ以上を希望する場合は実費を申し受ける。
11. 本誌に掲載された原稿の著作権は土壤物理学会に帰属する。

(2004.7.1 改正)

### 「土壌の物理性」原稿執筆要領

1. 原稿は、日本語または英語で執筆する。
2. 日本語の原稿は、A4判、25字、23行とし、上下左右に30mm以上の余白をとる(4枚で1ページになる)。
3. 日本語の投稿原稿(ただし、書評は除く)は、はじめに日本語で表題、著者名を書き、そのあとに英語で表題と著者名(フルネーム)、所属機関、所在地を書いてから本文を書き始める。また、第1ページ下の脚注に、日本語で所属機関と所在地、5個以内のキーワードを書く。
4. 日本語の論文および研究ノートは、英語による所属機関・所在地表記と本文の間に英語で175 words程度のAbstractと5個以内のKey wordsを入れる。
5. 日本語の投稿原稿(ただし、資料と土粒子、書評を除く)は、本文の後に日本語で350字程度の要旨をつける。
6. 英語の原稿は、A4判、ダブルスペースで作成する(約600 wordsで1ページになる)。
7. 英語の投稿原稿(ただし、書評は除く)は、はじめにManuscript title, Full names of authors, Address of institutions of authorsを書いてから本文を書き始める。
8. 英語の投稿原稿(ただし、資料と土粒子、書評を除く)は、Address of institutions of authorsと本文の間に175 words程度の英文Abstractと5個以内の英語のKey wordsを入れる。
9. 英語の投稿原稿(ただし、書評は除く)は、本文の後に日本語で表題と著者名、所属機関、所在地、350字程度の要旨、5個以内のキーワードをつける。なお、著者が外国人のみのために日本語部分の作成が困難な場合、英語部分からの和訳により、編集委員会の責任でこれらを作成する。
10. 原稿には、閲読作業の効率化を図るため、本文に行番号を5行毎に書き入れる。
11. 英語の適正化はすべて著者の責任において行うこと。自然科学論文の執筆や校正に経験のある英語のネイティブスピーカーによってチェックされている事が望ましい。
12. 閲読終了後に最終原稿を提出するときには、編集委員会が指示する形式・媒体の文書ファイルを同時に送付する。
13. 本文は、章の見出しを1., 2., 3., 節の見出しを1.1, 1.2, 1.3, 項の見出しを1.1.1, 1.1.2, 1.1.3のようにする。
14. ゴシック、イタリック等の字体や上付き、下付き文字など、まぎらわしい文字は、誤植防止のため鉛筆で指定する。
15. 略語、略号を使うときには、はじめにそれが出たと

きに正式名称とともに示す(例:陽イオン交換容量(CEC))。

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

(2004.6.29 改正)

### [ 土壌物理分野の SI 使用例 ]

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

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

\* %表示は、原則として分母と分子の内容が同じもの場合にだけ用いる。

\*\* cm H<sub>2</sub>O は使わない。  
その他、疑問のあるものについては意見を聞いて編集委員会で検討する。

(2000.3.10 改正)

## 「土壌の物理性」投稿案内

### 1. 投稿原稿に対する基本方針

編集委員会は常に会員からの自主投稿を歓迎すると共に、投稿された原稿をなるべく早く、できるだけ掲載する方向で処理したいと考えています。ただし、「土壌の物理性」に掲載する原稿は読者にとって有益かつ完成したものであることが必要です。編集委員会は、投稿原稿が「土壌の物理性」に掲載するのにふさわしい内容を持つ原稿であるかどうかを基準として、掲載の可否を判断します。なお、他誌との二重投稿は認められません。

### 2. 投稿原稿に求められるもの

投稿に当たっては、「投稿案内」と共に「投稿規定」「原稿執筆要領」をよく読んでそれに従うと共に、読者が多忙な中で時間を割くことをよく理解して最大限に努力して完成した原稿としてから投稿して下さい。投稿原稿に求められるものは下の通りです。

#### (1) 内容について

- 1) オリジナリティーがあること（論文、研究ノートの場合）。
- 2) 本誌の読者にとって有益であること。
- 3) 導入、研究手法から結論に至る過程に論理性があること。

#### (2) 表現について

- 1) 原稿全体の構成が整っていること。
- 2) 表題が適切であること。
- 3) 文章表現が適切であること。
- 4) 英文アブストラクトや和文要旨が適切であること。
- 5) SI 単位や記号の使い方が適切であること。
- 6) キーワードが適切であること。
- 7) 英語の表現が適切であること。

### 3. 投稿原稿の受付

編集委員会は投稿原稿が体裁上最小限必要とする条件を満たしていることを確認した後、原稿を受け付けます。条件を満たしていない場合には、著者への問い合わせ、もしくは原稿を受け付けずそのまま返稿する場合があります。

### 4. 閲読の目的と姿勢

編集委員会は受け付けた投稿原稿が「土壌の物理性」へ掲載するのにふさわしいかどうかを判定する資料を得るために閲読を行います。編集委員会は適任の閲読者を選定し、閲読を依頼します。

編集委員会は閲読者に対して特に次の点について注意をお願いしています。

- 1) 原稿の内容に対する責任は著者にあること。また、原稿の価値は読者が判断するものであること。
- 2) 閲読は内容の批判や討議を行うものではないこと。従って、見解の相違は掲載不適の理由にならないこと。
- 3) 閲読者は投稿者に対して研究指導する立場にないこと。従って、新たな実験や計算の追加要求などは極力避けること。
- 4) 閲読依頼期限を厳守すること。  
閲読者から出された問題点について、編集委員会は原稿が投稿原稿に求められるものを満たすために必要に応じて著者に修正を求めます。ただし、これは著者に対する指導や助言ではありません。原稿の内容に対する責任はあくまで著者にあります。

### 5. 閲読の手順と投稿原稿の採否

- (1) 編集委員会は論文、研究ノートについては2人、その他の区分の投稿原稿については1人の適任者へ閲読を依頼します。
- (2) 閲読者は「2」の投稿原稿に求められる各項目について投稿原稿を評価し、閲読結果を全体意見およ

び個別指摘事項と共に編集委員会へ報告します。

- (3) 編集委員会は閲読結果を審議し、投稿原稿の採否を決定します。この際、論文・研究ノートについては原則として下のように取り扱います。

- 1) 閲読者2名とも総合判定がA（このまま掲載可）の場合には、閲読結果を受け取った日付で原稿を受理（掲載決定）します。

- 2) 1名の総合判定はA、もう1名はB（指摘の点が修正されれば掲載可）の場合、または2名ともBの場合には、指摘事項について著者に比較的小さな修正を求めます。修正原稿が提出され、編集委員会が修正内容を確認した時点で受理します。

- 3) 1名の総合判定はB、もう1名はC（指摘の点が修正された後、再閲読する必要あり）の場合、または2名ともCの場合には、指摘事項について著者にやや大きな修正を求めます。提出された修正原稿は再び閲読を行います。

- 4) 1名の総合判定がD（掲載不適）の場合には、第3の閲読者に判定を依頼することを含め、編集委員会が対応を判断します。

- 5) 2名の総合判定ともDの場合には、その理由を付けて著者へ返稿します。

- 6) 閲読は2回までとし、再閲読においてもCまたはDの判定がある場合には、編集委員会が対応を判断します。

- (4) 閲読結果の総合判定をDとする理由は次のようなものです。

- 1) 既発表とみなされるもの。
- 2) 重要な部分に根本的な誤りがあるもの。
- 3) 事実に基づいた内容ではなく、単なる主観が述べられているに過ぎないもの（論文、研究ノートの場合）。

- 4) 通説が述べられているだけで、新しい知見が全くないもの（論文、研究ノートの場合）。

- 5) 修正を要する根本的な指摘事項を多く含んでいるもの。

- 6) 連載形式で構成されており、1編ごとに独立したものと認めがたいもの。

- 7) 全体構成や文章が粗雑で、内容の判定ができないもの。

- 8) 内容が本誌の趣旨に合わないもの。

- 9) その他、本誌に掲載する原稿としてふさわしくないもの。

### 6. その他

- 1) 共著者は全員が原稿に責任を負って下さい。共著者がいるにもかかわらず、その共著者が原稿を読んでないと判断されるような基本的なミスがある場合には、閲読を中止して返稿することがあります。

- 2) 修正原稿を返送する場合には、修正結果がすぐに分かるような回答書（指摘事項に対応した修正箇所・内容一覧）を作成し、添付して下さい。

- 3) 原稿は一度印刷公表されると末永く評価と批判の対象になります。閲読意見に対しては極力冷静かつ慎重に対処して下さい。誤解があった場合には、その誤解を解くだけでなく、誤解を受けないような書き方に改める努力が求められます。

- 4) 「掲載不適」で返稿された原稿を再投稿する場合は新規投稿扱いとなります。「掲載不適」とした理由を十分に確認・検討の上、再投稿して下さい。

(2004.6.29改正)



## 「土壌の物理性」閲読の手引き

1. 閲読依頼期限の厳守をお願い致します。万一、期限内に閲読が困難な場合には、速やかに編集委員会事務局へ連絡して下さい。
2. 「投稿案内」において、下のものを投稿原稿に求めています。閲読においても、これらをその基準とします。
  - (1) 内容について
    - 1) オリジナリティーがあること(論文、研究ノートの場合)。
    - 2) 本誌の読者にとって有益であること。
    - 3) 導入、研究方法から結論に至る過程に論理性があること。
  - (2) 表現について
    - 1) 原稿全体の構成が整っていること。
    - 2) 文章表現が適切であること。
    - 3) 表題が適切であること。
    - 4) 英文アブストラクトや和文要旨が適切であること。
    - 5) SI単位や記号の使い方が適切であること。
    - 6) キーワードが適切であること。
    - 7) 英語の表現が適切であること。
3. 「掲載不適」とする理由としては、下のようものが挙げられます。
  - 1) 既発表とみなされるもの。
  - 2) 重要な部分に根本的な誤りがあるもの。
  - 3) 事実に基づいた内容ではなく、単なる主観が述べられているに過ぎないもの(論文、研究ノートの場合)。
  - 4) 通説が述べられているだけで、新しい知見が全くないもの(論文、研究ノートの場合)。
  - 5) 修正を要する根本的な指摘事項を多く含んでい

- るもの。
- 6) 連載形式で構成されており、1編ごとに独立したものと認めがたいもの。
- 7) 全体構成や文章が粗雑で、内容の判定ができないもの。
- 8) 内容が本誌の趣旨に合わないもの。
- 9) その他、本誌に掲載する原稿としてふさわしくないもの。
4. 原稿の内容に対する責任はあくまで著者にあります。また、原稿の価値は読者が判断するものです。
5. 閲読は内容の批判や討議を行うものではありません。従って、見解の相違は掲載不適の理由にはなりません。
6. 閲読者は投稿者に対して研究指導する立場にありません。よって、新たな実験や計算の追加要求などは極力避けて下さい。
7. 閲読者は著者と直接折衝をしないで下さい。著者との交渉はすべて編集委員会の責任で行います。
8. 閲読者として知り得た印刷前の原稿の内容はいかなる形でも利用・引用等出来ません。厳にご注意下さい。
9. 著者に修正を求めた後に再閲読で総合判定をD(掲載不適)とすることは、閲読者にとっても著者にとっても非生産的です。完成度の低い原稿などにおいては、修正を求め再閲読を行うよりも「掲載不適」として練り直してから新たに投稿するよう促した方がよい場合があります。その場合には、「掲載不適」の理由(「3」参照)を明示して下さい。個別指摘事項への意見は不要です。
10. 閲読者から編集委員会へ意見等がある場合は、必ず「編集委員会への意見」として別紙への記入をお願いします。

(2003.5.28改訂)

## 土壌物理学学会賞規定

1. 種類 学会賞に論文賞と優秀ポスター賞をおく。
  2. 募集 論文賞の募集は年1回行い、学会誌「土壌の物理性」に公示する。
  3. 推薦
    - (1) 論文賞は正会員1名以上により推薦されたものを候補とする。
    - (2) 推薦は所定の書類を必要部数揃え、学会事務局へ提出する。
    - (3) 優秀ポスター賞については推薦を必要としない。
  4. 選考 学会賞の審査並びに選考は、選考委員会において行う。
  5. 表彰 論文賞は通常総会において表彰を行う。
  6. その他
    - (1) 論文賞の推薦がない場合も、選考委員会が適格論文の中から選考することができる。
    - (2) 論文賞に該当する論文は、「土壌の物理性」に、原則として受賞の前年4月1日から受賞年の3月31日までに掲載された原著「論文」を対象とする。
    - (3) 優秀ポスター賞の対象者は、土壌物理学学会シンポジウムのポスター発表者(本人)とする。なお学生に限り会員外であっても対象に含める。
- (2002.11.23制定 2003.11.22改正)

## 土壌物理学学会賞選考委員会規定

1. 目的 学会賞選考委員会(以下委員会という)は、論文賞及び優秀ポスター賞の選考を行うことを目的とする。
  2. 業務 委員会はずきの業務を行う。
    - (1) 学会賞規定に基づく論文賞及び優秀ポスター賞の選考。
    - (2) 土壌物理学学会賞選考に関するその他の事項。
  3. 構成 委員会は委員長1名および委員5名程度を持って構成する。
    - (1) 委員会は正会員より構成される。
    - (2) 委員は評議員会の推薦に基づき総会で決定する。
    - (3) 任期は2年とする。ただし、再任はさまたげない。
    - (4) 委員長は委員の互選により選出する。
    - (5) 若干名の専門委員をおくことを認める。
  4. 開催 委員会は年3回程度開催する。
- (2002.11.23制定 2003.11.22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
区 分	論文 研究ノート 総説 解説 資料 研究紹介 土粒子 書評		
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 :		
本文原稿枚数	A4 : (                      枚) ・ 400字詰原稿用紙 (                      枚)		
表	枚	図	写 真 枚
別 刷 り	30部 ・ 50部 ・ 100部 ・ 150部 ・ 200部 ・ 300部		

付記：投稿の宛先は土壤物理学会ホームページを参照のこと (<http://wwwsoc.nii.ac.jp/jssp3/>)

## 土壌物理学会会員登録用紙 [入会・退会・登録事項変更]

必要事項をご記入の上、このまま下記宛先に（郵便，FAX，E-mail の添付ファイルなどで）お送り下さい。

届 出 内 容	入会 ・ 退会 ・ 登録事項変更
申 込 年 月 日	西暦      年      月      日
会 員 種 別	正 ・ 学生 ・ 購読 ・ 賛助
氏            名	
同上ローマ字読み	
性            別	男 ・ 女
生年月（西暦年・月）	西暦      年      月
勤 務 先	
勤務先所在地	〒
勤務先電話番号/FAX 番号	
勤務先 E-mail	
自 宅 住 所	〒
自宅電話番号/FAX 番号	
自宅 E-mail	
会誌の送付先	勤務先 ・ 自宅
本学会以外の主な所属学会	

本会記入

受付年月日：

承認年月日：

送付先・問い合わせ先

土壌物理学会事務局（庶務幹事）

〒840-8502 佐賀県佐賀市本庄町 1 番地

佐賀大学農学部生物環境科学科内 長 裕幸 宛

Tel/Fex. 0952-28-8757

E-mail : choh@cc.saga-u.ac.jp

# 第49回 土壤物理学会シンポジウム（ご案内）

と き：2007年10月13日（土曜日）

ところ：九州大学西新プラザ

参加費：1,500円（講演要旨集代）

## 1. シンポジウム/テーマ「電磁波を利用した最新の土壤物理計測」

近年、エレクトロニクスの発展により多くの分野で計測技術の高度化が進んでいます。土壤物理学関連分野においても例外でなく、種々の新しい技術が導入されています。それによって、種々の物性値が計測されるようになったばかりでなく、長期にわたるモニタリングやいろいろな空間スケールにわたる静的あるいは動的現象把握ができるようになってきています。しかしながら、計測にあたって工夫すべき点や、計測精度などの問題点について、包括的に情報交換する機会は多くありません。そこで、本シンポジウムにおいては、土壤物理学とその関連分野における電磁波を利用した計測に焦点を当て、どんなことが、どんなふうにして、どこまで計測できるかを分かり易く紹介して頂くことにしています。

## 2. ポスター・セッション

「土壤物理研究の最前線 Challenges in Soil Physics」

個人会員が土壤物理に関する最新、最先端の研究成果をポスター・セッション形式で発表するプログラムです。皆様の積極的な参加を歓迎いたします。発表様式などの詳細については、学会ホームページをご覧ください。

## 3. 企業展示

土壤の状態と変化を計測する技術の開発は、土壤物理学が貢献すべきテーマの一つです。そこで、土壤物理学会に協賛頂いている企業の方々、あるいは関係企業の方々に参加を呼びかけ、最新の計測機器やセンサーなどを紹介して頂き、理論と実際の隙間を埋めるような土壤物理の計測技術に関する情報交換の場を提供いたします。（展示参加費：無料）

## 4. 情報交換会

## 5. 参加・発表申込み方法、プログラム（学会ホームページに掲載します）

### 問い合わせ先

土壤物理学会事務局（庶務幹事）

〒840-8502 佐賀市本庄町1番地

佐賀大学 農学部生物環境科学科内

長 裕幸

Tel/Fax. 0952-28-8757/E-mail : spsyomu@ml.affrc.go.jp

### 学会ホームページ

<http://wwwsoc.nii.ac.jp/jssp3/>



## 2006（平成18）年度 土壤物理学会賞候補の推薦（公募）

土壤物理学会では、下記の要領で学会賞候補（推薦）を公募いたします。

### 記

学会賞種類：論文賞

対象論文：2006（平成18）年度に「土壤の物理性」（第103, 104, 105号）に掲載された「論文」（original paper）

推薦期限：2007（平成19）年8月31日（金曜）、消印有効

推薦書様式：様式などの詳細は下記の事務局幹事までお問い合わせ下さい  
表彰：2007（平成19）年10月

土壤物理学会 学会賞選考委員会

問い合わせ先：

土壤物理学会事務局庶務幹事 長 裕幸

<http://www.soc.nii.ac.jp/jssp3/>

[spsyomu@ml.affrc.go.jp](mailto:spsyomu@ml.affrc.go.jp)

学会賞候補の推薦に当たっては、「学会賞規定」「学会賞選考委員会規定」（本誌冒頭の黄色頁に掲載）をご確認下さい。

## 学会費納入のお願い

土壌物理学会事務局

時下ますますご健勝のこととお慶び申し上げます。

当学会の会費は学会会則第5条に定められていますように、所定の期日までに納めていただくことになっております。各位におかれましては、今年度（平成19年度）の会費を納入していただきたく、お願い申し上げます。ご多忙の折とは存じますが、9月末日までに入金していただきますよう、宜しくお願い申し上げます。

### 記

1. 会費の区分は、正会員 5,500 円、学生会員 3,000 円、賛助会員 22,500 円、購読会員 7,500 円となっております（学会会則第5条）。
2. 同封の振替用紙をご利用のうえ、会費をご入金ください。なお、誠に恐れ入りますが、手数料は各自でご負担ください。
3. 会員登録データ等の変更は、通信欄にご記入ください。
4. 前年度未納の方につきましては、今年度分と併せてご入金ください。また、通信欄にはその旨ご記入ください。
5. すでにご入金済みの場合は、お手数ですが送金月日と送金方法をお知らせくださいますよう、お願いいたします。
6. 何かご不明の点等ございましたら、会計幹事の近藤までご連絡ください。

### 問い合わせ先

土壌物理学会事務局（会計幹事）

〒840-8502 佐賀市本庄町1番地

佐賀大学 農学部生物環境科学科内

近藤文義

Tel 0952-28-8761, Fax 0952-28-8709

E-mail : kondof@cc.saga-u.ac.jp

## 「土壌の物理性」 読者氏名の公表とご協力へのお礼

土壌物理学編集委員会

学会誌「土壌の物理性」は、1959年（昭和34年）の創刊以来、今号で106号を迎えます。「土壌の物理性」の編集・発行に際しては、とりわけ読者の方々に多大なご協力を頂いています。

土壌物理学編集委員会では、読者への謝意を表すべく、ここに2005～2006年度（平成17～18年度）に閲読をお引き受け頂いた方の氏名を公表（五十音順・敬称略）致します。

今後とも、編集業務へのご支援、ご協力を賜りますよう、お願い申し上げます。

足立一日出	金子 文宜	谷山 一郎	長谷川周一
飯山 一平	金田 吉弘	筑紫 二郎	畠中 哲哉
石黒 宗秀	神谷 光彦	長 裕幸	波多野隆介
石田 朋靖	神山 和則	辻 博之	濱寄 孝弘
石渡 輝夫	軽部重太郎	土谷富士夫	廣田 知良
伊藤 純雄	川本 治	常田 岳志	福本 昌人
井上 久義	北川 巖	取出 伸夫	富士田裕子
井上 光弘	久保寺秀夫	中川 進平	藤巻 晴行
猪迫 耕二	黒田 久雄	中辻 敏朗	前田 守弘
岩田 幸良	小林 政広	中原 治	三木 直倫
鷓木 啓二	三枝 俊哉	中村 公人	溝口 勝
江口 定夫	佐々木長市	中村 隆俊	宮本 輝仁
大淵 清志	澤本 卓治	成岡 市	村中 聡
小川 直人	塩沢 昌	南雲不二男	望月 秀俊
奥山 武彦	鈴木 伸治	南條 正巳	諸泉 利嗣
小野 信一	相馬 尅之	西尾 隆	安田 道夫
小野寺康浩	高田 雅之	西村 眞一	山田 浩之
柏木 淳一	高橋 英紀	丹羽 勝久	山本 定博
粕渕 辰昭	竹内 眞一	野副 卓人	吉川 省子
加藤 邦彦	竹内 晴信	登尾 浩助	渡辺 晋生
加藤 英孝	谷 茂	橋本 均	

注) 投稿原稿と依頼原稿「シンポジウム紹介」を対象とする。但し、「土粒子」「書評」およびシンポジウム総合討論の紹介原稿は除く。

## 神経の回路

原 口 暢 朗\*

冒頭から私事で恐縮であるが、ここ数年、不如意な、雑用の多い生活を送った。生活時間の大半が、連絡調整、出張、事務処理等に費やされた。この間、雑用への対応時間は格段に短くなったが、研究者に必要な何かは奪われていくような気がしていた。しかし、それが何であるか、正確にはわからなかった。

本年3月末で、このような生活に一応の区切りがつき、書きかけの論文に着手したが、なかなか筆が進まない。このとき、不如意な生活の間に失われたものが何であるか思い当たった。それは、論文を書くための神経の回路であった。神経の回路という言葉は、思考パターンという言葉で置き換えても良いかも知れない。

職業人と非職業人、プロとアマとを区別する一つの点は、職業に特有な神経の回路の有無であると思われる。例えば、行政官は、おそらく頭の中にいくつもの法律の条文がインプットされており、行政的に解決すべき案件が発生すると、いくつかの解決策とそれに関する法律上の問題が咄嗟に浮かぶような神経の回路を持っているのであろう。また、将棋や囲碁の棋士は、ある画面を見せられたとき、勝利のルールに則ればこの画面がどのように変化していくか、瞬時にイメージできるのであろう。

研究に特有な神経の回路は、学部卒の段階では形成されていない。学部卒の人間には、受験勉強によって、与えられた問題を解くような神経の回路が形成されている。その内容は記憶と問題のパターン認識である。一方、研究者は、例えば、いくつかの客観的事実と基礎学の知見とを総合して「研究の問題」を作り出さなくてはならない。与えられた問題を解く神経の回路と、研究の問題を作り出す神経の回路とは、全く異質なものである。

このため、学部卒で研究職を拝命した者は、就職後いずれかの時期に、研究に特有な神経の回路を構築しなければならない。幸いにして、当方は、前々任地で参加した「土壌物理ゼミ」など各種のゼミにおいて、この機会に恵まれた。“原口さん、数式ではわからない。絵を描いて説明して下さい”と何回言われたか正確には憶えていないが、研究の問題が与えられたとき、真っ先に絵を描こうとする神経の回路はこの時期に形成された。改善の余地は大いにあるが、就職した当初に比べて、確かな進歩があったと思う。

研究にも様々な分野がある。研究者の持つ神経の回路には、共通する部分と研究分野に固有な部分とがあるように思う。現任地では、土壌肥料分野の研究者と議論する機会が多いが、議論がかみ合わない場合をしばしば経験する。こちらが、先方の研究のバックグラウンドを把握していないことが理由の一つであるが、ある程度共通の理解がある話題でも、議論がかみ合わない。例えば、窒素の動態という問題を議論した際、当方は雨が降って硝酸が土壌中を移動する比較的短時間の現象をイメージしたが、先方はもっと長い時間スケールでの現象をイメージしたようであり、この問題の認識に関する神経の回路の違いが感じられた。ただし、このような議論のすれ違いは、自分の直

\* (独)農業・食品産業技術総合研究機構 九州沖縄農業研究センター 〒861-1192 熊本県合志市須屋 2421



面している研究問題に対して、別の視点を提供する貴重な機会であると考えている。

4月に入って1ヶ月が経過し、一旦は切れかかった神経の回路が徐々につながってきたようである。これを失っては、単なる月給泥棒に過ぎない、と自戒している。

# 水田土壌の Eh 測定に用いる白金電極の反応

村上大亮\*・粕渕辰昭\*\*

## Reaction of a Platinum Electrode for the Measurement of Redox Potential of Paddy Soil

Daisuke MURAKAMI\* and Tatsuaki KASUBUCHI\*\*

\* The United Graduate School of Agricultural Science, Iwate University

\*\* Faculty of Agriculture, Yamagata University, 1-23 Wakaba-machi,  
Tsuruoka, Yamagata, 997-8555, Japan

### Abstract

Redox potential (Eh) of soil has been measured to know the redox state in paddy soil. However, it was difficult to get reliable data because the Eh values in the field fluctuated largely. Although the measurement method had been examined to improve the problem since the 1950's, it still remained to be analyzed. To improve the problem, we used the cyclic voltammetry (CV) to examine the reaction of the platinum electrode. The results obtained were as follows. The causes that fluctuated the data consisted of two factors. One was the chemical reactions of platinum electrode with the surrounding materials. The other was associated with the property of the soil. The platinum electrode induced reaction with oxygen in the oxygenated medium and made oxide layer in the surface of the electrode. This layer disturbed to make the Eh stable. Polishing the sensor could remove the layer. In the reductive state, the sensor adsorbed some materials in the reductive state around its surface. This also decreased the stabilizing time. In addition, the diffusivity of ions in the soil was too small because of the large surface area and electro double-layer of soil solid. These factors decreased the moving speed of electron or ion transport and non-equilibrium condition was formed in the soil.

**Key words** : redox potential, measurement method, cyclic voltammetry, paddy soil, diffuse double layer

### 1. はじめに

土壌の酸化還元電位 (Eh) の測定は、これまで水田土壌における脱窒現象との関連や、水稻の生育診断など幅広い目的に利用されてきた (塩入, 1942; 山根, 1982; 長谷部・飯村, 1982 など)。しかし、一方では、再現性のある測定値が得られにくい、同じ圃場でも場所により値が異なる、などの問題が指摘されている (西垣ら, 1960; 山根, 1982)。このため圃場の原位置ではなく採土した試料について測定する方法が多く用いられてきた (鬼鞍・後

藤, 1970)。

採土した試料の Eh 測定に関して、これまでに明らかにされてきた現象として、①湛水層の Eh は白金電極を挿入後すぐに一定値を示すのに対して、土壌の場合には挿入後、数時間、時には一昼夜以上といった長時間を経過しないと安定したデータが得られないこと (熊田, 1948)、②白金電極が長くなると安定化するまでの時間が短くなること (西垣ら, 1960; 山根・佐藤, 1968)、③白金電極を研磨して試料に挿入すると、研磨しない場合に比べて早く一定値になること (山根・佐藤, 1968) な

\* 岩手大学大学院連合農学研究科

\* 現住所: 産業技術総合研究所 〒305-0047 茨城県つくば市小野川 16-1 つくばセンター西

\*\* 山形大学農学部 〒997-8555 山形県鶴岡市若葉町 1-23

キーワード: 酸化還元電位, 測定方法, サイクリックボルタンメトリー, 水田土壌, 拡散電気二重層

どが知られている。これらの測定上に生じる様々な現象の理由を明確にし、Eh 測定の限界や特徴を明らかにすることにより、測定法として確立できるとともに、得られたデータの信頼性を評価したり、データの意味する内容を理解することができると考えられる。

実際の電位差測定は、原理的にほぼ瞬時に計測できる。それにもかかわらず、土壌 Eh の測定値が安定するまでに長時間を必要とするのは、白金電極に何らかの電気的な変化が生じているか、あるいは、土壌粒子が帯電していることによって白金電極との相互間で特異的な環境を形成している可能性が考えられる。このため、前述の問題を明らかにするには、白金電極と測定対象の両者について調べる必要がある。

そこで本報告では、電極表面あるいは電極表面近傍でどのような反応が生じているかを定性的に知るための一般的な方法であるサイクリックボルタンメトリー (CV) を用いて白金電極と試料の電気化学的な特徴を明らかにすることを目的とした。CV とは、あらかじめ試料に3本の電極を挿入し電極電位を変化させ、すなわち掃引し、電極間に流れる電流を測定することにより電極表面あるいは電極表面近傍でどのような反応が生じているかを定性的に知る方法である(電気化学会, 2002)。本報告はそれらの結果に基づいて Eh 測定上に生じる前述の諸現象の原因を検討し、水田土壌における Eh 測定に用いる白金電極の反応について考察した。

## 2. 方 法

### 2.1 土壌試料

試料は山形大学農学部附属農場の水田の表層土を用いた。土壌統群名は「細粒灰色低地土壌(灰褐色系)」に分類され、土性は軽塩土(LiC)である。採土した水田土壌は風乾させ、2mmふるいを通過後湛水して用いた。なお、ふるいを通過した植物根の残差などは影響を無くすため可能な限り除去した。

### 2.2 測定方法

#### 2.2.1 土壌 Eh の 2 電極法による測定

測定は直径0.5mm、長さ80mmの白金電極を用意し、電極反応を調べるための作用電極とし、基準電極として銀・塩化銀比較電極を用いた2電極法による方法で測定した(図-1(左)2電極法(右)3電極法)。電位の計測にはORPメータ(ODIC-7, 東亜ディーケーケー(株))を用いた。Ehは水素電極を基準として表示するため、銀・塩化銀比較電極の水素電極に対する電位をORPメータの出力値から差し引いた値をEh値とした。

$$\text{Eh(mV)} = (\text{出力値}) + 206 - 0.7(T - 25)$$

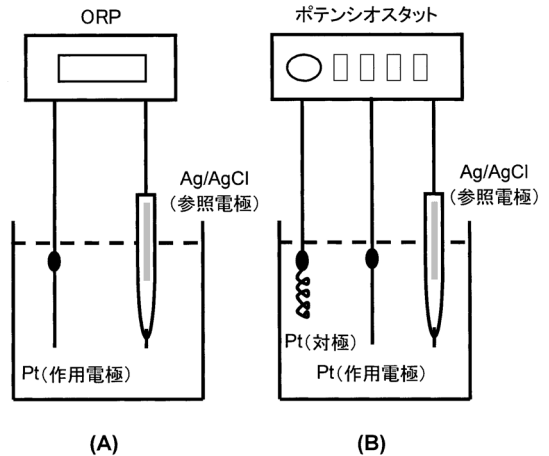


図-1 2電極によるEhの測定方法(A)と3電極によるCVの測定方法(B)

Fig. 1 Two electrodes method of Eh (A) and three electrodes method of CV (B)

(Tは供試中の温度(°C))

また、データロガーとしてGreenKit88(ESD(株))もしくはCR10X(キャンベル社)を使用した。

センサーは白金線をビニル被覆した銅線にハンダ付けし、接合部をエポキシ系接着剤で絶縁し、白金部分以外が電氣的に試料と短絡しないようにした。白金電極は、使用する前にゾーベル(ZoBell)液に浸漬し正しく出力することを確認した。ゾーベル溶液とは塩化カリウムを $0.1 \text{ mol L}^{-1}$ になるよう純水1L中に溶解させ、これにフェロシアン化カリウムとフェリシアン化カリウムをそれぞれ $1/300 \text{ mol L}^{-1}$ 溶解させた溶液であり、温度補正することによってEhが常に一定電位( $25^\circ\text{C}$ で428 mV)を示すことが知られている(Starkey and Wight, 1946)。

測定に当たっては、1Lビーカーに土壌試料が約0.7Lになるように入れ、水道水で湛水しよく攪拌した後、約10日間放置した。その後、土壌層が沈降し湛水層と分離しているのを確認した後、土壌層および湛水層の各々に白金電極を設置して測定した。この系を用いて、以下のような実験を行った。

**実験-①:** 土壌層と湛水層に白金電極を設置し、その直後からEhを経時的に測定した。

**実験-②:** 土壌層に白金電極を挿入後一定時間経過した後、白金電極を引き抜き、蒸留水で洗浄後直ちに再度土壌層の任意の位置に挿入することを繰り返し行い、Ehの経時変化を測定した。

**実験-③:** 2本の未使用の白金電極を準備し、このうち

の1本を目の小さなサンドペーパー(#1000)で研磨した直後、すぐに2本のセンサーを同時に湛水土壤中に挿入し、Ehの経時変化を調べた。

**実験-④**：センサーの長さ依存性を追試するため、同径(直径0.5 mm)で長さ20 mm(表面積約31 mm<sup>2</sup>)、同80 mm(表面積125 mm<sup>2</sup>)、同320 mm(表面積約500 mm<sup>2</sup>)の3本を用い、十分に研磨した後、3本同時に挿入しEhの経時変化を測定した。

### 2.2.2 CVによる測定

測定は、直径0.5 mm、長さ80 mmの白金電極を2本準備し、一方を電極反応を調べるための作用電極とし、もう一方を電位走査によって流れる電流を逃がすための対極とした。基準電極には銀・塩化銀比較電極を用いた(図-1)。計測装置は、ポテンシostat・ガルバノスタット(HAB-151型、北斗電工製)を用いた。作用電極、基準電極および対極を試料中に設置後、自然電位(2電極法によるEh測定に相当)を測定し(土壌の場合は24 h経過後)、湛水層もしくは土壌層で実際に見込まれる平衡電位±1 Vを走査速度50, 100, 200, 500, 1,000 mVs<sup>-1</sup>、および、mV min<sup>-1</sup>の範囲で与え、得られた電圧-電流値をデータロガーに保存した。この結果を用いて電圧-電流曲線(以下、ボルタモグラムという)を得た。実験は、以下のようにして行った。

**実験-⑤**：研磨処理を行った場合とそうでない場合の白金電極を支持電解質溶液(KCl(50 mmol L<sup>-1</sup>))中に浸漬し、CV測定を行った。

**実験-⑥**：湛水土壤中に24時間埋設していた電極を引き抜き、蒸留水で洗浄後、支持電解質溶液(KCl(50 mmol L<sup>-1</sup>))中でピーク電流が確認できるまで繰り返しCV測定を行った。

**実験-⑦**：掃引速度を変えることによる電極反応速度を調べた。

## 3. 実験結果および考察

### 3.1 水田土壌と湛水層におけるEh測定

最初に、これまで得られているEh測定に関する問題点を整理するために、山根・佐藤ら(1968)の追試を兼ねて、各種の室内実験を行った。すなわち、水田土壌に白金電極を挿入した後のEh値が安定するまでの時間、白金電極の繰り返し挿入によるEh変化、白金電極研磨の影響、白金電極の長さの影響を見るために、Ehの経時変化を自動測定した。以下にこれらの結果を示す。

#### 3.1.1 電極の長時間埋設による電位差測定(実験-①)

図-2に湛水層と土壌層に分離されたそれぞれの層に

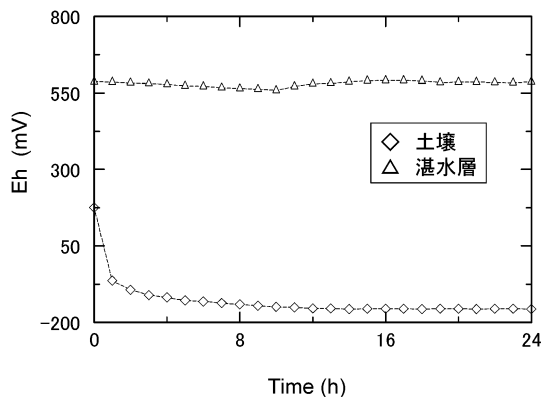


図-2 センサー挿入直後のEh(土壌、湛水層)

Fig. 2 Eh change just after the insertion of sensors (soil, ponded water)

における白金電極挿入後の変化の測定結果を示す。湛水層と土壌層のEhを比較すると、平衡電位は湛水層では土壌層よりも高く酸化状態であった。また、湛水層では白金電極挿入直後からほぼ同じ電位を示しているのに対し、土壌層では白金電極挿入直後のEhは、酸化状態から、徐々に還元方向へ遷移し最終的に還元域で平衡状態になった。この土壌層における白金電極挿入後のゆっくりとした指数関数的なEh変化は、一般にバルク溶液中で行われている電気化学測定では見られない現象である。これは湛水された水田土壌の影響によって電極挿入後の電極反応が極めてゆっくり進行すると考えられた(山根・佐藤, 1968)。

#### 3.1.2 繰り返し挿入によるEhの変化(実験-②)

水田土壌特有の平衡電位に達するまでの変化に再現性があるかどうかを調べるために白金電極を繰り返し挿入した結果を図-3に示す。同一の白金電極を土壌層に繰り返し挿入しても、図-2で示した結果と同様に、最初、酸化状態を示し、ついで指数関数的に徐々に還元状態へと遷移することがわかる。この結果、酸化状態から還元状態へゆっくり移行する現象は、白金電極を水分飽和された土壌層に挿入直後に見られる一般的な電極反応といえる。

#### 3.1.3 白金電極を研磨した場合の測定値の変化(実験-③)

研磨処理の有無によって、電極反応が白金電極の表面状態によって遷移時間にどの程度影響が出るかを調べた結果を図-4に示す。これまでと同様、研磨処理の有無に関わらず土壌に白金電極を挿入すると、酸化状態から還元状態へ徐々に遷移していくが、平衡までに達する時間は研磨処理を行った電極の方がより短いことが明らかに



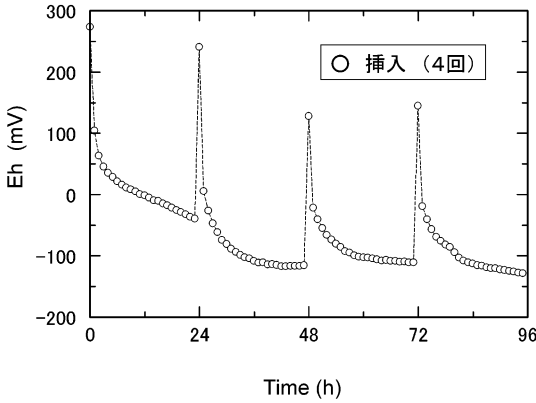


図-3 繰り返しセンサーを挿入したときの土壌 Eh 変化  
 Fig. 3 Change in Soil Eh by repetitive insertion

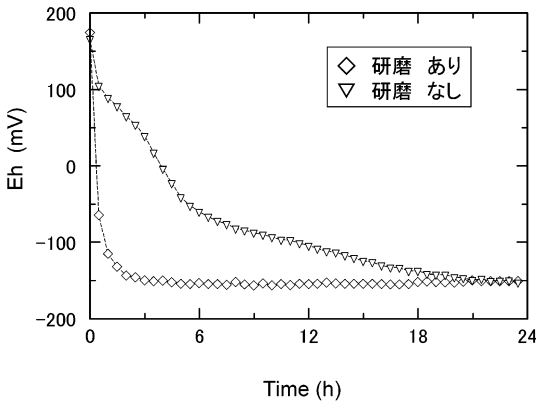


図-4 研磨した場合と研磨しない場合の土壌の Eh 変化  
 Fig. 4 Effect of polishing on the change in Soil Eh

なった。これにより、白金電極の表面状態によって平衡電位に到達するまでの時間が短くできるというこれまでの結果（山根・佐藤，1968）が再現できた。なお、白金電極を研磨しても数時間空気中に放置すると、研磨した影響は出なくなった。このことは、これまで言われてきたように（山根・佐藤，1968）、白金電極表面における酸化皮膜の形成が影響していると考えられた。

3.1.4 白金電極の長さを変えた場合の測定(実験-④)

白金電極の表面積を大きくした場合、測定時間が短くなることが報告されている（山根・佐藤，1968）。そこで、これを追試するために、図-5に白金電極の長さを2~32 cm まで変えた白金電極を土壌中に挿入した場合の測定結果を示した。この結果、白金電極が長くなるに従い、平衡電位に達するまでの時間が短くなることが再現できた。このことは、同じ土壌に対しても白金電極の表

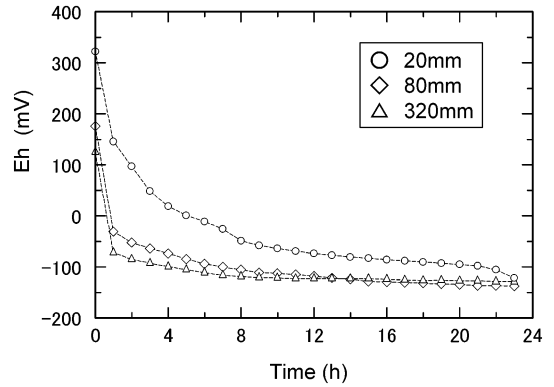


図-5 表面積を変えた場合の土壌の Eh 変化  
 Fig. 5 Effect of surface area on soil Eh

面積が増大するに従い、Ehの測定値がより早く平衡化すると考えられた。このことは、湛水層ではすぐに安定した一定値が得られることを考え合わせると、試料とした水田土壌層の影響以外に何らかの理由があると考えられた。

3.1.5 Eh測定における問題点の整理

以上の結果から、以下の点が整理される。

水田では、湛水層の Eh がすぐに安定して測れるのに対して、土壌層の Eh が安定して測定できるまでにはかなりの時間が必要であった。湛水層と土壌層とでは Eh が安定しても一致することはなく、常に湛水側の電位が高かった。また、土壌の Eh が安定するために要する時間は、白金電極を研磨してすぐに挿入したり（研磨後、5分以内）、白金電極の長さを長くするほど短くなった。

これらのことから、土壌層の Eh は白金電極と土壌の両者の電気化学的性質が関与していることが考えられた。すなわち、研磨することで時間が短くなるのは白金電極への酸化被膜が除去されることによると考えられた（藤嶋ら，1984）。また、それにもかかわらず他のバルク溶液の Eh 測定に比べ水田土壌 Eh が安定するためにはかなりの時間が必要なのは、土壌粒子の持つマイナス荷電と土壌粒子表面で形成される拡散電気二重層の性質によって白金電極へのイオン（電子）の移動が制限されるためと考えられた。そこで、次に、これらを確認するために、CV測定により調べることにした。

3.2 CV測定による白金電極と土壌の電気的性質

CV測定はすでに述べたように、電極表面あるいは電極表面近傍でどのような反応が生じているかを、定性的に知るための最も一般的な方法である。また、酸化還元反応が可逆かどうかや、電流の大きさから酸化還元物質の濃度や拡散の状態を知ることができる（電気化学会、

2002)。CV 測定は、方法の項で示したように一定速度で電位を負から正に掃引し、次に逆方向に掃引し（逆掃引）、このときの電流量を計測する。掃引する速度を変えることにより酸化還元系に関する多くの情報を得ることができる。

### 3.2.1 白金電極の研磨に関する CV 測定 (実験-⑤)

50 mmol L<sup>-1</sup>-KCl 溶液に、研磨した場合としない場合の白金電極を入れた結果を図-6 に示す。この結果、研磨した方が電流値の幅が大きく、研磨しない方が電流値の幅が小さくなっていることを示している。これは、白金電極を研磨することによって酸化皮膜の影響がなくな

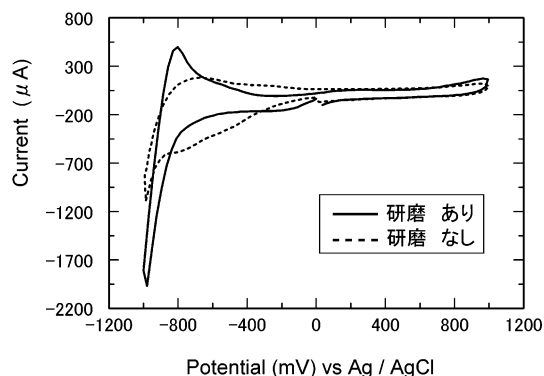


図-6 研磨した場合と研磨しない場合の CV 曲線

Fig. 6 Effect of polishing on CV curve

るため、電子移動反応が速やかな行われていると推測される。よって、水田土壌のような極めて遅い電極反応が起こる系では、白金電極に付着する酸化皮膜の有無は極めて重要であることを示している。

### 3.2.2 土壌中に長時間埋設した白金電極の CV (実験-⑥)

図-7 に土壌中に約 24 時間埋設した白金電極を引き抜き、蒸留水で洗浄した後、実験-⑤と同様に 50 mmol L<sup>-1</sup>-KCl 溶液中で CV を繰り返して行った結果を示した。最初の CV とその後の CV とでは明らかに異なり、最初の CV はピークが見られない。これは還元条件下で電極に吸着された物質が速やかに酸化されたことを示している。一方、CV を繰り返すとピークが現れるようになり、4 回目の CV は図-7 の研磨した白金電極とほぼ同様の結果を示した。このことは、白金電極に還元下で吸着された酸化皮膜が電位を掃引することによって酸化されて白金電極から離れ、研磨した状態と同じようになったためと考えられた。

### 3.2.3 土壌試料の CV 測定 (実験-⑦)

KCl 溶液の場合には、CV の掃引速度を秒単位で行ったが、土壌の場合には、秒単位ではデータが得られなかったので掃引速度を遅くして、50~1,000 mV min<sup>-1</sup>とした。図-8 に土壌の CV 測定の掃引時間を変えて行った結果を示す。負から正への掃引では電流量のピークが見られるが、逆方向の掃引ではピークが見られなかった。

一般に CV 測定において、系が非可逆である条件とし

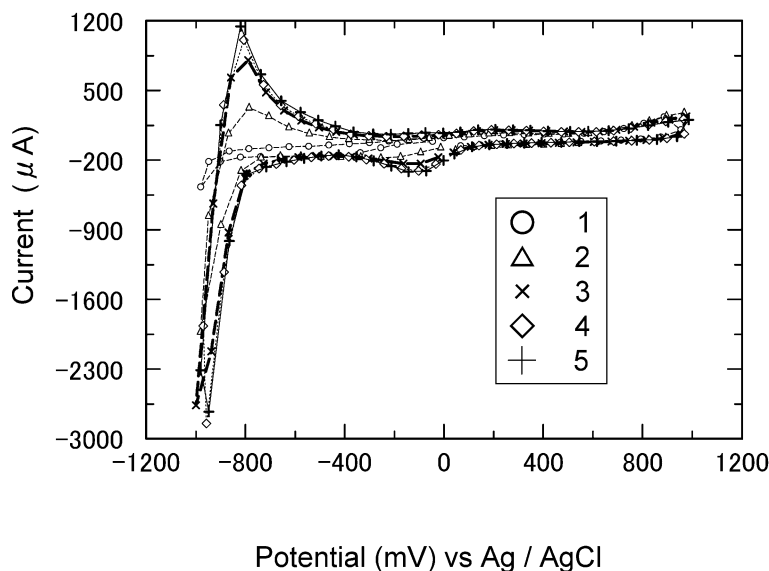


図-7 繰り返し掃引を行った場合の CV 曲線の変化 (凡例内の数字は測定順序を示す)

Fig. 7 Change in CV curve by repetitive sweep (Numbers in the figure show the sweeping order.)

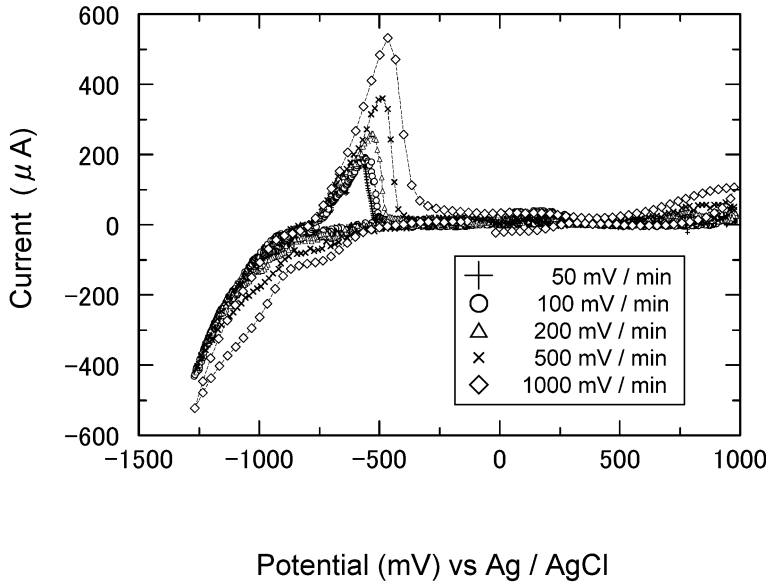


図-8 掃引速度を変えた場合の土壌の CV 曲線

Fig. 8 CV curves of the soil by the change in sweeping speed

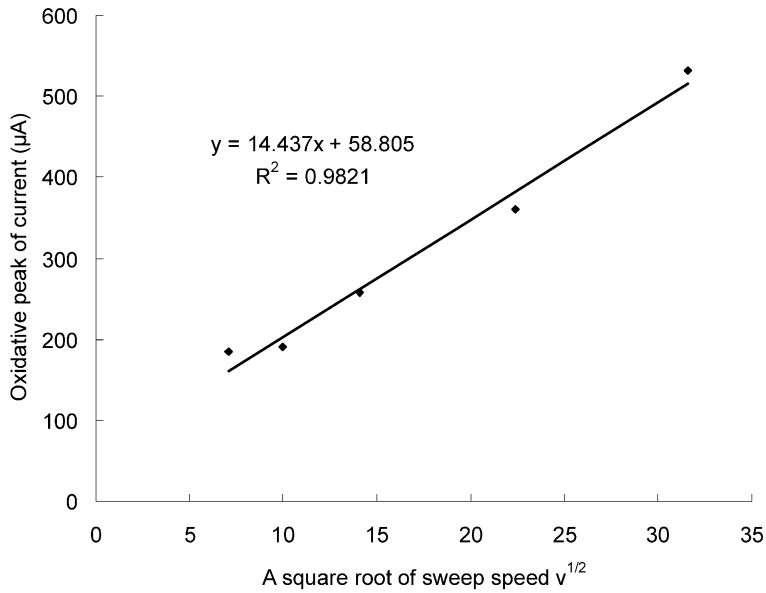


図-9 図-8 から読み取った酸化ピーク電流を掃引速度の平方根に対してプロットした図

Fig. 9 The relation between the oxidative peak of current and square root of sweeping speed from figure 8.

て、①逆掃引時、すなわち、正から負への掃引時にピークが大きくずれ、多くの場合、ピークが現れない。②掃引時、すなわち、負から正への掃引時のピーク電流が掃

引速度の平方根に比例し、この直線は原点(0)を通ることが知られている(電気化学会, 2002)。そこで、図-8の酸化波における電流ピークと走査速度の平方根の関係に

ついて調べた結果を図-9に示す。図からわかるように両者は高い相関を示しており、上記①の酸化波に対する還元波が表れないことに加えて非可逆性を十分に満足している結果を示している。このことから、水田土壌を全体的な酸化還元系として考えた場合、電気化学的には、非可逆性を有していることが明らかになった。

さらに、溶液では掃引速度が秒単位での計測が普通行われるが、今回示したように、水分飽和した水田土壌では掃引速度が分単位でしか計測できなかった。このことは、白金電極表面で生じる電極反応が極めて遅いことを示している。このことを考慮すると、この飽和水田土壌では、反応が極めてゆっくり起こり、しかも非可逆な反応を示したと言える。

### 3.3 土壌 Eh 測定に長時間が必要な理由

実験-①、実験-②、実験-③、実験-④の結果から、測定に長時間が必要な理由を次のように考えた。

実験-①、実験-④の結果から、土壌の Eh 測定に長時間かかること、および、白金電極の表面積を大きくすることにより計測時間が短縮されることから、電極表面の荷電密度が測定に関係していると推測された。すなわち、測定器を含めた計測系全体にわたり、計測に必要な荷電量について考慮する必要があることである。Eh 測定は原理的には電荷の移動がない条件下の電位差測定である。しかし、実際には電荷の移動量をできる限り少なくする設計になっているとはいえ、測定するためにある程度の電荷の移動は避けられない。そのため、表面積が大きいほど土壌と接する面積が増し、電荷量も比例して増えるため、測定時間が短縮できたと考えられる。また、繰り返し測定（実験-②）においては、白金電極表面の電荷が土壌から引き抜くたびにリセットされ、再挿入した場合は電極の電位が周囲と平衡するために長時間が必要となり、毎回、同様な変化が生じたと考えられた。研磨した場合に、一定になるまでの時間が短縮されるのは、電極表面における酸化被膜が無くなるためと考えられた（実験-③）。

実験-⑤、実験-⑥の KCl 溶液中における CV 測定の結果からは、白金電極に酸素などの吸・脱着反応が生じていること、また、水分飽和水田土壌における CV 測定の結果（実験-⑦）は、飽和水田土壌では、電子の移動が制限され、非常に移動速度が遅いことが示された。このことが、電気化学的に非可逆的な系であることも関係していると考えられた。すなわち、飽和水田土壌では、固相部分に表面積の大きい粘土粒子が存在し、この拡散電気二重層によりイオンの移動が制限されていることが原因と考えられた。このため、電位上昇部分で見られる酸化反応のピークは、電極表面に吸着した物質の反応

で、これは比較的速やかに行われるのに対し、電位を低下させる還元反応では、周辺から電極表面への電子の移動が必要となるが、この移動速度が遅いため反応が追いつかないことを示している。これらのことから、湛水下の水田土壌の Eh 測定には、白金電極と土壌の2つの要因が重なり、一般のバルク溶液系の Eh とは異なる現象を引き起こしていると考えられた。

## 4. おわりに

土壌の Eh を測定する上で問題となる白金電極挿入後の平衡電位に落ち着くまでの遅延反応について着目し、白金電極表面における電子授受がどのように行われているかを電気化学的手法で再評価した。

その結果、白金電極の表面状態による反応速度の違いを明確に示すことにできた。また、土壌のような媒体では、固相による物理的要因と粘土鉱物の荷電特性が顕著に電極反応に表れ、白金電極表面では様々な電子授受反応が行われていることが推測された。

なお、今回の実験に供試した試料は典型的な水田土壌ではあるが、1種類の土壌のみの結果であり、すべての水田土壌の Eh 測定に共通するかどうかは今後さらに検討を要する。しかし、3-1における実験結果はこれまでの山根・佐藤（1968）の報告と矛盾していないこと、CV 測定の結果とも矛盾しないことから、ここでの結果は水田土壌における Eh 測定の基本的な特徴を定性的に明らかにできたと考える。今後さらに事例を増やし、より定量的にかつ詳細な水田土壌の Eh 測定や CV 測定を行うことにより、水田土壌で生じている物理的、電気化学的な状況を明らかにできると考える。

## 引用文献

- 電気化学会編（2002）：電気化学測定マニュアル（基礎編），p. 80，丸善，東京。
- 藤嶋 昭・相澤益男・井上 徹（1984）：電気化学測定法（上），p. 78，技報堂出版（株）。
- 長谷部亮・飯村康二（1982）：水田土壌 Eh 測定比較．土肥誌，53：545-546。
- 熊田恭一（1948）：水田土壌の化学的研究．土肥誌，19：43。
- 西垣 晋・渋谷政夫・花岡郁子（1960）：続作物試験法．第16章 植生に関連した土壌の Eh とその測定法，pp. 497-640，農業技術協会。
- 鬼鞍 豊・後藤重義（1970）：土壌養分分析法．5. 酸化還元電位，pp. 53-69，養賢堂。
- 塩入松三郎（1942）：水田の脱窒現象について．土肥誌，16：104-116。



山根一郎・佐藤和夫 (1968) : たん水土壤の Eh 測定法に関する二三の問題. 土肥誌, **39** : 535-542.

山根一郎 (1982) : 水田土壤学. 第4章水田土壤の化学(1), pp. 133-139, 農文協.

Starkey, R.L. and Wight, K.M. (1946) : Anaerobic corrosion of iron in soil with particular consideration of the soil redox potential as indicator of corrosiveness, 108, (New Brunswick, N.J.).

## 要 旨

湛水下の土壤 Eh はこれまで、水田における脱窒現象や水稻の生育環境を調べるために測定されてきた。このなかで、湛水下の土壤 Eh 測定は、センサー設置後、測定値が一定になるまでに長時間を要することや、場所によりデータが異なることなど多くの問題点がこれまで指摘されてきている。

しかし、この原因については十分明らかにされていない。そこで、酸化還元電位を計測する白金電極表面および電極周辺での状態を明らかにするため、サイクリックボルタンメトリーを用いて調べた。試料は山形大学農場の水田土壤を用いた。

この結果、上記の問題点は、センサー表面における電気化学反応と土壤中の拡散速度の2つが関与していることを明らかにした。すなわち、白金電極表面に酸化や還元物質が吸着すること、土壤中の酸化還元に関与する物質の拡散速度が極めて小さいことを明らかにした。

受稿年月日 : 2006年 8月 14日

受理年月日 : 2007年 3月 9日

## 乾燥土への浸潤にともなう地温変化と湿潤熱

赤江剛夫\*・田中亜弥\*\*・石黒宗秀\*

### Soil Temperature Change and Heat of Wetting during Infiltration into Dry soils

Takeo AKAE\*, Aya TANAKA\*\* and Munehide ISHIGURO\*

\* The Graduate School of Environmental Science, Okayama University,  
3-1-1 Tsushima-Naka, Okayama, Japan

\*\* Okayama Prefecture Association of Land Improvement Project Promotion,  
1-3-7 Uchisange, Okayama, Japan

#### Abstract

In infiltration process of water to dry soils, rise of the temperature just before the wetting front arrival is observed. This phenomenon is caused by wetting heat released by adsorption of water vapor onto the soil and or wetting of the soil. The temperature change affects not only soil water potential, infiltration itself due to change in viscosity of the water but also bio-chemical phenomena by changing temperature environment. However, few quantitative experiments and analytic studies have been made on this phenomena of natural soils, many problems remain to be solved on this matter. In this research, to evaluate the soil temperature change quantitatively, infiltration experiment was conducted on three types of natural soils under thermally insulated condition and the temperature change was monitored. In addition, wetting heat of the soils was measured by calorimetric method. The experimental results showed that the temperature increased at just before the wetting front by 2.3°C, 21.6°C and 5.8°C for the Masa soil, Ando soil and the red yellow soil, respectively. We observed strong relationship between the increases in the temperature and the wetting heats of each soil. The wetting heats of each soil showed strong relationship with the cation exchange capacity.

**Key words** : Infiltration, Heat of wetting, Specific surface, Adiabatic infiltration experiment, Cation exchange capacity

#### 1. はじめに

土壌の温度は、土壌中での微生物活動、植物や作物の生育、土壌中の様々な化学的変化を支配する重要な状態量である。日射、熱伝導、蒸発による潜熱輸送、降雨や灌漑による熱移流に加えて、湿潤熱の発生も土壌温度を支配する要因の一つである。

乾燥土壌に水を湿潤させると、バルクの水分子のもつ自由エネルギーは土粒子に拘束された状態まで低下する。そのエネルギー差が熱となって解放されるものを湿

潤熱と呼び、粘土の物理化学性の観点から注目されてきた。純粋な粘土の湿潤熱については過去の測定例があり (Keren and Shainberg, 1975, 1979, 1980 ; Kijne, 1969), 測定結果が整理されている (Iwata, S. *et al.*, 1988)。しかしながら、一般の土壌の湿潤熱測定例は、葛上 (1977) によるものなどがあるが、その例は少ない。また、乾燥した土壌への浸潤など現地に発生する現象における研究例は、非常に限られており、実際の水分条件での湿潤熱発生は小さく無視できるとして扱われるのが一般的である (Berge, H.F.M. ten, 1996)。

\* 岡山大学大学院環境学研究所 〒700-8530 岡山市津島中3丁目1-1

\*\* 岡山県土地改良事業団体連合会 〒700-0824 岡山市内山下1-3-7

キーワード : 浸潤, 湿潤熱, 比表面積, 断熱浸潤実験, 陽イオン交換容量

乾燥土壌中への浸潤現象に伴い、浸潤先端付近で発生する温度変化に関して、Anderson and Linville (1962, 1963) や Perrier and Prakash (1977) は詳細な観察結果を報告している。しかし、彼らの実験は熱の出入りに関して開放的な条件で行われており、浸潤に伴って観測された温度変化に関し、湿潤熱との関連で定量的な評価は行われていない。

以上のように、一般の土壌における湿潤熱の測定例は少なく、しかも実際に湿潤熱発生が想定される浸潤現象に伴う湿潤熱発生が土壌温度に与える影響を、定量的に評価した研究は見当たらないのが実態である。

本研究では、日本の畑地土壌として代表的な土壌型である黒ボク土、マサ土、赤黄色土について、低含水比における浸潤に伴う土壌温度変化を、外界と熱的に遮断した断熱浸潤実験を通じて精度良く測定して、浸潤に伴う一般土壌における温度変化がどの程度であるかを見積もった。また、各土壌の湿潤熱を熱量計法で測定し、湿潤熱と比表面積、陽イオン交換容量 (CEC)、初期含水比との関係を検討した。

## 2. 実験方法

### 2.1 試料とその基礎的性質

#### 2.1.1 試験土壌

断熱浸潤試験の供試土壌には、中国四国地域の代表的な畑地土壌である、黒ボク表層土 (鳥取県東伯町、畑地)、赤黄色土 (高知県中村市、農地造成圃場)、マサ土 (岡山大学農学部附属農場、畑地) を用いた。湿潤熱測定については、以上の3試料に加えて、既往の測定結果が得られているカオリナイト (日本粘土学会標準粘土) についても測定を行った。

#### 2.1.2 供試土の基礎的物性および化学性の測定

粒径分布、液性限界、塑性限界、強熱減量を JIS に定められた方法で測定した。湿潤熱発生と直接関係する高い pF (3.5~5.5) における水分特性曲線をサイクロメータ法 (Decagon Device Inc., WP-4) で測定した。比表面積については、風乾試料を N<sub>2</sub> ガス吸着 BET 法 (島津製作所 (株)、マイクロメリティックス、フローソープ II 2300) で測定した。

2 mm 以下の細土について簡易ショーレンベルガー法により陽イオン交換容量 (CEC) を測定した。

### 2.2 断熱浸潤実験

実験装置の概要を図-1 に示す。内径 5 cm、長さ 2 cm および 5 cm のアクリル製リングで浸潤カラムを作成した。カラム上端から 20 cm までは長さ 2 cm のリングを 10 個、それ以下 50 cm までは 5 cm リングを 6 個連結して、長さ 50 cm の土壌カラムを作成した。下端は金網

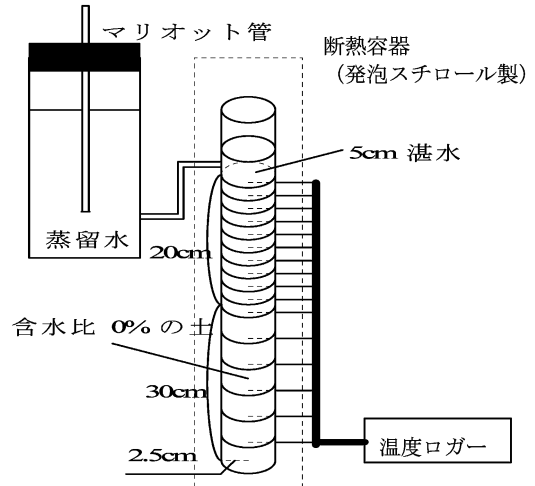


図-1 断熱浸潤測定装置

Fig. 1 Infiltration apparatus under thermo-insulated condition.

ネットを接着し、その上に濾紙を置いた開放状態とした。温度測定用の熱電対を通すため、各リングの中央部には、直径 2 mm の孔を設けた。2 mm フルイを通過した 3 種の土壌試料を 110°C で 24 時間炉乾燥し、その後デシケータ中で室温と平衡させた。マサ土は乾燥密度 1.50 g/cm<sup>3</sup> で、黒ボク土は 0.96 g/cm<sup>3</sup> で、赤黄色土は 1.20 g/cm<sup>3</sup> で均質になるよう各リングごとに注意しながらカラムに充填した。各リング中央位置に感温部が来るよう熱電対を設置し、温度ロガー (江藤電気 (株) 製、サーモダック EF) に接続した。湛水のために土壌カラム上端に長さ 5 cm のリングを 2 個連結した。浸潤試験開始前の水蒸気の吸着を抑制するため、カラムの上端をパラフィルムでシールし、約 20°C の室温中で温度平衡させた。浸潤実験の給水用に蒸留水を満たしたマリオット装置も同じ室温で温度平衡させた。土壌温度がカラム上端から下端まで一定となったのを確かめた後、カラムの周囲を発泡スチロール製断熱材で断熱した。

カラム土壌と同じ温度の蒸留水をマリオット装置から給水して、カラム上部に水深 5 cm で湛水させ、浸潤を開始した。浸潤前線的位置を断熱材の一部をカットして設けた観測窓から目視により測定した。浸潤に伴う各深さの温度変化を熱電対で測定し、1 分ごとに温度ロガーに記録した。測定は、浸潤前線がカラム下端に到達するまで継続した。

測定終了後、カラムを各リングごとに輪切りして各リング中の全試料を取り出し、これを炉乾して含水比と乾燥密度を測定した。実験は各試料について 2 対回ずつ行った。

### 2.3 湿潤熱測定

図-2 に実験装置の概要を示している。

風乾して2mmフルイを通過したマサ土，黒ボク土，赤黄色土の試料から，約20g計量して2個の秤量瓶に採取した。湿潤熱測定法の精度を評価するため，既往の測定結果が得られているカオリナイト（粘土学会標準粘土）についても測定を行った。110℃の乾燥炉中で24時間炉乾した後，デシケータに移し室温まで冷却した。2個のうち1個の秤量瓶は，ゴム栓で密栓した。

ゴム栓の中央部に熱電対を通し，熱電対の感温部を試料中に設置した。これにより，湿潤熱を発生しない条件での試料温度を測定し，対照温度とした。

断熱容器中に土壤重量の3倍の蒸留水を満たし，室温中で温度平衡させた。この水温は3本の熱電対で測定した。対照の試料温度と，水温が同じになったことを確認した後，もう1個の湿潤熱測定用秤量瓶中の試料を断熱容器の蒸留水中に投入し，静かに混合した。混合後の懸濁液の温度を，温度ロガー（江藤電気(株)製，サーモダックEF）で温度が一定となるまで約3分間，2秒間隔で測定を継続した。測定終了後，懸濁液を炉乾し，土壤重量を測定した。

各土壤試料について，含水比調整後の2サンプルについて各々3回の測定を行った。

湿潤熱は(1)式で計算した。

$$Q_{im} = \{C_s \cdot W_s \cdot (T - T_s) + C_w \cdot W_w \cdot (T - T_w)\} / W_s \quad (1)$$

ここで， $Q_{im}$ ：湿潤熱 ( $J \cdot g^{-1}$ )， $T$ ：湿潤後の平衡温度 ( $^{\circ}C$ )， $T_s$ ：土の初期温度 ( $^{\circ}C$ )， $T_w$ ：水の初期温度 ( $^{\circ}C$ )， $C_s$ ：土粒子の比熱 ( $J \cdot g^{-1} \cdot K^{-1}$ )， $W_s$ ：土の質量 (g)， $C_w$ ：水の比熱 ( $J \cdot g^{-1} \cdot K^{-1}$ )， $W_w$ ：水の質量 (g) である。

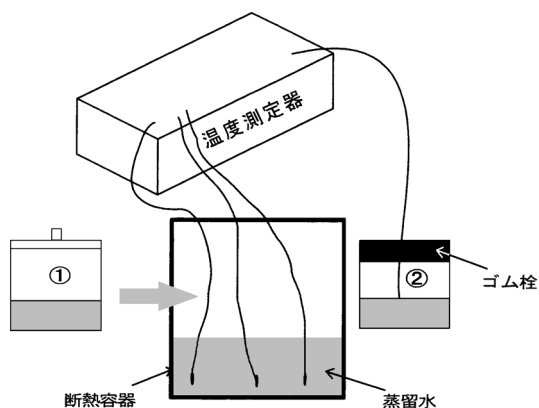


図-2 湿潤熱測定装置

Fig. 2 Wetting heat measurement apparatus.

湿潤熱は，初期含水比に大きく影響される。そこで，0.425 mm以下のマサ土と黒ボク土について，初期含水比を変化させて測定した。

湿潤熱が土粒子表面での水の吸着に起因して発生する現象であることから，湿潤熱の大きさは表面の大きさを規定する粒径に関係すると考えられる。そこで，湿潤熱発生の大きい黒ボク土については，2mmフルイ通過粒径画分から，0.075 mm以下，0.075~0.425 mm，0.425~0.85 mm，0.85~2.00 mmの4粒径画分を取り出し，それぞれの画分について湿潤熱を測定した。

### 3. 実験結果と考察

#### 3.1 基礎物理性

表-1に試料の基礎的な物理性を示している。また，図-3には，3種の土壤の水分特性曲線を示している。窒素吸

表-1 マサ土・黒ボク土・赤黄色土の基礎的物理性

	マサ土	黒ボク土	赤黄色土
土粒子密度 ( $g/cm^3$ )	2.64	2.62	2.66
砂 (0.02~2.0) mm	75	31	85
シルト (0.002~0.02)	13	34	12
粘土 (0.002 mm 以下)	6	25	3
土性	SL	SCL	SL
液性限界 (%)	30.9	38	28.1
塑性限界 (%)	20.2	34.4	17.5
塑性指数	10.7	3.6	10.6
活性度	1.78	0.4	3.53
比表面積 ( $m^2/g$ )	4.05	13.8	25.8
強熱減量 (%)	2.1	14.2	1.3
陽イオン交換容量 ( $cmol_c/kg$ )	4.44	33.1	8.97

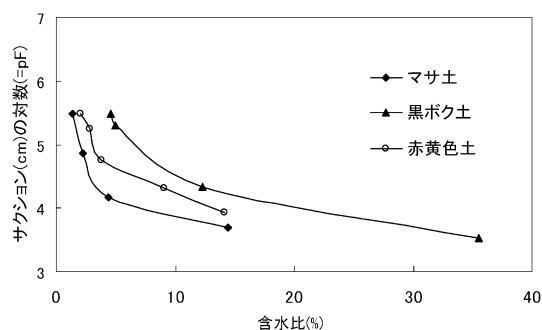
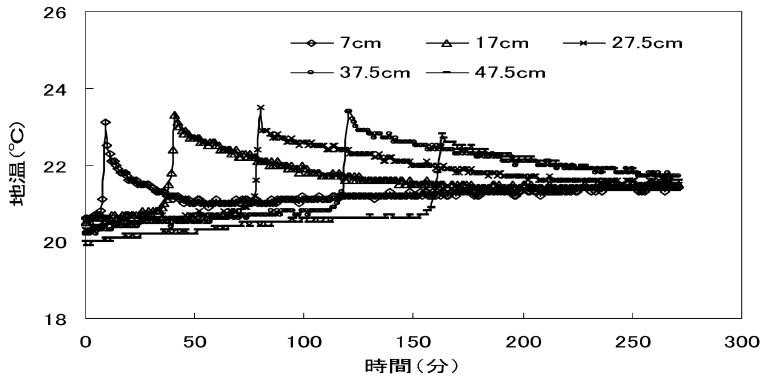
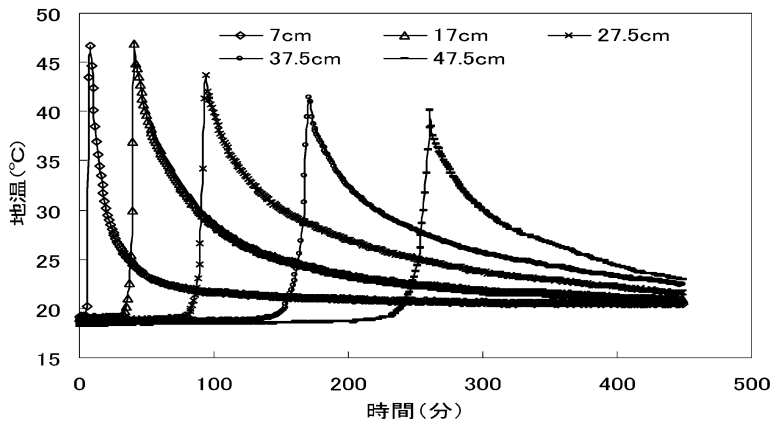


図-3 水分特性曲線

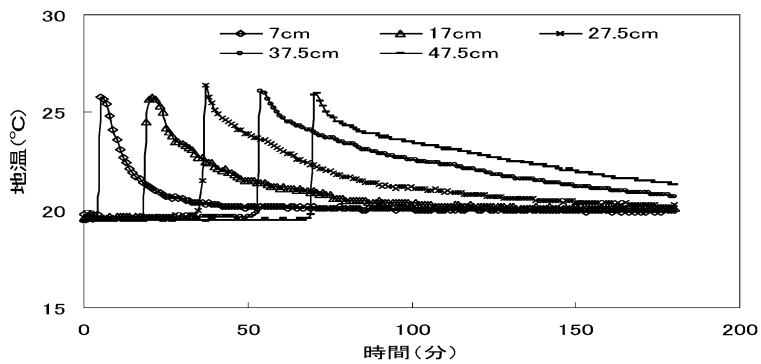
Fig. 3 Soil moisture characteristic curves of soils.



a. マサ土



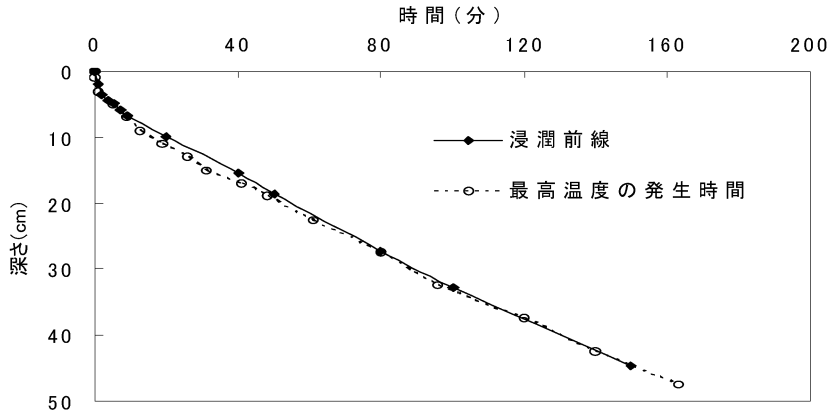
b. 黒ボク土



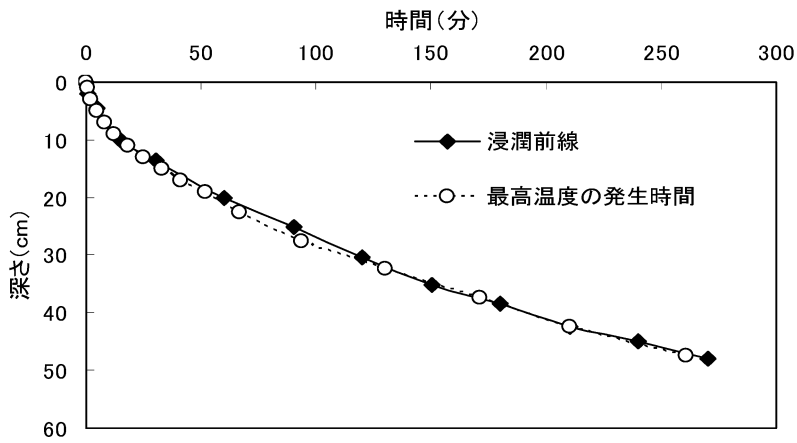
c. 赤黄色土

図-4 浸潤に伴う各深さでの地温変化

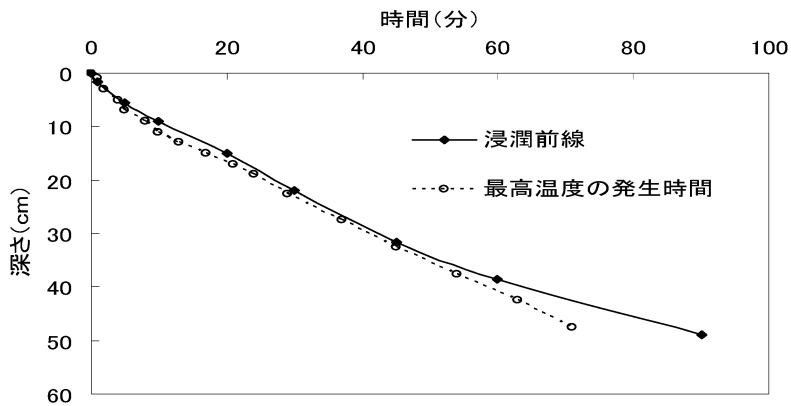
Fig. 4 Temperature change at each depth during infiltration.



a. マサ土



b. 黒ボク土



c. 赤黄色土

図-5 浸潤前線と最高温度の発生位置

Fig. 5 Locations of wetting fronts and maximum temperature.



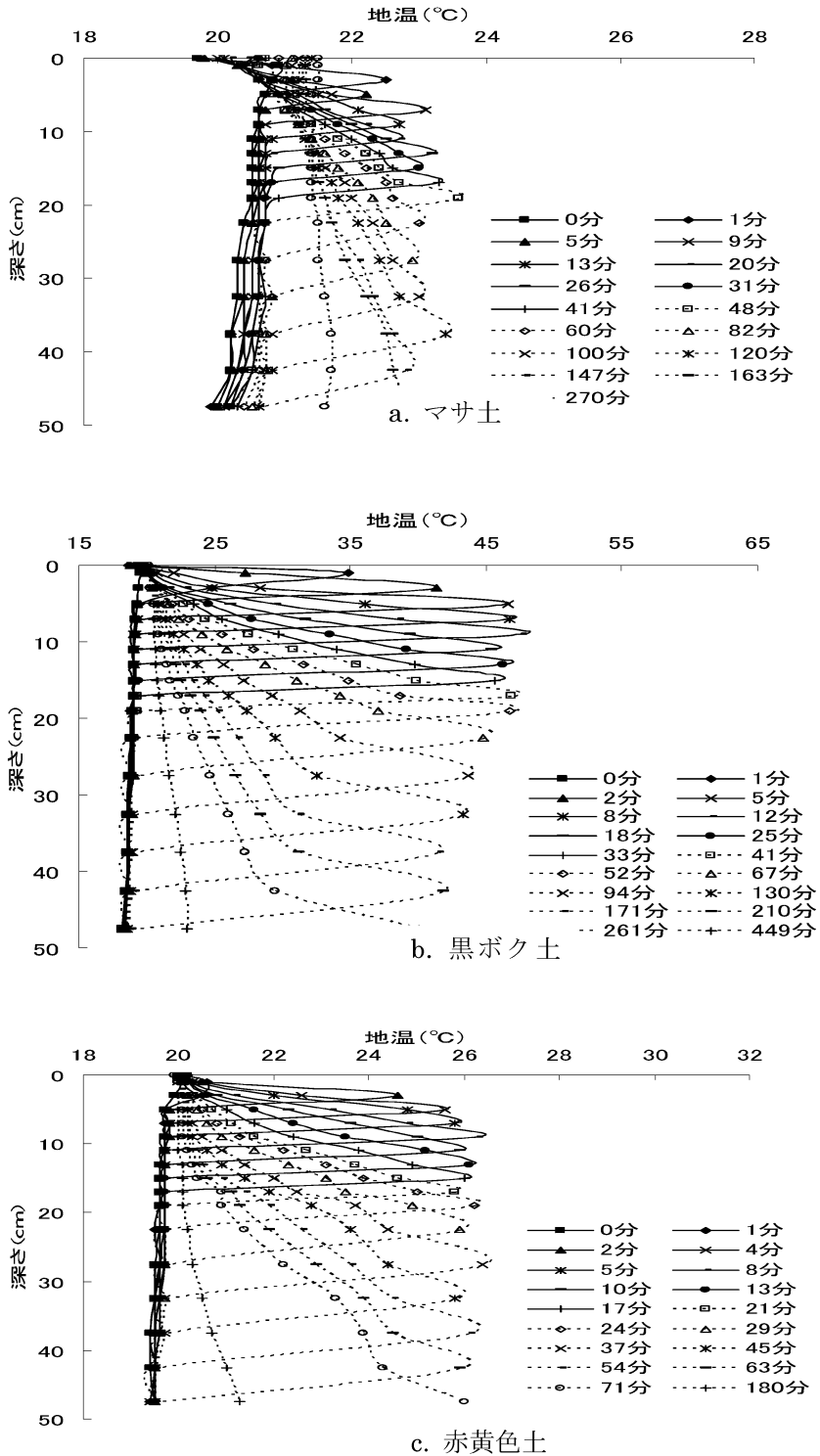


図-6 地温プロファイルの時間変化

Fig. 6 Temperature profiles at different times during infiltration.

着による比表面積は、赤黄色土で最も大きく  $25.8 \text{ m}^2/\text{g}$ 、ついで黒ボク土で  $13.8 \text{ m}^2/\text{g}$ 、マサ土は  $4.05 \text{ m}^2/\text{g}$  と最小であった。陽イオン交換容量は、黒ボク土が圧倒的に大きく、ついで赤黄色土、マサ土の順であった。吸引圧  $3.16 \times 10^3 \text{ cm}$  (=pF 3.5) から吸引圧  $3.16 \times 10^5 \text{ cm}$  (=pF 5.5) の保水性も、黒ボク土、赤黄色土、マサ土の順に大きな値を示した。このように、水に対する吸着量、陽イオン交換容量からは、黒ボク土が特に大きく、赤黄色土、マサ土の順であった。粘土分が最も多い黒ボク土の比表面積が大きくでなかったのは、黒ボク土中に存在すると考えられるアロフェンあるいはイモゴライトの内部表面に窒素が吸着しなかったことが考えられる。

### 3.2 浸潤にともなう地温変化

#### 3.2.1 地温変化と時間の関係

図-4は、浸潤時間の経過に伴う 7 cm, 17 cm, 27.5 cm, 37.5 cm, 47.5 cm の位置での地温の時間的変化を 3 種の土壌について示している。浸潤前線の接近・通過に伴い、温度はいったん上昇するが、新たな浸潤水の到達と熱伝導によって徐々に温度は低下していき、最終的には流入水温に近づいている。

深さが深くなるほど温度上昇の速度がゆっくりになり、温度低下の速度も遅くなっている。温度上昇は、マサ土では、 $2^\circ\text{C} \sim 3^\circ\text{C}$ 、黒ボク土では  $20^\circ\text{C} \sim 25^\circ\text{C}$ 、赤黄色土では  $4.5^\circ\text{C} \sim 6.2^\circ\text{C}$  となっており、特に黒ボク土の温度上昇は著しい。

#### 3.2.2 地温変化前線と浸潤前線

図-5は3試料土壌の浸潤前線位置と最高温度発生位置を、浸潤開始後の時間に対しプロットしたものである。浸潤前線の進行速度は、今回の実験条件において赤黄色土で最も速く、マサ土と黒ボク土はほぼ同じであった。最高温度の発生時間は浸潤前線とほぼ同じであるが、詳細にみると浸潤前線よりもわずかに早く発生している。浸潤前線より前方で温度が上昇するのは、水蒸気が浸潤前線の前方に液状水よりも早く到達して、吸着され、湿潤熱が発生して温度が上昇したものと考えられる。湿潤前線の到達に先立って温度が上昇する現象は、Andersonら(1962)も見い出しており、それが水蒸気

吸着によると推定している。

#### 3.2.3 地温分布変化の時間的変化

図-6は、地温の深さ方向分布が時間とともに進行していく状況を示している。

最高到達温度は土壌の種類によって、マサ土  $23.7^\circ\text{C}$ 、黒ボク土  $47.5^\circ\text{C}$ 、赤黄色土  $26.5^\circ\text{C}$  と、発生する湿潤熱の大きさによって、それぞれ異なる値をとる。しかし、地温分布の形状は互いに類似している。すなわち、浸潤前線の接近した深さで急激に温度が上昇し、最高温度に到達する。最高温度が達成された後方、すなわち、最高温度発生深さより浅い部分では浅くなるにつれ徐々に温度が低下している。最高温度よりも後方の位置における温度勾配は、時間が経過し、前線が深くまで到達するほど緩やかである。前線前方のシャープな温度変化は、湿潤熱の発生により大きな熱が発生することと、最高温度地点から前方への熱伝導が小さいことを示している。最高温度後方の緩やかな温度低下は、流入する水により冷却されるとともに、発生した熱が浅い層へと熱伝導により徐々に解放されていることを示している。

### 3.3 湿潤熱測定結果

#### 3.3.1 湿潤熱

3種の土壌試料とカオリナイトの湿潤熱測定結果を、表-2に示している。カオリナイトの測定値と文献値を比較してみると、測定値  $4.83 \text{ J/g}$  に対し文献値 (Iwata, S. *et al.*, 1988) は  $5.96 \text{ J/g}$  となっている。本法で測定した湿潤熱の値は文献値よりやや低いもののほぼ一致していることから、本法による測定結果は十分信頼できると考えられる。測定値と文献値の差の要因としては、測定に供したカオリナイトの産地の違いによるものと考えられる。また、変動係数はカオリナイトの 16.1% から赤黄色土の 21.6% の範囲にあるので、複数回の測定を行えば、その平均値は信頼するに足る値であると考えられる。

土壌試料中、黒ボク土は最大の  $21.4 \text{ J/g}$  を示し、ついで赤黄色土の  $5.64 \text{ J/g}$ 、最小はマサ土の  $3.25 \text{ J/g}$  であった。湿潤熱の大きさの順は、断熱浸潤実験における浸潤にともなう温度上昇の順と一致している。最高温度発生点での含水比は 0% に近いと考えられるので、腐植含量

表-2 土壌の湿潤熱 (J/g)

	測定数	平均湿潤熱	標準偏差	変動係数 (%)	湿潤熱
マサ土	6	3.25	0.55	16.9	—
黒ボク土	6	21.40	3.98	18.6	—
赤黄色土	6	5.64	1.22	21.6	—
カオリナイト	6	4.83	0.78	16.1	5.96*

\*: Iwata S. *et al.* (1988)

を考慮したマサ土、黒ボク土、赤黄色土の比熱は、それぞれ 0.814, 1.04, 1.06 J/g/K と計算される。湿潤実験時の各土壌の乾燥密度において、湿潤熱発生による温度上昇は、マサ土 4.0°C、黒ボク土 20.6°C、赤黄色土 4.2°C と計算された。これらの値は、断熱浸潤実験で観測された各土壌の温度上昇と一致しており、断熱浸潤実験における温度上昇が湿潤熱の発生に起因するものであることを示している。

3.3.2 粒径と湿潤熱の関係

黒ボク土の粒径画分と湿潤熱の測定結果を表-3 に示している。0.075 mm 以下の微細な粒径画分のみを含む試料で 30.0 J/g と最も高く、0.075 mm 以下を含まない 0.075~0.425 mm では 22.6 J/g と 25%程度低下する。0.425~0.85 mm は 22.5 J/g でほとんど変化はなく、0.85~2.0 mm で 19.9 J/g へわずかに減少した。なお、2.0 mm 以下は、21.6 J/g となっており、ほぼ各画分の重みをつけた平均値となっている。微細粒径分ほど大きな湿潤熱を持つことは確かであるが、より大きな粒径画分の湿潤熱と比べて、その差は比表面積から予想されるほど大きくはない。これは、黒ボク土には、団粒中の内部間隙が存在しており、粗大な粒径画分においても団粒内間隙における水の吸着でかなりの湿潤熱が発生するためと考えられる。この点については、3.3.4 でも考察を加える。

3.3.3 初期含水比と湿潤熱

図-7 はマサ土と黒ボク土の湿潤熱と初期含水比の関係を示している。いずれの試料も初期含水比の増加とともに湿潤熱の発生は著しく低下し、マサ土では 4% 以上で湿潤熱の発生が見られなくなり、黒ボク土でも 5% 以上では事実上、湿潤熱の発生は見られなくなる。湿潤熱発生が見られなくなる含水比は、マサ土では pF 4.2、黒ボク土では pF 5.2 に相当する。このことから、浸潤に伴う地温変化の発生も、pF 4.2~5.2 以上に乾燥した時に発生し、乾燥するほど地温変化も大きいことが予想される。

3.3.4 湿潤熱と比表面積、陽イオン交換容量 (CEC) の関係

3種の土壌の湿潤熱と比表面積および陽イオン交換容

量の関係を、図-8 にプロットした。湿潤熱は陽イオン交換容量の増加に比例して直線的に増大している。これに関し、一般に言われているように比表面積の増大とともに湿潤熱が増大する傾向は認められる(葛上, 1977)ものの、本研究では、黒ボク土が比表面積に対して特に大きな湿潤熱を示したのが特徴的である。これは、N<sub>2</sub> ガス吸着法では、N<sub>2</sub> ガスが吸着される外表面が測定されるが、水分子は外表面以外に火山灰起源の粘土鉱物の構造内部間隙にも吸着され、より広範な部位で湿潤熱が発生

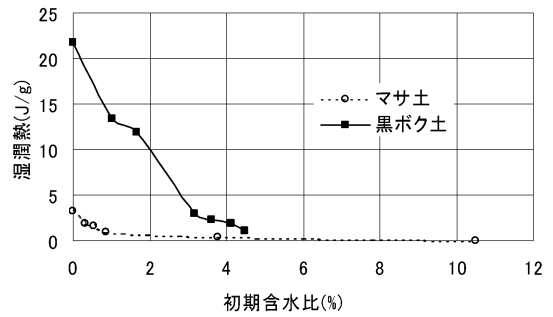


図-7 初期含水比と湿潤熱

Fig. 7 Dependence of wetting heat on initial water content.

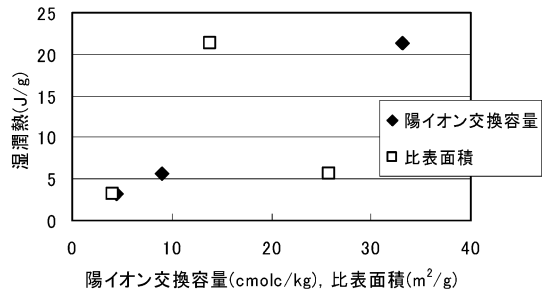


図-8 陽イオン交換容量、比表面積と湿潤熱

Fig. 8 Relationship between wetting heat and CEC and that of between wetting heat and specific surface.

表-3 黒ボク土の粒径と湿潤熱 (J/g)

	粒径 (mm)			
	<0.075	0.075~0.425	0.425~0.85	0.85~2.0
run 1	29.7	23.3	22.9	20.2
run 2	30.2	21.9	22.0	19.5
平均	30.0	22.6	22.5	19.9

するためと考えられる。

#### 4. おわりに

本研究では、マサ土、黒ボク土、赤黄色土の乾燥状態での浸潤における地温変化を定量的に把握するため、断熱した土壌カラムでの浸潤実験を行い温度変化を測定した。また、各土壌における湿潤熱を熱量計法で測定した。

その結果、浸潤前線直前においてマサ土、黒ボク土、赤黄色土でそれぞれ最大 2.3°C、21.6°C、5.8°C の大きな地温変化が発生することが分かり、湿潤熱と地温変化の間には高い相関が認められた。各土壌の湿潤熱は、特に CEC との相関が高いことが明らかになった。

#### 謝 辞

試験土壌の採取に当たっては、東伯農業水利事業所、高知西南開拓建設事業所の担当者各位に便宜を図っていただいた。記して謝意を表します。

#### 引用文献

- Anderson, D.M. and Linville, A. (1962) : Temperature fluctuations at a wetting front : I. Characteristic temperature-time curves, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **26** : 14-18.
- Anderson, D.M. and Linville, A. (1963) : Temperature fluctuations at a wetting front : II. The effect of initial water content of the medium on the magnitude of the temperature fluctuations, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **27** : 367-369.
- Berge, H.F.M. ten : 九州地下水研究会 (1996) 訳：裸地

表面と低大気層における熱と水分の輸送, 森北出版, p. 31.

- Iwata, S. (1972) : Thermodynamics of soil water. II, *Soil Sci.*, **113** : 313-316.
- Iwata, S., Tabuchi, T. and Warkentin, B.P (1988) : Soil-water interaction Mechanism and application, *Mercel Dekker Inc., New York* : p. 102.
- Keren, R. and I. Shainberg (1975) : Water vapor isotherms and heat of immersion of Na- and Ca-Montmorillonite systems, I. Homoionic clay, *Clays and Clay Minerals*, **23** : 193-200.
- Keren, R. and I. Shainberg (1979) : Water vapor isotherms and heat of immersion of Na- and Ca-Montmorillonite systems, II. Mixed systems, *Clays and Clay Minerals*, **27** : 145-151.
- Keren, R. and I. Shainberg (1980) : Water vapor isotherms and heat of immersion of Na- and Ca-Montmorillonite systems, III. Thermodynamics, *Clays and Clay Minerals*, **28** : 204-210.
- Kijne, J.W. (1969) : On the interaction of water molecules and Montmorillonite surfaces, *Soil Sci. Soc., Amer. Proc.*, **33** : 539-543.
- 葛上 久 (1977) : 細粒土の工学的性質研究のための熱測定について—細粒土の工学的性質に関与する比表面 (S.S) について (Ⅲ)—, *農土論集*, **68**, 50-57.
- Perrier, E.R. and Prakash, O.M. (1977) : Heat and vapor movement during infiltration into dry soils, *Soil Sci.*, **124** (2) : 73-76.

#### 要 旨

乾燥した土壌への浸潤現象においては、浸潤前線の進行にともなって前線直前で温度が上昇される現象が観察される。これは、前線から蒸発した水蒸気が土壌に吸着・浸漬する際に発生する湿潤熱によるものである。温度変化は、土壌水の水分ポテンシャルの変化、土壌水の粘性変化を通じて浸潤現象そのものに影響するばかりでなく、土壌内の生化学的現象にも影響すると考えられる。しかしながら、この現象についての一般土壌に対する定量的な実験および解析に関する既往の研究事例は極めて少なく、明らかにすべき課題が多く残されている。

本研究では、マサ土、黒ボク土、赤黄色土の乾燥状態での浸潤における地温変化を定量的に把握するため、断熱状態とした土壌カラムの浸潤実験でカラムの温度変化を測定した。また、各土壌の湿潤熱を熱量計法で測定した。その結果、浸潤前線直前においてマサ土、黒ボク土、赤黄色土でそれぞれ最大 2.3°C、21.6°C、5.8°C の大きな地温変化が発生した。湿潤熱と地温変化の間には高い相関が認められるとともに、各土壌の湿潤熱は、比表面積ならびに CEC との相関が高いことが明らかになった。

受稿年月日：2007年1月4日  
受理年月日：2007年4月18日

## 凍結をともなう土中の水分・熱・溶質移動モデル

渡辺晋生\*・取出伸夫\*・坂井 勝\*\*・Jiri Šimůnek\*\*

### Numerical Modeling of Water, Heat, and Solute Transport during Soil Freezing

Kunio WATANABE\*, Nobuo TORIDE\*, Masaru SAKAI\* and Jiri ŠIMŮNEK\*\*

#### 1. はじめに

寒冷地において、春先の土中の水分・地温・溶質分布を考える際、あるいは冬期の地表からの水蒸気フラックスを考える際、凍結・融解にともなう土中の水分や溶質移動を予測することが重要である。また、軟弱地盤の土層改良や汚染物質の漏洩防止、土壌浄化などに対して土の凍結が利用されており、凍結にともなう物質移動のモデル化の対象は寒冷地土壌に留まらない。

非等温下の水蒸気を含む不飽和土中の水分移動は、通常、Philip and de Vries (1957) に基づき次式で表される(坂井・取出, 2006)。

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \frac{1}{\rho_l} \frac{\partial(\rho_v \theta_a)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{lh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{lv} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vt} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (1)$$

ここで、 $\theta_l$  と  $\theta_a$  は液状水と水蒸気の体積率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )、 $\rho_l$  と  $\rho_v$  は液状水と水蒸気の密度 ( $\text{kg m}^{-3}$ )、 $h$  は圧力水頭 (m)、 $T$  は温度 ( $^{\circ}\text{C}$ )、 $t$  は時間 (s)、 $z$  は位置 (m) である。 $K_{lh}$  ( $\text{m s}^{-1}$ )、 $K_{lv}$  ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ )、 $K_{vh}$  ( $\text{m s}^{-1}$ )、 $K_{vt}$  ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ) はそれぞれ圧力勾配と温度勾配による液状水移動と水蒸気移動における透水係数である。温度変化をともなう土中の水分・熱・溶質の同時移動は、(1) 式の水分移動式に加えて、次の土中の熱移動式、溶質移動の移流分散式を連立して計算する(取出ら, 2006)。

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} + L_s \frac{\partial(\rho_v \theta_a)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \lambda \frac{\partial T}{\partial z} - C_l q_l \frac{\partial T}{\partial z} - C_v q_v \frac{\partial T}{\partial z} - L_s \frac{\partial \rho_v q_v}{\partial z} \right] \quad (2)$$

$$R \frac{\partial c}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} - \nu \frac{\partial c}{\partial z} \quad (3)$$

ここで、 $C_p$ 、 $C_l$ 、 $C_v$  はそれぞれ土、液状水、水蒸気の体積熱容量 ( $\text{Jm}^{-3} \text{K}^{-1}$ )、 $\lambda$  は土の熱伝導率 ( $\text{Wm}^{-1} \text{K}^{-1}$ )、 $q_l$ 、

$q_v$  は液状水と水蒸気の流量 ( $\text{m s}^{-1}$ )、 $L_s$  は水の蒸発潜熱 ( $2.501 \times 10^6 - 2369.2 \text{ Jkg}^{-1}$ )、 $D$  は分散係数 ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )、 $\nu$  は平均間隙流速 ( $\text{ms}^{-1}$ )、 $c$  は溶質濃度 ( $\text{molL}^{-1}$ )、 $R$  は溶質の土粒子への吸着による遅延因子である。

$0^{\circ}\text{C}$  以下の状態で土が凍結する過程も、同様に非等温下の土中の物質移動現象であるが、土中には土粒子、液状水、気相の3相に加え新たに氷の相が現れる点が、常温における移動と異なる。土粒子間隙における水の析出は、不凍水(土粒子表面や毛管曲率の影響で、 $0^{\circ}\text{C}$  以下においても凍結しない水)の負圧の発生や水みち形状の変化をともない、土中の物質移動に多大な影響を及ぼす。また、温度が低下すると、凍土中の不凍水量と氷の量が大きく変化するため(Watanabe and Mizoguchi, 2002)、凍土の透水性や熱的性質が激しく変化する。そのため、凍結をともなう土中の物質移動の予測においては、(1)-(3)式の不飽和土中の水分・熱・溶質移動式に対して、氷の発生・成長と不凍水の挙動、また不飽和透水係数などの移動物性値の変化をいかにモデル化するかが課題となる。Harlan (1973) は、一般化クラウジウス-クラペイロンの式(Generalized form of Clausius-Clapeyron equation, GCC 式)を用いて凍土中の水・熱移動式を結合し、見かけの熱容量により土中水の氷への相変化を表すモデルを提唱した。こうしたモデルの数値計算や凍土の透水係数の与え方については、Fukuda *et al.* (1980)、Newman and Wilson (1997) などにより検証・改良が進められてきた。Hansson *et al.* (2004) は、凍土の熱伝導率の非線形性を表すモデルを提案し、GCC 式などの凍結過程のモデルを組み込むことで不飽和土中の汎用数値計算ソフト HYDRUS-1D (Šimůnek *et al.*, 2005) を修正した。そして、鉛直一次元の室内凍結実験および、一年間にわたる野外の土の凍結融解観測を解析した。

本報では、まず、GCC 式に基づく凍結過程および水蒸気移動を含む不飽和土中の水分・熱・溶質移動式を解説

\* 三重大学大学院生物資源学研究所 〒514-8507 津市栗真町屋町 1577

\*\* カリフォルニア大学リバーサイド校環境科学部

Department of Environmental Sciences University of California, Riverside Riverside, CA 92521, USA

キーワード: 凍土, 水分・熱・溶質移動, 不凍水, 一般化クラウジウス-クラペイロン式



する。そして、計算に必要な凍土の透水係数と熱的性質のモデルを示す。その上で、修正版 HYDRUS-1D を用いて一次元の土の凍結過程における水分・温度・溶質分布やフラックス分布の計算例を示し、土の凍結現象の詳細を解説する。また、数値計算の有用性や今後の課題を議論する。なお、凍結による有効応力の変化やアイスレンズの発生、土の骨格構造の変化などをともなう凍上現象については扱わない。

## 2. 凍結をともなう水分・熱移動式

### 2.1 移動式

水体の流動がない場合、凍結をともなう土中の水分移動は、(1)式の左辺に水量の時間変化を加え、次式で表される。

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \frac{1}{\rho_l} \frac{\partial (\rho_s \theta_a)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{lh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{lh} + K_{lT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (4)$$

ここで、 $\theta_i$  は水の体積含率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )、 $\rho_i$  は水の密度 ( $931 \text{ kg m}^{-3}$ ) である。同様に、凍結をともなう土中の熱移動は、(2)式の左辺に固液相変化による潜熱項を加えて表される。

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} - L_f \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + L_s \frac{\partial (\rho_s \theta_a)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_i q_i \frac{\partial T}{\partial z} - C_v q_v \frac{\partial T}{\partial z} - L_s \frac{\partial \rho_s q_v}{\partial z} \quad (5)$$

ここで、 $L_f$  は水の融解潜熱 ( $3.34 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$ ) である。(5)式の左辺は、微分の連鎖法則を用いて、書き換えることができる。

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} - L_f \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + L_s \frac{\partial (\rho_s \theta_a)}{\partial t} = C_p \frac{\partial T}{\partial t} - L_f \rho_i \frac{d\theta_i}{dT} \frac{\partial T}{\partial t} + \left( L_s \theta_a \frac{d\rho_s}{dT} \frac{\partial T}{\partial t} + L_s \rho_s \frac{\partial \theta_a}{\partial t} \right) = \left( C_p - L_f \rho_i \frac{d\theta_i}{dT} + L_s \theta_a \frac{d\rho_s}{dT} \right) \frac{\partial T}{\partial t} + L_s \rho_s \frac{\partial \theta_a}{\partial t} \quad (6)$$

ここで、

$$C_a = C_p - L_f \rho_i \frac{d\theta_i}{dT} + L_s \theta_a \frac{d\rho_s}{dT} \quad (7)$$

とすると、(5)式は次式となる。

$$C_a \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_i q_i \frac{\partial T}{\partial z} - C_v q_v \frac{\partial T}{\partial z} - L_s \frac{\partial \rho_s q_v}{\partial z} - L_s \rho_s \frac{\partial \theta_a}{\partial t} \quad (8)$$

ここで、 $C_a$  は潜熱項を含んだ土の見かけの熱容量 ( $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ ) である。また、(7)式の右辺第3項の水蒸気項は、土の熱容量に比べて十分に小さいので、通常は無視できる (福田ら, 1984)。

以上の凍結をともなう移動式を適用する場合、氷と共存する土中の液状水 (不凍水) の水分特性関数 ( $\theta_i-h$  関係) に加え、土中の水量  $\theta_i$  を温度の関数 ( $\theta_i-T$  関係) として与える必要がある。

### 2.2 凍土中の不凍水

土の圧力水頭  $h$  と水分量  $\theta_i$  の関係が水分特性関数であり、この土中の水分保持特性は、土粒子間の毛管保水や土粒子表面への吸着の形態に依存する (図-1 (a))。土が凍結するとき、土粒子と氷の間の不凍水膜の厚さは、液状水と氷の界面の毛管力や土粒子表面への液状水の吸着力に依存し (Dash *et al.*, 1995)、温度  $T$  が低下すると氷が成長して不凍水は減少する。この温度  $T$  における不凍水量の関係は、不凍水曲線と与えられる。さらに凍結過程の水分移動を考えると、この不凍水の圧力の推定が不可欠である。

いま、飽和土が凍結、あるいは融解する過程を考える。ここで、図-1 (b) に示すように不凍水と氷の分布が、常温における土の吸水や排水過程における水と空気の分布の形態と等しいと仮定する (Williams, 1964; Koopmans and Miller, 1966)。このとき、間隙水と空気界面の圧力差  $P_{ai}$  と不凍水と氷界面と圧力差  $P_{ii}$  を等しいと見なせば、不凍水の圧力を温度  $T$  の関数として常温における水分特性関数に基づき推定することが可能となる。

$$P_{ai} = P_{ii} \quad (9)$$

なお、Koopman and Miller (1966) は、毛管保水が卓越する砂やシルト質土の場合、気液界面と気氷界面の表面

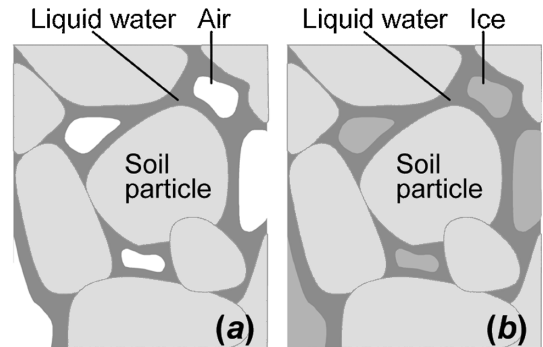


図-1 土間隙中の液状水分布の模式図。(a) 常温下における空気-液状水界面を持つ排水過程。(b) 氷-液状水界面を持つ水分飽和土の凍結過程。

Fig. 1 Schematic illustration of liquid water geometry in soil pores: (a) drying with the air-liquid water interface under room temperature; (b) freezing with the ice-liquid water interface in a saturated soil.



自由エネルギーの比を用いて(9)式を補正し、Black and Tice (1989) は、これを実験的に検証している。

2.3 不凍水の圧力

水と水の共存する系においては、相平衡の状態方程式である GCC 式が成立する。

$$\nu_i \frac{dP_i}{dT} - \nu_i \frac{dP_i}{dT} = \frac{L_f}{T} \tag{10}$$

ここで、 $P_l$  と  $P_i$  は水と氷の圧力 (Pa),  $\nu_l$  は水の比容積 ( $0.001 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ),  $\nu_i$  は氷の比容積 ( $\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ) である。また、 $T$  は温度 (K) である。なお、系が溶質を含む場合は、濃度に比例した凝固点降下項が(10)式に加わる。不飽和土では通常、凍上圧が0なので、(10)式の左辺第2項は無視できる。

$$\frac{dP_l}{dT} = \frac{L_f}{\nu_l T} \tag{11}$$

いま、凍土中の不凍水についても GCC 式が成り立つとし、 $\rho_l g h = P_l$  とすると、(11)式より過冷度  $\Delta T = T_m - T$  (K) における不凍水の圧力水頭  $h$  が得られる。ここで、 $T_m$  は水の融点 (273.15 K) である。

$$h = \frac{L_f}{g} \ln \frac{T_m - \Delta T}{T_m} \tag{12}$$

図-2 に(12)式の関係を示す。土が  $0^\circ\text{C}$  以下に冷やされ間隙中に氷が発生すると、凍土中の不凍水には、 $T = -0.1^\circ\text{C}$  で  $h = -1,248$  (cm),  $T = -1^\circ\text{C}$  で  $h = -12,500$  (cm) と大きな負圧が生じることがわかる。すなわち、凍結している土は、 $0^\circ\text{C}$  以上の常温の土に比べて、非常に乾燥した状態にあることを示す。なお、この(12)式は、土の圧力

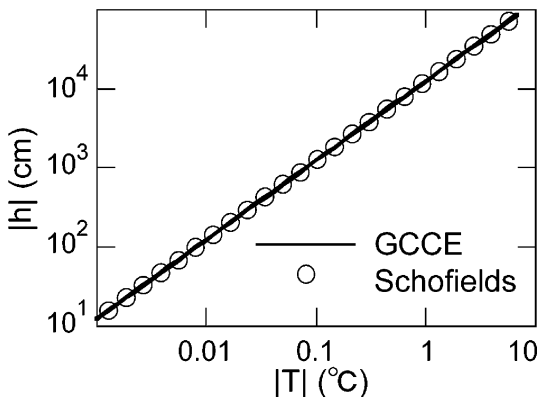


図-2 GCC 式を用いて温度  $T$  から換算した飽和凍土中の不凍水の圧力  $h$ 。

Fig. 2 Unfrozen water pressure head in a water-saturated frozen soil  $h$ , based on the temperature  $T$  with the generalized form of Clausius-Clapeyron equation.

水頭と土の凍結温度の関係性を求めた Schofield (1938) の実験式  $pF = 4.1 + \log |T|$  と一致する。

2.4 不凍水曲線

常温における水分保持特性が、飽和土における凍結過程の不凍水と圧力との関係と等しいと仮定する(9)式を用いて、土の水分特性曲線に(12)式を適用すると、 $\theta_i$  と  $T$  の関係である不凍水曲線が得られる。さらに、不凍水曲線の勾配  $d\theta_i/dT$  が得られると、 $d\theta_i/dT = -d\theta_l/dT$  の関係を2.1節の移動式に用いることができる。

本解析では、van Genuchten (1980) の水分移動特性関数に基づき、水分特性曲線を次式で与えた。

$$S_e(h) = \frac{\theta_i(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = (1 + |\alpha h|^n)^{-m} \tag{13}$$

ここで、 $\theta_s$ ,  $\theta_r$  は飽和および残留体積含水率、 $S_e$  は有効飽和度、 $\alpha$  ( $\text{m}^{-1}$ ),  $n$ ,  $m$  は経験的パラメータである。表-1 は、計算に用いた3種類の土のパラメータ値である。図-3 は、3種類の土の水分特性曲線に対して、GCC 式により換算した不凍水曲線である。図中、横軸の温度  $|T|$  との関係が不凍水曲線、圧力水頭  $|h|$  との関係が水分特性曲線である。いずれの土性においても、温度低下にともない不凍水量が急激に減少している。 $0^\circ\text{C}$  において土が飽和するのは ( $h=0$ )、図-1 に示した飽和土の凍結過程に対する仮定に基づいている。ロームとシルトロームについては、 $-1^\circ\text{C}$  ( $h=12,500$  cm) においても十分な不凍水量を有したが、砂質ロームの不凍水量は  $-0.01^\circ\text{C}$  で  $\theta_r$  にほぼ達して、それ以下の温度では移動可能な土中水が消失した。凍土中の水分移動が問題になるのは、通常、 $-10^\circ\text{C}$  程度までであるので、未凍土の水分特性曲線を  $|h| < 10^5$  (cm) の範囲で妥当に与えれば、凍土中の不凍水を表現できることがわかる。なお、不飽和土が凍結する場合は、温度が  $0^\circ\text{C}$  に近づいても土中水は負圧を持つため、飽和に達することはない。そのため、厳密には飽和土の不凍水曲線を単純に不飽和土に適用することはできないが、以下の計算例においては、図-3 の不凍水曲線を適用できるとした。

表-1 3種類の土性の van Genuchten モデルのパラメータ値

Table 1 Parameter values of van Genuchten model for three different soils.

土性	$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$	$n$	$m$	$l$
ローム	0.535	0.05	0.0111	1.48	0.2	0.5
シルトローム	0.45	0.067	0.02	1.41	1-1/n	0.5
砂質ローム	0.41	0.065	0.075	1.89	1-1/n	0.5

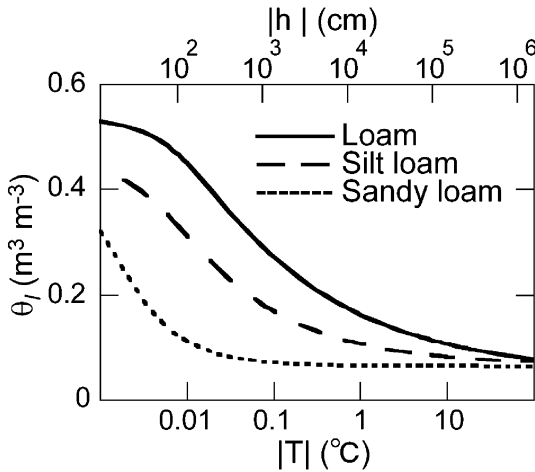


図-3 GCC式を用いて(13)式の水分特性曲線から導出した3種類の土性の飽和凍土中の不凍水曲線。

Fig. 3 Unfrozen water curves for three different water-saturated frozen soils, based on the soil water characteristic curves described with Eq. (13) and the GCCE.

### 3. 凍土の透水係数と熱的性質

#### 3.1 不飽和透水係数

未凍土については、(4)式の圧力勾配による液状水移動に対する透水係数  $K_{lh}$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) を次式で与える (van Genuchten, 1980)。

$$K_{lh} = K_s S_e^l [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (14)$$

ここで、 $K_s$  は飽和透水係数 ( $\text{m s}^{-1}$ )、 $l$  は間隙結合係数とよばれるパラメータである。一方、温度勾配による液状水移動の透水係数  $K_{lT}$  ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{K}^{-1}$ ) は、次式で与えられる (Noborio *et al.*, 1996)。

$$K_{lT} = K_{lh} \left( hG \frac{1}{\gamma_0} \frac{d\gamma}{dT} \right) \quad (15)$$

ここで、 $G$  は促進係数であり、ガラスビーズでは4程度、砂やシルト質ロームでは含水率の増加によって8から1にまで減少する (Nimmo and Miller, 1986)。 $\gamma$  は土中水の表面張力であり、 $\gamma = 75.6 - 0.1425T - 2.38 \times 10^{-4} T^2$ 、 $\gamma_0$  ( $25^\circ\text{C}$ ) =  $71.89 \text{ g s}^{-2}$  である。水蒸気移動に対する透水係数  $K_{vh}$ 、 $K_{vT}$  は、Scanlon *et al.* (2003) と同様に与えることができる。

いま、凍土の不飽和透水係数も、飽和土の凍結過程における水分特性と同様に、常温の  $K-\theta_l$  関係が適用できると仮定する。しかし、凍土中では不凍水量の減少に加えて、間隙内に成長した氷による水みちの閉塞も生じる

ため、(14)式は凍土の透水係数を過大評価すると考えられる。そこで、Jame and Norum (1980) は、抵抗係数  $\Omega$  を用いて(14)式を修正した。

$$K_{fth} = 10^{-\Omega} K_{lh} \quad (16)$$

ここで、下添え字  $f$  は凍土を示す。 $\Omega$  は経験的パラメータであり、砂やシルトで8程度、礫で20~30とされている (Gosink *et al.*, 1988)。また、 $Q$  は全水量に対する水量の割合である。図-4 (a) (b) は、表-1の3種類の土に対して、表面張力の温度依存性が  $0^\circ\text{C}$  以下にも適用できるとし、促進係数  $G=7$ 、抵抗係数  $\Omega=4$  のとき、(14)-(16)式に基づく  $K_{fth}$  および  $K_{lT}$  である。土が  $0^\circ\text{C}$  以下に冷やされると、透水係数は  $K_{fth} < 10^{-10} \text{ cm s}^{-1}$  まで極めて急激に低下する。砂質土の場合、不凍水量が少ないため、凍結時の透水係数の低下が顕著である。

#### 3.2 熱容量

(7)式の見かけの熱容量は、土の体積熱容量に水の凍結潜熱と不凍水量曲線の勾配の積を加えた値である。土の体積熱容量は、土の構成要素の熱容量とその体積率の積の総和で推定できる。凍土の場合、土の構成要素にさらに氷が加わる。そのため、土の固相、有機物、土中空気、液状水、氷の熱容量をそれぞれ  $C_n$ 、 $C_o$ 、 $C_{air}$ 、 $C_l$ 、 $C_i$  ( $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ ) とすると、凍土の熱容量  $C_p$  は次式で与えられる。

$$C_p = \theta_n C_n + \theta_o C_o + \theta_a C_{air} + \theta_l C_l + \theta_i C_i \quad (17)$$

ここで、 $\theta_n$  は土の固相率、 $\theta_o$  は有機物の体積率である。氷の比熱は温度低下によって減少するが、凍土においては、その影響は無視できる範囲である。また、厳密には不凍水の熱容量を推定することは困難であるが、土粒子の影響を受けない水の熱容量と等しいと仮定することができる。図-4 (c) は、3種類の土における(17)式の飽和凍土の熱容量  $C_p$  および(7)式の見かけの熱容量  $C_a$  と温度  $T$  との関係である。ここで、 $C_n = 1.92 \times 10^6 \text{ kg s}^{-2} \text{m}^{-1}$ 、 $C_o = 2.51 \times 10^6 \text{ kg s}^{-2} \text{m}^{-1}$ 、 $C_{air} = 1,250 \text{ kg s}^{-2} \text{m}^{-1}$ 、 $C_l = 4.18 \times 10^6 \text{ kg s}^{-2} \text{m}^{-1}$ 、 $C_i = 1.953 \times 10^6 \text{ kg s}^{-2} \text{m}^{-1}$  であり、 $\theta_l$ 、 $\theta_i$  には図-3の関係、また  $\theta_n$ 、 $\theta_o$  は表2の値を用いた。土が  $0^\circ\text{C}$  以下に冷やされて凍結が始まると、見かけの熱容量  $C_a$  は土の熱容量  $C_p$  の数倍にまで上昇する。特に砂質土では、融点近傍で土中水の大半が凍結するため (図-3)、 $C_a$  の上昇は顕著である。一方、不凍水を多量に有する細粒土では、潜熱の影響は低温まで生じる。

#### 3.3 熱伝導率

Campbell (1985) は、土の熱伝導率  $\lambda$  ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ) の水分量依存性を次式で与えた。

$$\lambda = C_1 + C_2 \theta_l - (C_1 - C_4) \exp[-(C_3 \theta_l)^{C_5}] \quad (18)$$

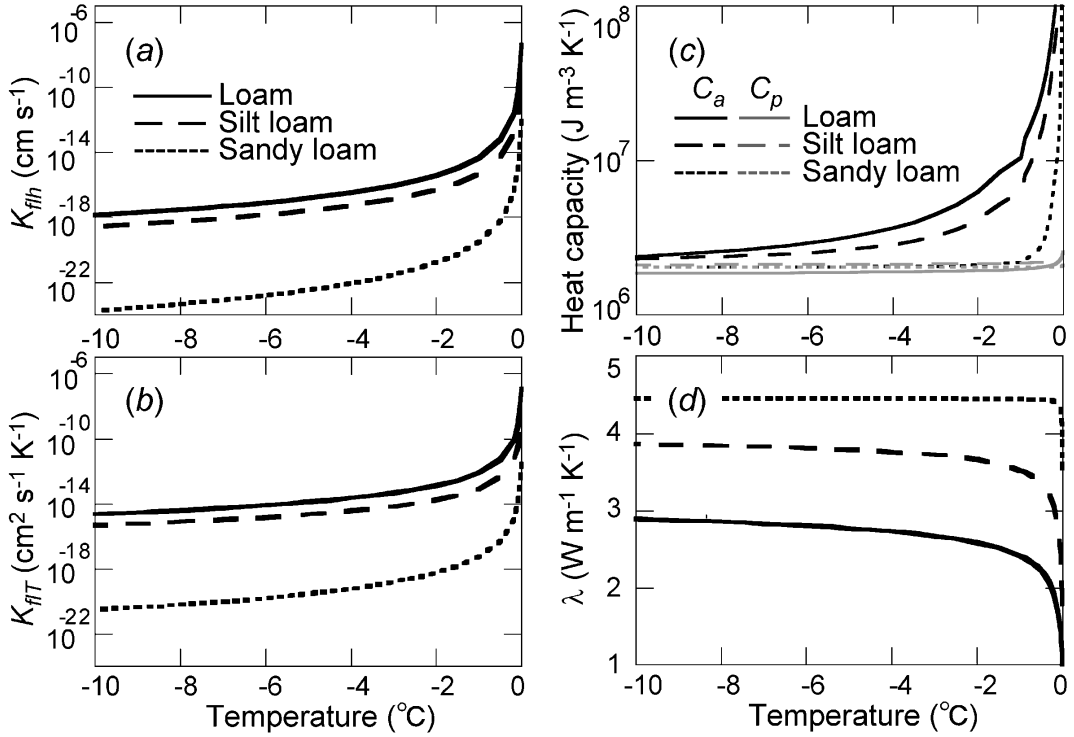


図-4 凍土の諸物性値の温度依存性. (a) 圧力勾配による液状水移動の透水係数  $K_{fih}$ , (b) 温度勾配による液状水移動の透水係数  $K_{fIT}$ , (c) 熱容量  $C_p$  と見かけの熱容量  $C_a$ , (d) 熱伝導率  $\lambda$ .

Fig. 4 Temperature dependence of physical properties of frozen soils : (a) isothermal hydraulic conductivities  $K_{fih}$ ; (b) thermal hydraulic conductivities  $K_{fIT}$ ; (c) soil heat capacity  $C_p$  and apparent heat capacity  $C_a$ ; (d) thermal conductivity  $\lambda$ .

表-2 3種類の土性の熱特性パラメータ値

Table 2 Thermal parameter values for three different soils.

土性	$\theta_n$	$\theta_0$	$C_1$	$C_2$	$C_3$	$C_4$
ローム	0.3	0	0.53	0.84	8.38	0.093
シルトローム	0.55	0	0.72	0.84	8.38	0.093
砂質ローム	0.57	0	1.58	0.84	27	0.093

ここで、 $C_i$  ( $i=1, \dots, 5$ ) は定数であり、実験、あるいは固相率などの物性値から与えられ、 $C_5=4$  が推奨されている。

凍土の熱伝導率  $\lambda$  は、含水率によって非線形に変化する (Kennedy and Sharratt, 1998)。Hansson *et al.* (2004) は、(18) 式を修正して凍土の熱伝導率を次式で表した。

$$\lambda = C_1 + C_2(\theta + F\theta_i) - (C_1 - C_4) \exp\{-[C_3(\theta + F\theta_i)]^{C_5}\} \quad (19)$$

$$F = 1 + F_1\theta_i^{F_2} \quad (20)$$

ここで、 $\theta$  は水蒸気量も加えた含水率、 $F$  は水と氷の熱伝導率の違いに基づく係数である。図-4 (d) は、3種類の土に対して (19) 式から求めた凍土の熱伝導率である。なお、 $\theta \approx \theta_i$ 、土によらず  $F_1=13.05$ 、 $F_2=1.06$ 、 $\theta_i$  は図-3 の関係式、その他のパラメータは表-2 の値を用いた。土が  $0^\circ\text{C}$  以下に冷やされると、氷量の増加にしたがい凍土の熱伝導率が高くなる。この際、融点近傍で土中水の大半が凍結する砂質土の熱伝導率は、不凍水を多く有する細粒土に比べて高い。また、砂質土の不凍水量は  $0^\circ\text{C}$  以下で速やかに  $\theta_r$  に漸近するため (図-3)、低温領域における熱伝導率は一定である。

## 4. 計算例

### 4.1 計算条件

凍結をともなう土中の水分・熱移動について、こゝまで示した移動式と物性値の推定式を用いて、表-1 に示し

た3種類の土を充填した長さ20 cmの水平一次元カラムを対象にした数値計算を行った。それぞれの土の物性は図-4に示した。カラムの両端は閉鎖してあり、水と溶質の境界フラックスはゼロである。初期条件は、温度  $T_{init}=5^{\circ}\text{C}$ 、土中水圧力  $h_{init}=-100$ 、および  $-1,000$  cm、溶質濃度  $c_{init}=10\text{ mol L}^{-1}$  で一定とした。ここで、境界温度として、左端  $T_L=-5^{\circ}\text{C}$ 、右端  $T_R=5^{\circ}\text{C}$  を与えた。溶質移動は、(3)式で与えられ、土への吸着がない溶質 ( $R=1$ ) を対象に、分散長  $L=1$  cm、拡散係数  $D_0=0.1\text{ cm}^2\text{ day}^{-1}$  とした。また、溶質による凝固点降下や溶質の水への封入、氷圧や圧力水頭への影響は無視した。凍結をとまなう水分移動では、凍結面付近で土中水圧力や物性値が極端に変化するため、特に凍結面の進行速度が速い場合、十分に小さな空間および時間刻みを選択する必要がある。そのため、凍結が生じる領域の空間刻みを0.02 cm、初期の時間刻みを0.04秒とした。以下、初期圧力  $h_{init}=-100$  cmのロームの計算結果をまず示し、最後に異なる初期水分条件、土性による比較を行った。

#### 4.2 地温変化

図-5 (a) および図-6 (a) に、左端面の温度低下後のロームの温度分布を示す。横軸は低温端からの距離である。溶質による凝固点降下を考慮していないため、 $0^{\circ}\text{C}$ の位置が凍結面に相当する(図-6中破線)。左端面の温度を下げると、 $5^{\circ}\text{C}$ で一定であった地温が、左端から次第に低下した。図-5 (c) は、 $0^{\circ}\text{C}$ の等温線(凍結面)の位置の時間変化である。凍結面の進行速度は、0.5時間で2 mm  $\text{h}^{-1}$ 、5時間で0.5 mm  $\text{h}^{-1}$ と経過時間とともに遅くなった。また温度分布がほぼ常態に達し、凍結面の進行が停止するのに80時間以上を要した。凍結面の進行速度が遅くなると、温度勾配は凍土で  $0.33^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ 、未凍土で  $1^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ とそれぞれ直線状に近づき、凍土中の方が緩やかになった(図-5 (a))。これは、凍土の熱伝導率が未凍土より大きいためである(図-5 (b))。なお、(19)式から算出した熱伝導率は、水量分布に応じて、凍土中で最大値をとる。

図-5 (c) には、凍結実験より温度が  $10^{\circ}\text{C}$  相対的に高い条件(初期条件  $T_{init}=15^{\circ}\text{C}$ 、左端境界  $T_L=5^{\circ}\text{C}$ 、右端境界  $T_R=15^{\circ}\text{C}$ )における  $10^{\circ}\text{C}$  の等温線の位置の変化も示した。凍結が生じない土中に対して同じ温度差の境界条件を与えると、24時間後には土中の熱移動がほぼ常態に達し、直線上の地温分布が得られる。しかし、凍結が生じる温度条件では、凍土中における潜熱の放出が続くため、温度分布の発展は常温に比べ遅くなる。また、熱伝導率は土中の水分量と水量の変化に依存する(式(19))。常温においては、温度勾配による水分の再分布が生じるが、熱伝導率の分布に大きな偏りはないため、定常分布

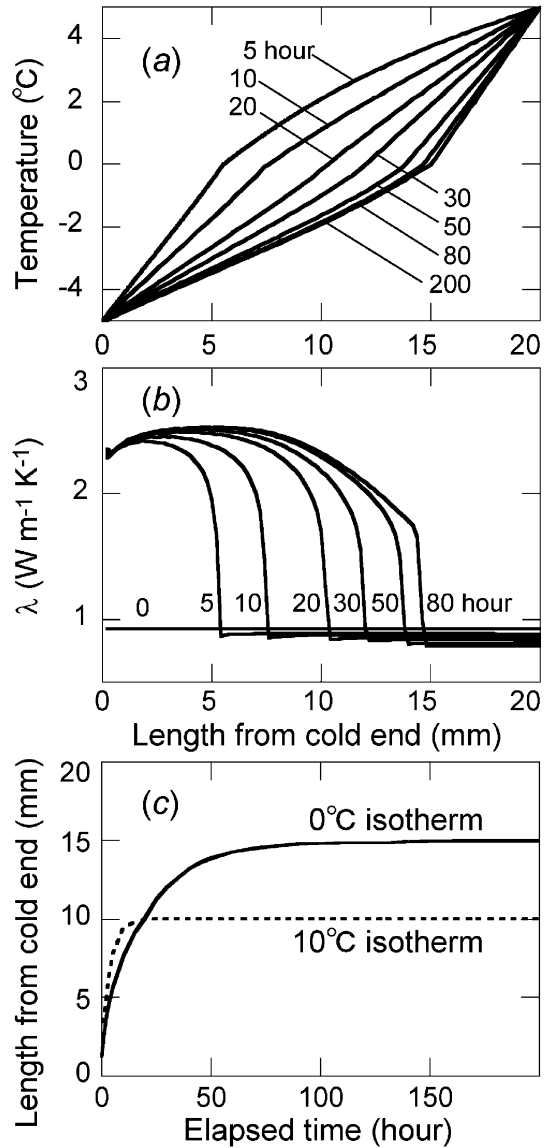


図-5 ロームの凍結過程の (a) 温度分布, (b) 熱伝導率の分布, (c)  $0^{\circ}\text{C}$  線(凍結前線)の位置. (c) の  $10^{\circ}\text{C}$  線は、凍結しない温度条件(初期温度  $15^{\circ}\text{C}$ 、右端境界  $5^{\circ}\text{C}$ 、左端境界  $15^{\circ}\text{C}$ ) の値。

Fig. 5 (a) Temperature and (b) thermal conductivity profiles in a freezing loam soil; (c) Progress of the freezing front ( $0^{\circ}\text{C}$  isotherm) for  $T_{init}=5^{\circ}\text{C}$ ,  $T_L=-5^{\circ}\text{C}$ ,  $T_R=5^{\circ}\text{C}$  and the  $10^{\circ}\text{C}$  isotherm for  $T_{init}=15^{\circ}\text{C}$ ,  $T_L=5^{\circ}\text{C}$ ,  $T_R=15^{\circ}\text{C}$ .

では  $10^{\circ}\text{C}$  の等温線がカラムのほぼ中央に位置する。一方、凍結が生じると、凍土の熱伝導率が未凍土の3倍近くになるため(図-5 (b))、最終的にはカラム長の3/4ま

で凍結面が達する。

### 4.3 水分移動

図-6 (a) の温度変化における土中水圧力分布を図-6 (b), また(4)式の右辺括弧内の和で与えられる全水分フラックスの分布を図-6 (c) に示す。ここで、正の水分フ

ラックスは低温端への流れ (図中左向き) である。凍土中の圧力分布は、(12)式に基づき温度分布 (図-6 (a)) から与えられ、 $-10,000$  cm 以下と非常に小さい (図-6 (b))。このため、土が凍結すると、未凍土から凍土へ向けての圧力勾配が生じ、未凍土全体の水が凍結面に向け

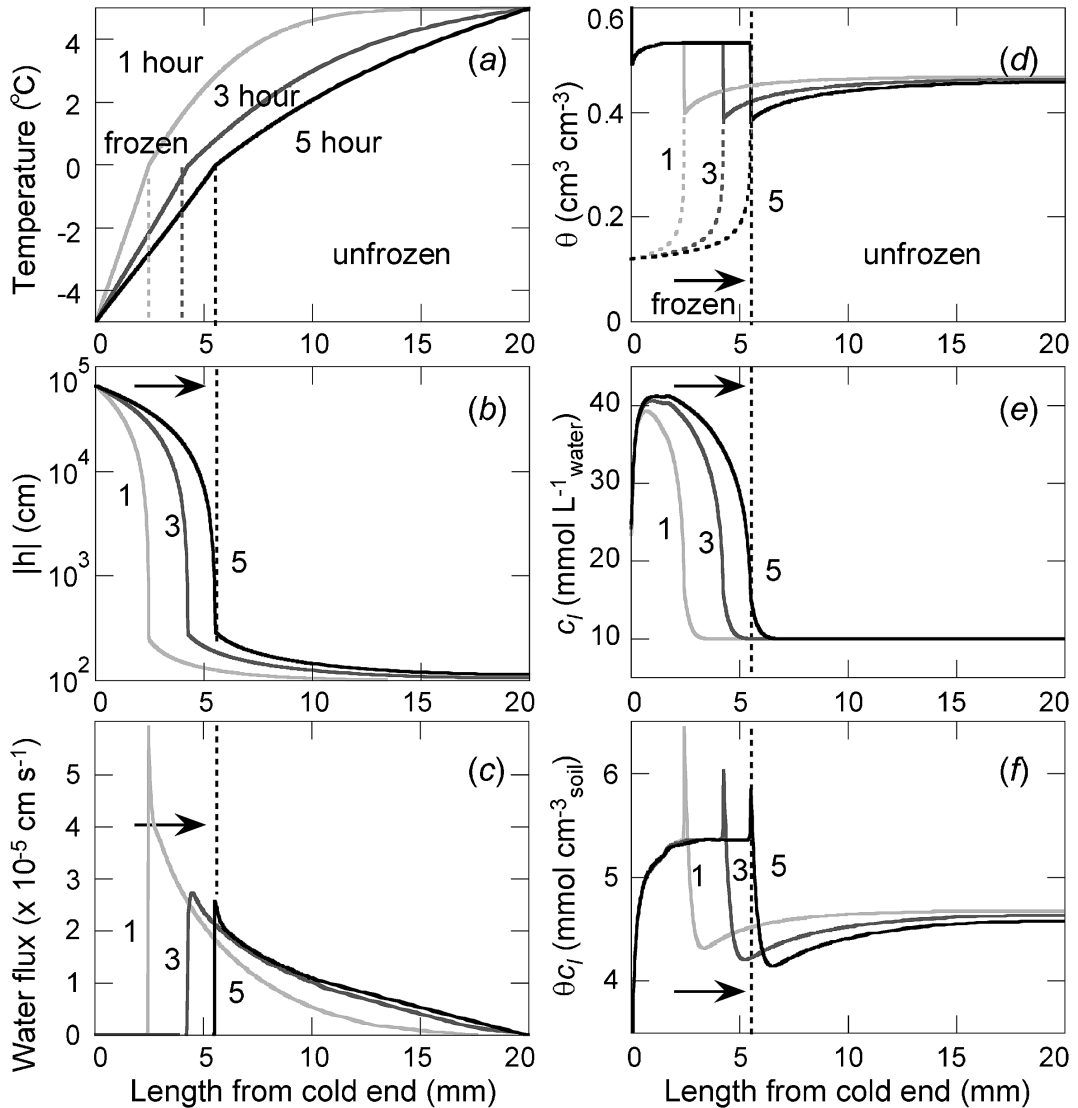


図-6 ロームの凍結過程の (a) 温度分布, (b) 圧力分布, (c) 水分フラックス分布, (d) 水分分布, (e) 土中水の溶液濃度  $c_i$ , (f) 単位体積土中の溶質量  $\theta c_i$ . 破線は凍結面を示す. (d) の実線は全水分量, 点線は凍土中の液状水 (不凍水) 量であり, その差は氷量を表す.

Fig. 6 Profiles of (a) temperature, (b) pressure head, (c) water flux, (d) water contents, (e) solute concentration  $c_i$  and (f) amount of solute in a unit soil  $\theta c_i$  in a freezing loam soil. The dashed line indicates the freezing front. In figure (d), the difference between the total water content (solid line) and the liquid (unfrozen) water content (dotted line) gives the ice content.



て引き寄せられる。特に圧力勾配の大きい凍結面では、水分フラックスに鋭いピークが生じた(図-6(c))。このピーク値は、凍結初期ほど顕著であった。凍結が進行するにつれ、土中水の再分布が進み、凍結面より遠方の未凍土中の水も凍土方向へ引き寄せられる(図-6(b))。凍結が進行すると、凍土と未凍土の圧力差が相対的に小さくなるため、凍結面にみられた水分フラックスのピークは低下した(図-6(c))。また、凍土中では、圧力勾配が大きいものの土中水の移動は非常に少ない。これは、凍土中の透水係数が未凍土や凍結速度に対して極めて小さいことによる(図-4(a))。

凍結面への水分移動の結果生じる土中の水分分布を図-6(d)に示す。図中、実線は全水分量、点線は凍土中の不凍水量であり、その差は水量である。凍結面近傍の未凍土中の水分量が低下し、その反対に凍土側の水分量が増加して、短時間で飽和に達した。また、凍土中の不凍水量は、左端に向けて減少している。

なお、凍土中の全水分量(不凍水量+水量)は、凍結により速やかに飽和に達した。しかし、実際の土の凍結においては、特に水分量が比較的少なく、また凍結速度が速い場合には、凍土中の水分量は飽和に達しないことが報告されている(たとえば、Fukuda *et al.*, 1980; Newman and Wilson, 1997)。これは、相平衡のGCC式と水分特性曲線に基づく飽和土の不凍水曲線を、不飽和水分移動に対しても適用していることが原因である。すなわち、図-3に示すように、 $0^{\circ}\text{C}$ の不凍水量に飽和水分量が対応するためである。この点は、不飽和土中の圧力水頭を考慮した不凍水量曲線を用いるなどの改良が考えられる。

#### 4.4 溶質移動

図-6(e)に、図-6(a)と同様の経過時間における、単位体積あたりの土中水中の溶質濃度 $c_l$ を示す。土が凍結すると氷に相変化した水から溶質が吐き出されるため、不凍水中の溶質濃度は未凍土中に比べて数倍高くなる。凍土中においては、各温度によって不凍水量と水量が異なるため(図-6(d))、不凍水中の溶質濃度も異なった。また、不凍水中の溶質濃度の勾配は、相変化量の大きな凍結面付近で大きい。凍結が進行するにつれ、不凍水中の溶質濃度は高くなり、また濃度勾配は緩やかになった。これは、水分フラックスや相変化量が低下し、また拡散による溶質移動が生じたためである。一方、未凍土においては、溶質濃度が増加したのは凍結面より数mmまでの範囲に限られた。これは、拡散とは逆向きの凍結面への水分移動による移流が卓越したためである。こうした凍土から吐き出される溶質の影響範囲の大きさは、凍結速度、溶質分散、拡散の相対的な関係に依存する。

図-6(f)は、図-6(d)の液状水分量 $\theta_l$ と図-6(e)の溶質濃度 $c_l$ の積で与えられる単位土中の溶質量 $\theta_l c_l$ 分布である。土中の溶質量は、凍結開始前にくらべ凍土中で高く、未凍土中で低くなった。凍土中においては、不凍水中の溶質濃度 $c_l$ は高いが(図-6(e))、低温になるほど不凍水量 $\theta_l$ が減少する(図-6(d))。このため、本計算においては、凍土中の溶質量は時間によらず一定となった。一方、未凍土中では溶質濃度 $c_l$ には変化が見られないが、凍結による水分の再分布が生じる。このため、溶質量は、凍結面近くで低く、高温端で初期値に近くなった。また、凍結面において溶質量に鋭いピークが現れた。こうした溶質量のピークは凍結の進行とともに小さくなった。

図-6(f)の計算結果は、実際の土の凍結にみられる凍結面での溶質の局所的な集積(たとえばKonrad and McCammon, 1990)をよく再現している。一方、実際の野外調査や実験結果においては、凍結にともなう凍土中の溶質濃度の低下と未凍土中の溶質濃度の上昇がしばしば見られる。こうした計算結果と実際の現象の相違は、凝固点降下、また溶質の吐き出し速度などの及ぼす効果を解明する上で、重要な情報であると考えられる。

#### 4.5 異なる初期水分条件

図-6と同様の凍結過程について、異なる初期圧力条件 $h_{ini} = -1,000\text{ cm}$ との比較を行った。図-7(a)は、凍結開始後5時間の $h_{ini} = -100\text{ cm}$ と $-1,000\text{ cm}$ の水分分布である。いずれの初期圧力においても、凍結面近傍の未凍土における水分低下と凍土中の水分増加が見られたが、初期圧力が低いと未凍土から凍土への水分移動量は減少した。一方、凍土中の不凍水量分布は両条件でほぼ等しくなった。図-7(b), (c)に、このときの圧力分布と圧力勾配の液状水移動に対する透水係数 $K_{lh}$ 分布を示す。初期圧力によらず、凍土中の圧力分布はほぼ等しい。このように不凍水量、土中水圧力が初期圧力に依存しないのは、(12)式により凍土中の圧力分布を温度分布に基づき与えているためである。すなわち、温度分布が等しい凍土の不凍水量と土中水圧力は等しい。一方、凍土中の透水係数は、(16)式により水量に応じて未凍土より小さくなる。このため、未凍土の透水係数は水分量の多い $h_{ini} = -100\text{ cm}$ のほうが大きい、凍土中の透水係数の低下は、水量の多い $h_{ini} = -100\text{ cm}$ のほうが大きい。

図-8は、初期圧力 $-100\text{ cm}$ および $-1,000\text{ cm}$ に対する5時間後の4成分の水分フラックス、すなわち圧力勾配の液状水 $q_{lh}$ 、温度勾配の液状水 $q_{lT}$ 、圧力勾配の水蒸気 $q_{vh}$ 、温度勾配の水蒸気 $q_{vT}$ の分布である。フラックスの向きは、低温端向き(図中左向き)が正である。いずれの初期圧力においても、低温端近傍の $q_{lh}$ を除くフ



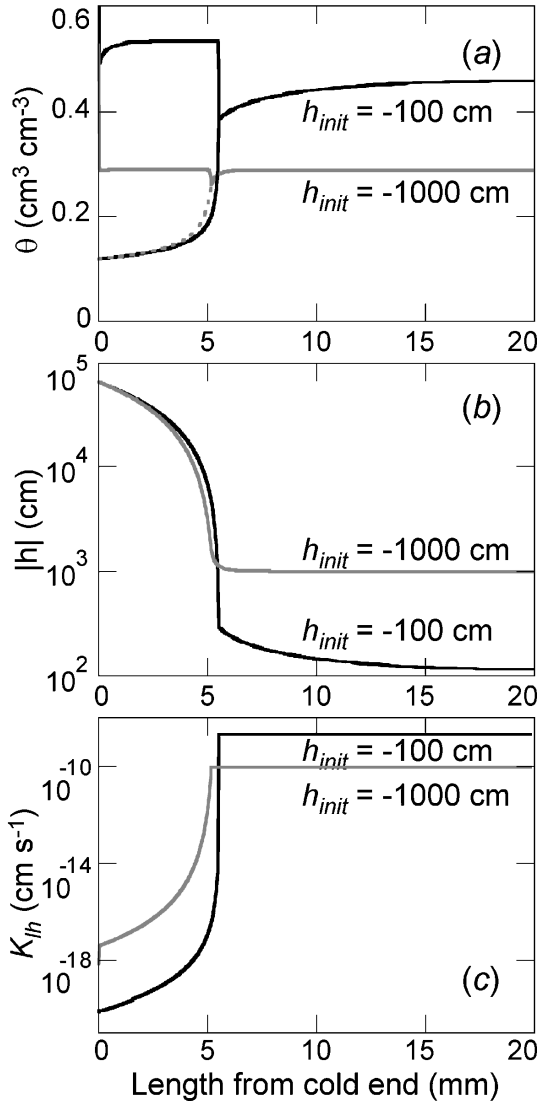


図-7 異なる初期土中水圧力の凍結開始から5時間後の (a) 水分分布, (b) 圧力分布, (c) 透水係数分布. (a) の実線は全水分量を, 点線は不凍水量を示す.

Fig. 7 Profiles of (a) water and (b) pressure head and (c) isothermal hydraulic conductivity in a freezing loam soil after 5 hours for different initial water pressure heads. In figure (a), the solid and dotted lines indicate total and unfrozen water contents, respectively.

ラックス成分は低温端向きとなった。図-8を積分して求めた、各フラックス成分の総量を比べると、水分量の多い  $h_{init} = -100$  cm では、 $q_{lh}$  が未凍土中のフラックスの

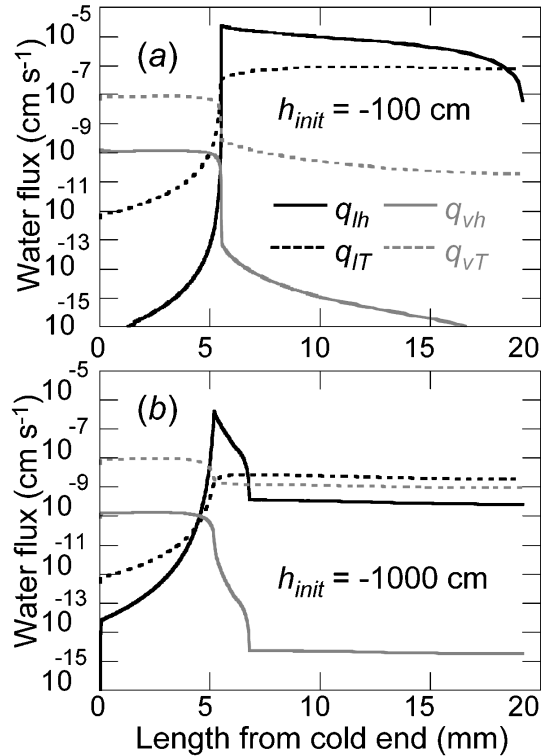


図-8 異なる初期土中水圧力の凍結開始から5時間後の圧力勾配による液状水フラックス  $q_{lh}$ , 水蒸気フラックス  $q_{vh}$ , および温度勾配による液状水フラックス  $q_{lT}$ , 水蒸気フラックス  $q_{vT}$ .

Fig. 8 Isothermal liquid ( $q_{lh}$ ) and vapor ( $q_{vh}$ ) fluxes and thermal liquid ( $q_{lT}$ ) and vapor ( $q_{vT}$ ) fluxes in a freezing loam soil after 5 hours for different initial water pressure heads.

95%を、 $q_{lT}$ が5%を占めた。一方、凍土中では低温端向きの水分フラックスの95%を  $q_{vT}$ が占め、液状水移動にくらべ水蒸気移動が卓越した(図-8(a))。これは、温度低下により不凍水量が減少し、 $K_{fh}$ が急激に減少したためである。水分量の少ない  $h_{init} = -1,000$  cm では、未凍土中では  $q_{lh}$ が83%と小さくなり、相対的に  $q_{lT}$ (11%)や水蒸気移動  $q_{vT}$ (6%)が大きくなる。また、圧力勾配が大きい凍結面近傍では、 $q_{lh}$ が支配的である。非常に乾燥した状態以外では、凍結面への水分移動に対する水蒸気移動の寄与は低いといえる。また、凍土中では、初期圧力が低下しても水蒸気移動に変化は見られなかったが、液状水移動  $q_{lh}$ が増加した(図-8(b))。これは、図-7(c)に示したように、水量が小さく、透水係数  $K_{fh}$ が大きいためである。不飽和凍土の透水係数のモデルについては、抵抗係数についても論議があり(たとえば、New-

man and Wilson (1997)), さらなる検討が必要である。

#### 4.6 異なる土性

最後に、土性による凍結過程の違いを検討するために、初期水分量  $\theta_{mit}=0.33$  の等しいローム ( $h_{mit}=-534$  cm) とシルトローム ( $h_{mit}=-100$  cm), またシルトロームと初期圧力が等しく初期水分量  $\theta_{mit}=0.12$  の砂質ローム ( $h_{mit}=-100$  cm) についても同様の計算を行なった。図-9は、3種類の土を5時間一方向凍結した際の土中の水分分布である。図中実線は全水量、破線は不凍水量であり、その差は氷量を示す。ロームとシルトロームは熱的性質が近いので、ほぼ等しい温度分布を示した。そのため、(12)式で与える凍土中の圧力分布もほぼ等しい。一方、未凍土中においては、初期水分量が等しいため、図-3の水分特性曲線よりシルトロームのほうが圧力が高い。そのため、凍結前線における圧力勾配が大きいシルトロームの方が多くの水分が凍土から未凍土へ移動した(図-9)。また、凍土中の不凍水量は、不凍水曲線(図-3)よりシルトロームのほうが少なかった。このため、シルトロームの凍土中の平均氷量  $\theta_i$  は0.25とロームの0.2程度に比べて多くなった。

一方、砂質ロームは、他の土性に比べて熱伝導率が高いため、凍結面が早く進行した。また、移動可能な水分量が少なく、凍結に伴う水分移動はあまり見られなかった。閉鎖系の土の凍結を対象とした今回の計算例では、異なる土性間の水分移動の違いは比較的小さいが、こうした土性の比較が容易に行える点は数値計算の利点であ

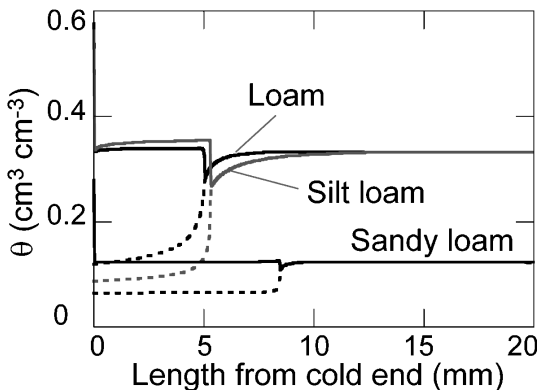


図-9 3種類の土性について計算した凍結開始から5時間後の水分分布。実線は全水分量、点線は不凍水量を示す。

Fig. 9 Water content profiles for three different freezing soils after 5 hours. The solid and dotted lines indicate total and unfrozen water contents, respectively.

る。今後、異なる水分流入条件や凍結環境において、土性の違いを検討していくことが必要である。

## 5. おわりに

一般化クラウジウス-クラペイロンの式を用いて、凍土の圧力と不凍水量を求めるモデルを解説し、一方向凍結過程にある土中の水分・熱・溶質移動に適用した計算例を示した。単純な相平衡を仮定したモデルであるが、こうした数値モデルで具体的な計算を行うことは、凍土中の水分や温度の分布を予測するために非常に有用である。特に、凍結面近傍のフラックス分布、4つのフラックス成分や、不凍水量・氷量・全水量の同時評価など、測定からは得難い知見を計算できる意義は大きい。また、今まで適用事例の少ない凍結土中の溶質移動に対しても、ある程度の適用が可能であることを確認できたと考ええる。

より厳密な解析を行う場合、土中の水分凍結について、凍結速度に対する氷の形成速度の非平衡過程や不飽和土の不凍水曲線、融解潜熱や表面張力など不凍水の物性値の温度依存性、不飽和凍土の透水係数を、あるいは溶質について、凝固点降下や溶質による圧力変化、溶質の氷中への吐き出しおよび取り込み過程や溶質が氷の形成に与える影響のモデルへの組み込みを、目的に応じて検討していく必要があると考えられる。

一方、凍結をとまなう土中の物質移動に関する計算は、パラメータの数が多く、また非線形性が強いので、十分に小さな空間・時間刻みが要求される場合が多い。近年、コンピュータの演算速度は飛躍的に向上しているが、それでもなお、凍結の計算は時間を要する。そのため、計算効率の向上を目指した研究に加えて、対象とする現象や求める精度に応じたモデルや計算の簡略化も重要であると考えられる。

今回数値計算に用いたHYDRUSは、既に公開されているバージョンを改良したものである。今まで研究用に限られていた凍結過程の数値計算プログラムが汎用的に利用でき、身近になることの意義は大きいと考える。今後は、パラメータの検討や実測値との比較などを通して、モデルの改良と信頼性の向上を進める予定である。

## 引用文献

- Campbell, G.S. (1985): Soil physics with BASIC, Elsevier, New York.
- Dash, J.G., Fu, H. and Wettlaufer, J.S. (1995): The pre-melting of ice and its environmental consequences. Rep. Prog. Phys., 58: 115-167.
- Black, P.B. and Tice, A.R. (1989): Comparison of soil

- freezing and soil water curve data for Windsor sandy loam. *Water Resour. Res.* **25** : 2205-2210.
- Harlan, R.L. (1973) : Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil. *Water Resour. Res.*, **9** : 1314-1323.
- Hansson, K., Šimůnek, J., Mizoguchi, M., Lundin, L.C. and van Genuchten, M.Th. (2004) : Water flow and heat transport in frozen soil : Numerical solution and freeze-thaw applications. *Vadose Zone Journal*, **3** : 693-704.
- 福田正己・Kay, B.D.・伊豆田久雄・Sheppard, M.I. (1984) : 凍土中の水分移動が熱伝導率測定に及ぼす影響について, *土壌の物理性*, **49** : 54-61.
- Fukuda, M., Orhun, A. and Luthin, J.N. (1980) : Experimental studies of coupled heat and moisture transfer in soils during freezing. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **3** : 223-232.
- Gosink, J.P., Kawasaki, K. Osterkamp, T.E. and Holty, J. (1988) : Heat and moisture transport during annual freezing and thawing. *In Proceedings of 5th International Conference on Permafrost*, Trondheim, Norway. 355-360.
- Jame, Y.W. and Norum, D.I. (1980) : Heat and mass transfer in freezing unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, **16** : 811-819.
- Kennedy, I. and Sharratt, B. (1998) : Model comparisons to simulate soil frost depth. *Soil Sci.* **163** : 636-645.
- Konrad, J.M. and McCammon, A.W. (1990) : Solute partitioning in freezing soils. *Can. Geotech. J.*, **67** : 726-736.
- Koopmans, R.W.R. and Miller, R.D. (1966) : Soil freezing and soil water characteristic curves. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **30** : 680-685.
- Newman, G.P. and Wilson, G.W. (2004) : Heat and mass transfer in unsaturated soils during freezing. *Can. Geotech. J.*, **34** : 63-70.
- Nimmo, J.R. and Miller, E.E. (1986) : The temperature dependence of isothermal moisture vs. potential characteristics of soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **50** : 1105-1113.
- Noborio, K., McInners, K.J. and Heilman, J.L. (1996) : Two-dimensional model for water, heat and solute transport in furrow-irrigated soil : I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **60** : 1001-1009.
- Philip, J.R. and de Vries, D.A. (1957) : Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Trans. AGU*, **38** (2) : 222-232.
- 坂井 勝・取出伸夫 (2006) : 古典を読む J.R. Philip and D.A de Vries 著「温度勾配下における多孔質体中の水分移動について」, *土壌の物理性*, **103** : 105-112.
- Scanlon, B., Keese, K., Reedy, R.C. Šimůnek, J. and Andraski, B. (2003) : Variations in flow and transport in thick desert vadose zones in response to paleoclimatic forcing (0-90 kyr) : Monitoring, modeling, and uncertainties., *Water Resour. Res.*, No. 7, 1179, doi : 10.1029/2002WR001604, 13.1-13.7.
- Schofield, R.K. and Bothlho da Costa, J.V. (1938) : The measurement of pF in soil by freezing point. *Agric. Science*, **28** : 645-653.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th. and Sejina, M. (2005) : The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media. Version 3.0. HYDRUS Software Series 1, Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, Riverside, CA.
- 取出伸夫・井上光弘・長 裕幸・西村 拓・諸泉俊嗣・渡辺晋生訳 ウィリアムジュリー・ロバートホートン著 (2006) : *土壌物理学 土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用*, 築地書館.
- van Genuchten, M. Th (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Soc. Am. J.*, **44** : 892-898
- Watanabe, K. and Mizoguchi, M. (2002) : Amount of unfrozen water in frozen porous media saturated with solution. *Cold Reg. Sci. Tech.*, **34** : 103-110.
- Williams, P. (1964) : Unfrozen water content of frozen soils and soil moisture suction. *Geotechnique*, **14** : 231-246.

## 要 旨

凍結をともなう土中の水分・熱・溶質移動モデルを解説した。凍土中には、液相と固相の水が存在し、その量や圧力は温度によって変化する。ここでは、一般化クラウジウス-クラペイロン式を用いて凍土中の不凍水の圧力と不凍水量を求め、不飽和土中の水分・熱移動式を結合する方法を示した。また、氷の発生・成長による不飽和透水係数や熱伝導率など移動物性値の変化を表すモデルを解説した。そして、水平一次元閉鎖土カラム中の一方向凍結過程の土中の水分・熱・溶質移動について計算例を用いて解析を行った。凍結過程の地温、熱伝導率、不凍水量、氷量、液状水および水蒸気フラックス、溶質濃度分布といった詳細を解説し、また、数値計算モデルの有用性と今後の検討課題を論じた。

受稿年月日：2007年5月9日

受理年月日：2007年5月29日

## 蒸発法における不飽和水分移動特性推定の最適条件の検討

坂井 勝\*・取出伸夫\*

## Optimum Conditions for Predicting Unsaturated Hydraulic Properties Using the Evaporation Method

Masaru SAKAI\* and Nobuo TORIDE\*

## Abstract

Optimum conditions for predicting unsaturated hydraulic properties using the evaporation method were investigated. Numerical simulations for evaporation from a saturated silt soil column were carried out. Sensitivities and correlations for two selected parameters of the van Genuchten-Mualem model were evaluated with the response surface in terms of the pore-water pressure heads inside the soil column. The pore-connectivity coefficient,  $l$ , which describes the tortuosity factor for the unsaturated hydraulic conductivity, had a strong negative correlation with the shape factor,  $\alpha$ , and a positive correlation with the saturated hydraulic conductivity,  $K_s$ . It is therefore necessary to carefully select initial values for these correlated parameters. Higher potential evaporation rate, longer column, and pressure heads measured closer to the soil surface were more valuable for the parameter estimation based on the response surface analysis. The hydraulic parameters were optimized for a Fujinomori silty soil. The optimized hydraulic parameters were more reliable for longer column and pressure heads measured closer to the soil surface. Furthermore, using pressure heads at two different depths in the objective function resulted in smaller standard deviations for  $K_s$  and  $l$  than those optimized with single depth data.

**Key words** : evaporation method, unsaturated hydraulic property, van Genuchten-Mualem model, response surface

## 1. はじめに

土の不飽和水分移動特性は、体積含水率  $\theta$  と土中水圧力  $h$  の関係である水分保持曲線と  $\theta$  や  $h$  の関数である不飽和透水係数で与えられる。この水分移動特性の把握は、土中の水分、溶質移動を予測する上で必要不可欠である。水分保持曲線については、吸引法や加圧板法（中野ら, 1995）、蒸気圧法（藤井・中野, 1984）等により、幅広い圧力範囲での直接測定が可能である。一方、不飽和透水係数の測定は、不飽和流れや土中水圧力の制御が難しく、多くの時間を要する。不飽和透水係数の直接測定法には、圧力制御法や流速制御法等の定常法（中野ら, 1995; Klute and Dirksen, 1986）が挙げられるが、飽和に比較的近い限られた圧力領域の測定に限られる。

一方、比較的低下圧力領域の不飽和透水係数の測定法

に、非定常な蒸発過程の水分分布（中野ら, 1995）や土中水圧力分布（Wind, 1968）から推定する方法がある。Wind (1968) は、試料中の土中水圧力分布と平均水分量の変化から、水分保持曲線と不飽和透水係数を同時に推定する方法を提案した。Wendroth *et al.* (1993) は、実験開始時は強い蒸発強度、その後は弱い蒸発強度を与える2段階の蒸発実験により Wind の方法を改良した。蒸発過程の水分や土中水圧力分布は、飽和から比較的乾燥した低下圧力水頭領域までの情報を持つため、対象とする水分量や土中水圧力に対する水分フラックスが適切に評価できれば、1回の実験から広い圧力水頭領域の不飽和透水係数を推定できる可能性がある。

近年、数値計算プログラムの高速化と汎用化に伴い、不飽和水分移動特性関数のパラメータを推定する逆解析法に注目が集まっている。逆解析法の1つに、土カラム

\*三重大学大学院生物資源学研究所 〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

キーワード : 蒸発法, 不飽和水分移動特性, van Genuchten-Mualem モデル, 応答曲面

に対して、試料内の空気圧を段階的に増加させ、積算流出量や試料内部の土中水圧力の測定値を用いて不飽和水分移動特性パラメータを求めるマルチステップ流出法 (Eching and Hopmans, 1993; van Dam *et al.*, 1994) がある。マルチステップ流出法は、段階的な空気圧の調整を多くの試料に対して同時に適用して測定することが可能であるために広く用いられているが、正確なパラメータ推定には、試料下端に用いる多孔質フィルターの透水係数の評価が必要である (井上, 2004)。また、圧力制御装置に加えて、テンシオメーターによる土中水圧力測定部も含めた実験装置の耐圧性が必要である。

同様の逆解析法である蒸発法は、蒸発過程における土カラム中の土中水圧力変化の測定値から不飽和水分移動特性パラメータを求める方法である (Šimůnek *et al.*, 1998)。蒸発法は、マルチステップ流出法に比べて実験装置は単純であり、飽和近傍から -800 cm 程度の比較的低圧力水頭領域までの水分移動特性の推定が可能である。また、試料下端は水分フラックスが生じない条件であるため、下端のフィルターに関する評価が不要である。Hopmans *et al.* (2002) は、わずかなパラメータの値の変化が地表面付近の土中水圧力の計算値に大きな影響を与えることから、地表面付近の土中水圧力データが推定に有効であることを示す一方、その測定の高難度も指摘している。Šimůnek *et al.* (1998) は、Wendroth *et al.* (1993) の2段階の蒸発実験は、実験時間を短縮させるが、パラメータの推定に対しては利点がないことを示した。

逆解析には、飽和体積含水率  $\theta_s$ 、残留体積含水率  $\theta_r$ 、形状を決めるパラメータ  $\alpha, n$  を含む van Genuchten (1980) 水分保持曲線モデルに対して、飽和透水係数  $K_s$  と間隙結合係数  $l$  (pore-connecting parameter) を含む Mualem (1976) の不飽和透水係数モデルを連結した van Genuchten-Mualem モデル (以下 VG モデル) が広く用いられている。Šimůnek *et al.* (1998) は、土カラムからの水分蒸発を想定した数値実験を用いて、VG モデルの各パラメータ ( $\theta_r, \theta_s, \alpha, n, K_s$ ) の変化が土中水圧力に及ぼす影響である感度とパラメータ間の相関を、様々な組み合わせの2個のパラメータに対する応答曲面 (response surface) を用いて調べた。そして、 $n, \theta_s$  は土中水圧力変化に対する感度が高いこと、それに比べて  $\theta_r, \alpha, K_s$  の感度は相対的に低いこと、また、 $\theta_r$  と  $n$  の間には強い正の相関があること、また、蒸発法の測定圧力水頭範囲 ( $0 \leq h \leq -800$  cm) を超えた範囲の水分保持曲線や不飽和透水係数は信頼性が低いことを示した。

一方、不飽和透水係数を表す Mualem モデルに含まれる間隙結合係数  $l$  は、屈曲度の影響を示す土固有なパ

ラメータである (Rassam *et al.*, 2004)。しかし、多くの逆解析の報告では、Mualem (1976) が推奨した  $l=0.5$  が用いられ、推定パラメータに含まれていない (Inoue *et al.*, 1998; Šimůnek *et al.*, 1998)。蒸発法は、アメリカ土壌学会の測定法を示した Methods of soil analysis Part 4 (Hopmans *et al.*, 2002) においてもマルチステップ流出法と並び紹介されている。しかし、蒸発法の適用事例や実験条件である蒸発速度、試料長、推定に用いる圧力の観測地点の位置と数などの研究例は、マルチステップ流出法に比べて少ないのが現状である。特に、不飽和透水係数に関する間隙結合係数  $l$  の推定に焦点を当てて検討した研究例はない。

そこで本研究では、蒸発法において試料長、可能蒸発速度、観測地点の違いが水分移動特性関数の各種パラメータの推定に与える影響について、特に不飽和透水係数のパラメータである間隙結合係数  $l$  を中心に検討を行った。まず、Šimůnek *et al.* (1998) と同様に、シルト質土カラムからの水分蒸発を想定した数値実験を行ない、間隙結合係数  $l$  と他のパラメータの組み合わせによる土中水圧力変化に対する2次元応答曲面を示した。それにより、それぞれのパラメータの感度やパラメータ間の相関を評価した。そして、各実験条件がパラメータの推定の信頼性へ及ぼす影響について検討した。次に、藤森シルトを用いた蒸発実験を行ない、異なる条件でパラメータの推定を行った。そして、蒸発法における試料長、観測点の位置と数が推定パラメータの信頼性に与える影響について考察した。

## 2. 数値計算

水分飽和した長さ  $L$  の土カラムに対して、地表面からの水分蒸発過程の数値計算を行った。鉛直1次元で水蒸気移動を考慮しない不飽和土中の水分移動は、リチャーズ式で表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (1)$$

ここで、 $\theta$  は体積含水率 ( $L^3 L^{-3}$ )、 $h$  は土中水の圧力水頭 (L)、 $K$  は不飽和透水係数 ( $L T^{-1}$ )、 $t$  は時間 (T)、 $z$  は上向き正の空間座標 (L) であり地表面で0である。

初期条件は、蒸発開始時の初期土中水圧力  $h_i(z)$  を与えた。

$$h(z, 0) = h_i(z) \quad (2)$$

カラム下端は水分フラックスが生じないように閉じているので、下端境界はゼロフラックス境界条件とした。

$$-K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \Big|_{z=-L} = 0 \quad (3)$$



ここで、 $L$  は試料長 (L) である。

地表面蒸発を表す上端境界条件には、次の2種類の境界条件を用いた (斎藤ら, 2006)。

$$-K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)\Big|_{z=0}=q_{evap}(t) \quad (4)$$

$$\begin{cases} -K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)\Big|_{z=0}=E & (h(0,t)>h_A) \\ h(0,t)=h_A \end{cases} \quad (5)$$

(4)式は変動フラックス境界条件であり、各時間の蒸発速度  $q_{evap}(t)$  ( $L T^{-1}$ ) を上端境界に与えた。(5)式は土表面の乾燥状態に依存する系依存型境界条件であり、地表面圧力  $h(0, t)$  が許容最小圧力  $h_A$  (L) より大きいときは可能蒸発速度  $E$  ( $L T^{-1}$ ) の一定フラックス境界条件を与え、また、地表面の乾燥が進行して  $h(0, t)$  が  $h_A$  に達した段階で  $h(0, t)=h_A$  の一定圧力境界条件を与える。蒸発法によるパラメータの推定においては、地表面の境界フラックスを、実験条件に忠実に再現することが重要である。そのため、本解析の蒸発実験の実測データに対するパラメータの推定には、(4)式の変動フラックス境界条件を用いた。また、数値実験に対しては(5)式の系依存型境界条件を用いた。

水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性関数には、van Genuchten (VG) モデル (van Genuchten, 1980) を用いた。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = (1 + |\alpha h|^n)^{-m} \quad (6)$$

$$K(h) = K_s S_e^l [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (7)$$

ここで、 $S_e$  は有効飽和度、 $\theta_r$  は残留体積含水率 ( $L^3 L^{-3}$ )、 $\theta_s$  は飽和体積含水率 ( $L^3 L^{-3}$ )、 $\alpha$  ( $L^{-1}$ )、 $n$  (-)、 $m$  ( $= 1 - 1/n$ ) は水分移動特性の形状を与えるパラメータ、 $K_s$  は飽和透水係数 ( $L T^{-1}$ ) である。 $l$  は間隙結合係数 (pore-connectivity coefficient) であり、水分保持曲線とは独立に不飽和透水係数の圧力依存性を与えるパラメータであり、Mualem (1976) の推奨値は  $l=0.5$  である。本研究における水分移動の数値計算と後述のパラメータの推定は、不飽和水分移動汎用プログラム HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2005) を用いた。

### 3. 応答曲面

試料長、可能蒸発速度、観測点の位置や数の違いが水分移動特性関数の推定に及ぼす影響を調べるために、土カラムからの水分蒸発を想定した数値実験を行なった。試料長は 10 cm と 20 cm の2種類とし、VG モデルのパラメータとして  $\theta_r=0.034$ 、 $\theta_s=0.46$ 、 $\alpha=0.016 \text{ cm}^{-1}$ 、 $n=1.4$ 、 $K_s=6 \text{ cm d}^{-1}$ 、 $l=0.5$  を持つシルト質土 (Carsel and

Parrish, 1988) を対象とした。初期条件として、試料下端の土中水圧力を 0 cm とし、鉛直方向の平衡圧力分布として  $h(z, 0) = -L - z$  を与えた ((2)式)。上端境界条件には(5)式を用い、可能蒸発速度として、通常の実験条件において大きな値である  $E=1 \text{ cm d}^{-1}$  を最大に、 $E=0.5$ 、 $0.1 \text{ cm d}^{-1}$  の3条件を与えた。なお、許容最小圧力は  $h_A = -10^5 \text{ cm}$  とした (Rassam et al., 2004)。土中水圧力の観測位置は、技術的に測定可能な最も浅い深さとして深さ 0.5 cm、地表面に近い深さ 1 cm、表層の影響が小さい深さ 9 cm の3地点とし、計算は、深さ 0.5 cm の土中水圧力が  $-800 \text{ cm}$  に達するまで行なった。

測定した土中水圧力変化に基づきパラメータ値を逆解析で推定する場合、与えたパラメータ値に対して計算を行なう順解析において、パラメータ値の変化が土中水圧力に及ぼす感度を把握しておくことが重要である (Šimůnek et al., 1998)。そこで、計算に用いたシルト質土の水分移動特性パラメータ値からそれぞれのパラメータの値を変化させ、土中水圧力変化の計算結果に及ぼす感度とパラメータ間の相関を調べた。まず、任意に選択した2個のパラメータ値のみを変化させた (それ以外のパラメータ値はシルト質土の値で固定) 仮想土を考える。そして、同じ初期、境界条件による計算を行ない、観測地点  $j$  における仮想土とシルト質土の土中水圧力の平方残差  $\phi_j$  を求めた。

$$\phi_j = \sum_{i=1}^{n_j} [p_j^*(t_i) - p_j(t_i)]^2 \quad (8)$$

ここで、 $n_j$  は観測地点  $j$  における土中水圧力データの数、 $p_j^*(t_i)$ 、 $p_j(t_i)$  はそれぞれ観測地点  $j$  の時刻  $t_i$  における仮想土とシルト質土の土中水圧力を示す。そして、変化させた2個の水分移動特性パラメータに対し、平方残差  $\phi_j$  の等高線図、すなわち2次元の応答曲面 (Response Surface) を作成した。VG モデルは6個のパラメータがあるため、合計 15 種類の応答曲面が存在するが、本研究では、特に不飽和透水係数を決定する間隙結合係数  $l$  の応答曲面 ( $l-\alpha$ 、 $l-K_s$ 、 $l-n$ 、 $l-\theta_r$ 、 $l-\theta_s$ ) に注目した。

## 4. 蒸発法

### 4.1 蒸発実験

試料には藤森シルトを用いた。図-1は、吸引法、蒸気圧法で測定した水分保持曲線である。実線は、非線形最小2乗法で実測値に適合したVGモデル ( $\theta_r=0.02$ 、 $\theta_s=0.574$ 、 $\alpha=0.00235 \text{ cm}^{-1}$ 、 $n=1.4$ ) である (van Genuchten et al., 1991)。藤森シルトは、比較的明瞭で小さな空気侵入圧 (約  $-100 \text{ cm}$ ) を持つのが特徴である。変水位透水試験による飽和透水係数は  $K_s=5.9 \text{ cm d}^{-1}$  であった。

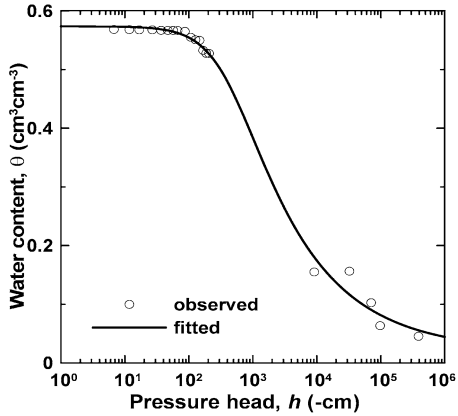


図-1 藤森シルトの水分保持曲線の実測値と VG モデルによる適合曲線

Fig. 1 Observed and fitted water retention curve for Fujinomori silty soil. Fitted line is the VG model.

内径 3.9 cm で高さ 8.3 cm, 16 cm の 2 種類のアクリルカラムに対して、含水比 0.041 kg kg<sup>-1</sup> の藤森シルトを乾燥密度  $\rho_b = 1.16 \text{ Mg m}^{-3}$  で充填した (以降、それぞれ 8.3 cm カラム, 16 cm カラム)。そして、マリオート管を用いて地下水位を徐々に上げ、3 日間かけて毛管飽和した。毛管飽和後、マリオート管を切り離して試料下端を閉鎖し、試料表面に小型ファンを用いて一定の風をあてながら蒸発を促進させた。8.3 cm カラムには深さ 0.7, 3.1, 5.2 cm, 16 cm カラムには深さ 1, 5, 13 cm の位置にテンシオメーターを水平方向に挿入し、圧力変換器を用いて土中水圧力を測定した。また、カラム全体を電子天秤の上に設置し、重量変化から積算蒸発量を求めた。圧力変換器、電子天秤は Campbell 社のデータロガー CR 1000 に接続し、試料内の土中水圧力、積算蒸発量を自動計測した。試料の上部が乾燥し、最上部のテンシオメーターが -700 ~ -800 cm 程度に達して測定不能になった段階で、実験を終了した。その後、カラムを解体し、炉乾法で試料の平均体積含水率  $\theta_{ave}$  を測定した。

#### 4.2 パラメータの推定

蒸発実験の実測データに対して、(6), (7) 式の  $\theta_r, \theta_s, \alpha, n, K_s, l$  の 6 個のパラメータを逆解析により推定した。本研究においては、不飽和透水係数の推定が主な目的であるため、間隙結合係数  $l$  も推定パラメータに含めた。間隙結合係数  $l$  が不飽和透水係数の圧力依存性に関わるのに対して、飽和透水係数  $K_s$  は、不飽和透水係数の最大値を与えるパラメータである。藤森シルトの  $K_s$  は変水位透水試験により得られているが、 $K_s$  は飽和土中の封入空気

量に依存して変化する。封入空気量は、試料長、飽和時間、飽和方法によって異なり、 $K_s$  は実験条件により変動することが予測される。そのため、本解析では、飽和水分量  $\theta_s$  に加えて  $K_s$  の推定も行なった。また、残留体積含水率  $\theta_r$  も、5.3.1 節で述べるように不飽和透水係数の形状に影響を及ぼすパラメータであるため、推定パラメータとした。

計算は、蒸発実験を再現する条件を与えた。まず、試料長、観測地点を実験と等しく与え、(2) 式の初期土中水圧力には、各深さの測定値を線形補間して与えた。(4) 式の上端境界条件に対しては、実測した積算蒸発量の 5 時間毎の差に基づいた蒸発速度  $q_{evap}(t)$  を与えた。

逆解析には、土中水圧力の変化、実験終了時の平均体積含水率 (8.3 cm カラムは 56 時間後で  $\theta_{ave} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , 16 cm カラムは 82 時間後で  $\theta_{ave} = 0.42 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) のデータを用いて目的関数  $\Phi$  を定義した。なお、最終平均体積含水率  $\theta_{ave}$  は、マスバランスにより水分保持曲線の  $\theta$  の絶対値を決める情報であるため、必ず目的関数に入れる必要がある (Šimůnek *et al.*, 1998)。

$$\Phi = \sum_{j=1}^m v_j \sum_{i=1}^{n_j} [p_j^*(t_i) - p_j(t_i)]^2 + [\theta_{ave}^* - \theta_{ave}]^2 \quad (9)$$

ここで、上付\*の有無はそれぞれ実測値と計算値を示し、 $p_j(t_i)$  は観測地点  $j$  の時刻  $t_i$  における土中水圧力、 $m$  は観測地点の数、 $n_j$  は観測地点  $j$  におけるデータの数、 $\theta_{ave}$  は実験終了時の平均体積含水率である。 $v_j$  は異なる深さにおける土中水圧力の絶対値の違いを正規化する重み係数であり、次式で定義した。

$$v_j = \frac{1}{n_j \sigma_j^2} \quad (10)$$

ここで、 $\sigma_j^2$  は観測地点  $j$  における土中水圧力の測定値の標本分散である。そして、非線形最小 2 乗法に基づく Levenberg-Marquardt 法 (Marquardt, 1963) により、目的関数  $\Phi$  を最小とするパラメータの最適化を行なった。

逆解析によるパラメータの推定には、適切な初期値を与えることが不可欠である (Rassam *et al.*, 2004)。そこで、図-1 の水分保持曲線の実測値に VG モデルを適合して得られた  $\theta_r, \theta_s, \alpha, n$  のパラメータ値 ( $\theta_r = 0.02, \theta_s = 0.574, \alpha = 0.00235, n = 1.4$ ) を初期値として用いた。また、飽和透水係数  $K_s$  には変水位透水試験で得られた  $K_s = 5.9 \text{ cm d}^{-1}$ 、間隙結合係数  $l$  には Mualem (1976) の推奨値  $l = 0.5$  を用いた。なお、初期値の組み合わせ次第で、目的関数が他の極小値 (local minimum) に収束することが非線形最小 2 乗法の問題点として知られている。そのため、推定値が適当でないと考えられる場合は、他の条件での収束値を初期値としてパラメータの再推定

を行ない、推定結果を比較検討した。

### 5. 結果と考察

#### 5.1 蒸発速度と土中水圧力分布

図-2は、試料長  $L=10\text{ cm}$  のシルト質土に対して可能蒸発速度  $E=1, 0.5, 0.1\text{ cm d}^{-1}$ 、また  $L=20\text{ cm}$  に対して  $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$  の条件を与えた実蒸発速度の時間変化である。 $L=10\text{ cm}, E=1\text{ cm d}^{-1}$  の条件では、蒸発速度が一定となる恒率蒸発期間は1.5日と短く、その後は蒸発速度が減少する減率蒸発期間となった。一方、可能蒸発

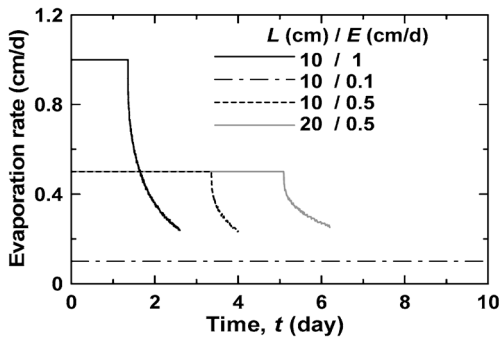


図-2 異なる試料長  $L$  と可能蒸発速度  $E$  におけるシルト質土の実蒸発速度

Fig. 2 Actual evaporation rates from a silty soil with different column length  $L$  and the potential evaporation rate  $E$ .

速度が非常に小さい  $E=0.1\text{ cm d}^{-1}$  のときは、深さ  $0.5\text{ cm}$  の土中水圧力が  $-800\text{ cm}$  に達した段階 (22日) でも恒率蒸発が継続した。また、中間の  $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$  の場合、減率蒸発となるのは、 $L=10\text{ cm}$  では3.3日、 $L=20\text{ cm}$  では5日と、試料長が長いほど恒率蒸発期間は長いですが、試料長が2倍になっても、恒率蒸発期間は1.5倍程度の増加であった。

図-3 (a) は、図-2 に示した  $L=10\text{ cm}, E=1, 0.1\text{ cm d}^{-1}$  の条件における土中水圧力分布を示す。図には、地表面の土中水圧力が  $-200\text{ cm}$  に達した時間と深さ  $0.5\text{ cm}$  の土中水圧力が  $-800\text{ cm}$  に達した時間として、 $E=1\text{ cm d}^{-1}$  では1日と2.6日、 $E=0.1\text{ cm d}^{-1}$  では14.5日と22日の分布を示した。恒率蒸発期間が1.5日と短い  $E=1\text{ cm d}^{-1}$  の条件では、短期間に表面付近の土中水圧力が著しく低下して大きな圧力勾配が形成されるが、下層部は2.6日においても  $-200\text{ cm}$  程度までしか低下しない。一方、22日においても恒率蒸発が継続する  $E=0.1\text{ cm d}^{-1}$  の条件では、蒸発初期から14.5日程度までカラム全体にほぼ一様な上方への水分フラックスが生じ、深さ方向に一様に土中水圧力が低下した。また、小さな蒸発速度では、長時間にわたり下層からの水分供給により蒸発が進行するため、22日において、試料下端の土中水圧力は  $-350\text{ cm}$  と、 $E=1\text{ cm d}^{-1}$  の場合に比べて低下が大きい。同様に図-3 (b) は、 $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$  を与えた  $L=10\text{ cm}$  と  $20\text{ cm}$  の土カラムの土中水圧力分布を示す。地表面の土中水圧力が  $-200\text{ cm}$  に達した時間と深さ  $0.5\text{ cm}$  の土中水圧力が  $-800\text{ cm}$  に達した時間として、 $L=10$

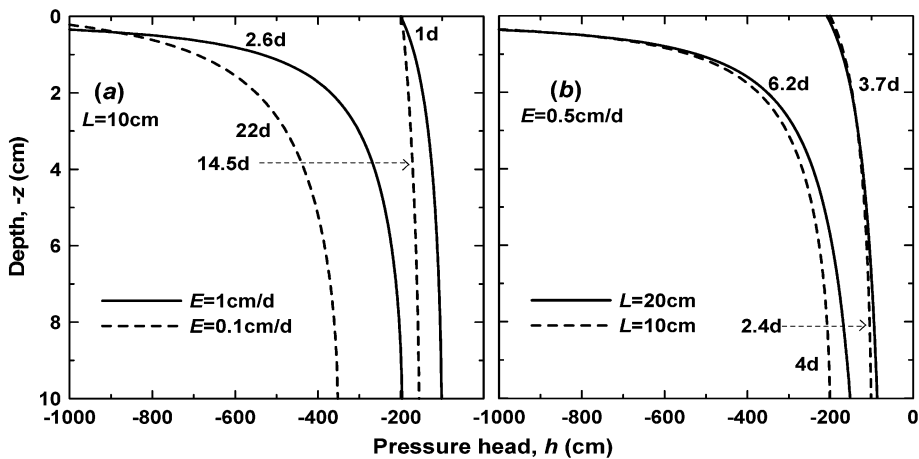


図-3 異なる試料長  $L$  と可能蒸発速度  $E$  におけるシルト質土の土中水圧力分布：(a)  $L=10\text{ cm}$  における  $E=1, 0.1\text{ cm d}^{-1}$ 、(b)  $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$  における  $L=10, 20\text{ cm}$

Fig. 3 Pressure head profiles in a silty soil with different column length  $L$  and the potential evaporation rate  $E$  : (a)  $E=1, 0.1\text{ cm d}^{-1}$  for  $L=10\text{ cm}$ , (b)  $L=10, 20\text{ cm}$  for  $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$ .

cm では 2.4 日と 4 日,  $L=20$  cm では 3.7 日と 6.2 日の分布を示した。なお,  $L=20$  cm の分布は, 上層 10 cm の土中水圧力のみ表示である。 $L=10$  cm の 4 日における下端の土中水圧力は  $-200$  cm であるのに対し,  $L=20$  cm の 6.2 日における深さ 10 cm の土中水圧力は  $-50$  cm であり低下が小さい。試料長が 2 倍になった時の恒率蒸発期間の増加が 1.5 倍であることから, これは,  $L=20$  cm では相対的に下層部の乾燥の進行が抑えられた結果である。

5.2 応答曲面

VG モデルの 5 個のパラメータ  $x$  ( $\alpha, K_s, n, \theta_r, \theta_s$ ) と間隙結合係数  $l$  の組み合わせ ( $x, l$ ) について, 蒸発過程の土中水圧力変化に対するパラメータの感度と, それぞれの組み合わせのパラメータ間の相関について応答曲面を用いて調べた。図-4 は,  $L=10$  cm,  $E=1$  cm  $d^{-1}$  の条件の深さ 0.5 cm の土中水圧力変化に対する 5 個の組み合わせ ( $x, l$ ) についての平方残差  $\phi$  (8 式) の等高線図 (応答曲面) である。各パラメータは, それぞれ等間隔な 30 個の離散データとして与えた。そのため 1 つの応答曲

面は, 合計 900 個のパラメータ値の組み合わせである格子点から成る。パラメータがそれぞれシルト質土の値  $x_0$  ( $\theta_r=0.034, \theta_s=0.46, \alpha=0.016$  cm $^{-1}, n=1.4, K_s=6$  cm  $d^{-1}$ ),  $l_0=0.5$  と等しいとき, (8) 式の平方残差  $\phi$  は 0 となり, 応答曲面上で極小値をとる。図-4 では,  $l$  の範囲を  $0.2 < l < 0.8$  とし, ( $x_0, l_0$ ) が中央に位置し, また異なるパラメータの平均残差を相対的に比較するために,  $x$  の範囲は, グラフ左端中央部の ( $x_0 - \Delta x, l_0$ ) において  $\phi=10^5$  程度となる  $x_0 - \Delta x < x < x_0 + \Delta x$  とした。

平方残差  $\phi$  は, 異なるパラメータを持つ仮想土とシルト質土の土中水圧力が異なるほど大きい。そして, いずれかのパラメータを固定した断面は, もう一方のパラメータの  $\phi$  に対する感度を示す。たとえば,  $l_0=0.5$  の縦軸中央の水平断面の  $\phi$  の分布は, 他のパラメータ値をシルト質土の値に固定したときのパラメータ  $x$  の感度である。また,  $x=x_0$  の横軸中央の垂直断面の  $\phi$  の分布は  $l$  の感度である。 $\phi$  が急な勾配を持つほど, パラメータの小さな変化が土中水圧力の計算結果に大きな違いを与えること, つまりパラメータの感度が高いことを示す。

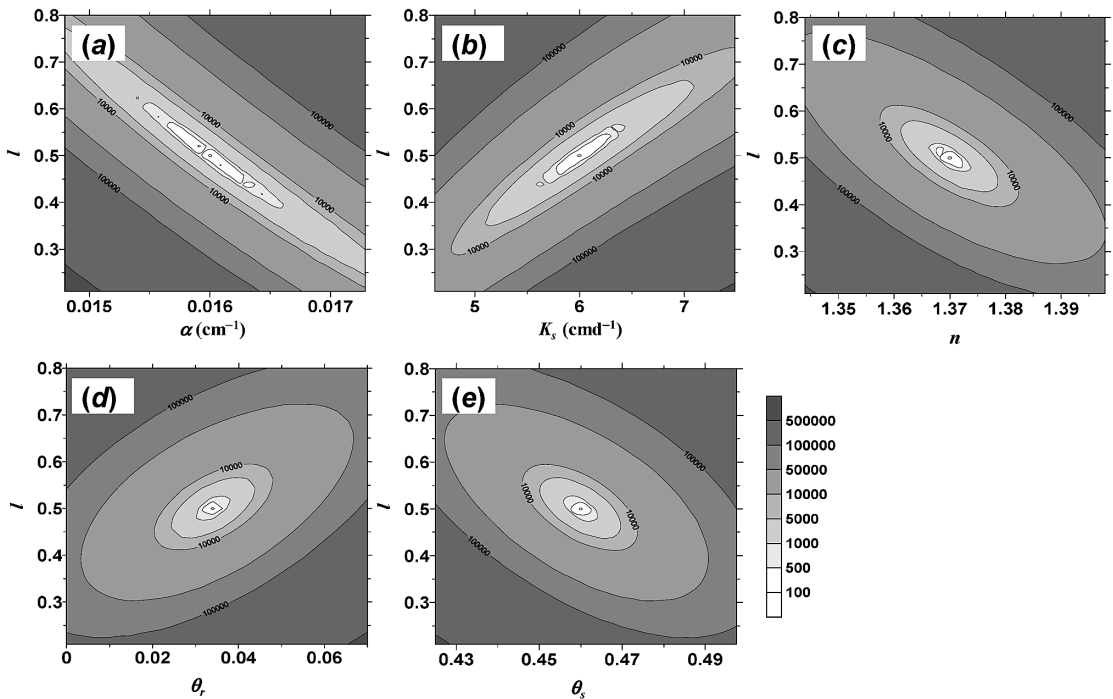


図-4 試料長  $L=10$  cm, 可能蒸発速度  $E=1$  cm  $d^{-1}$  におけるシルト質土の深さ 0.5 cm の土中水圧力変化に対する平方残差  $\phi$  の応答曲面: (a)  $l-\alpha$ , (b)  $l-K_s$ , (c)  $l-n$ , (d)  $l-\theta_r$ , (e)  $l-\theta_s$

Fig. 4 Response surfaces of square residual  $\phi$  for pressure heads at 0.5 cm depth for a silty soil with column length  $L=10$  cm silt and the potential evaporation rate  $E=1$  cm  $d^{-1}$ : (a)  $l-\alpha$ , (b)  $l-K_s$ , (c)  $l-n$ , (d)  $l-\theta_r$ , (e)  $l-\theta_s$ .



さらに、等高線の広がりや傾きはパラメータ間の相関を示す。 $K_s$ ,  $\theta_r$  は  $l$  と正の相関を持ち (図-4 (b), (d)), また  $\alpha$ ,  $n$ ,  $\theta_s$  は  $l$  と負の相関を持つ (図-4 (a), (c), (e))。また、等高線の分布が細長くなるほど相関が強い。 $\phi$  の値の小さい白色の領域が細長い  $\alpha$  と  $l$  の間には強い負の相関があり (図-4 (a)),  $K_s$  と  $l$  の間には強い正の相関がある (図-4 (b))。このような強い相関が存在するとき、 $(x, l)$  の異なる組み合わせが等しい  $\phi$  の値を与えるため、 $\phi$  が小さい図中の白色の領域において、パラメータ値の決定が難しい。さらに細かく応答曲面を見ると、図-4 (a) の  $\alpha-l$  の応答曲面では複数の極小値が現れている。複数の極小値の存在は、非線形最小2乗法によるパラメータ推定の際に、収束値がパラメータの初期値に依存する可能性が高いことを示す。図-4 (a) では、 $l$  の推定を行なう場合、 $\alpha$  の初期値に関して慎重な検討が必要であることを示している。

一方、 $l$  と  $n$ ,  $\theta_r$ ,  $\theta_s$  の相関は弱く、等高線中心部の  $\phi$  の値の小さい白色の領域は、ほぼシルト質土の値 ( $x_0, l_0$ ) を中心にした小さな円状の分布となっている (図-4 (c), (d), (e))。このように感度が高く、また相関が弱い場合、それぞれのパラメータが独立して収束する可能性が高く、パラメータの決定が容易である。Šimůnek *et al.* (1998) は、 $l$  を除く VG モデルのパラメータ ( $\alpha, K_s, n, \theta_r, \theta_s$ ) 間の相関を応答曲面を用いて示し、 $\theta_s$  は他のパラメータとの相関が弱く、決定しやすいパラメータであること、また、 $n$  と  $\theta_r$  の間には強い正の相関があることを示した。また、 $K_s$  を含む応答曲面は、 $K_s$  軸方向に長い等高線の分布となることを示し、 $K_s$  の初期値の重要性を述べている。

### 5.2.1 観測位置

図-5 (a), (b) は、図-4 (e) と同じ  $L=10$  cm,  $E=1$  cm  $d^{-1}$  の条件下で、観測位置 1, 9 cm における飽和体積含水率  $\theta_s$  と  $l$  の応答曲面である。比較のため、パラメータの範囲は図-4 と等しくした。土中水圧力変化が大きい深さ 0.5 cm では (図-4 (e)), 深い位置の 1 cm, 9 cm に比べて、 $l=0.5$ ,  $\theta_s=0.46$  の極小値付近において  $\phi$  の等高線が局所的に密な分布、すなわち  $\phi$  が急な勾配を持つ。 $\theta_s=0.46$  における  $l$  の感度に注目すると、深さ 0.5 cm における  $\phi < 1,000$  の範囲は  $0.48 \leq l \leq 0.53$ , であり、深さ 1 cm の場合は  $0.45 \leq l \leq 0.58$  (図-5 (a)), 深さ 9 cm の場合はさらに大きくなり、等高線の中心部には複数の極小値が現れた (図-5 (b))。そのため、 $\phi$  が急な勾配を持つ表面に近い観測位置ほど  $l$  の感度が高く、収束しやすい条件である。

図-5 (c), (d) は、同じ条件の観測位置 9 cm における  $\alpha-l$ ,  $K_s-l$  の応答曲面である。 $\theta_s-l$  の応答曲面と同様

に、観測位置が深い 9 cm では、 $\phi$  が小さい領域が広がり、複数の極小値が現れた。図-2 (a) に示したように、地表面に近い観測地点ほど乾燥が進行し、土中水圧力が大きく低下する。変化の大きい地表面に近い観測地点の土中水圧力を用いるほどパラメータの感度が増加するため、信頼度の高い推定に有効となる。しかし、現実に土中水圧力変化の非常に大きい地表面付近にテンシオメーターを設置して測定する場合、テンシオメーターの大きさ、設置位置の正確な確定等の実験上の制約から、0.5~1 cm 程度の深さが、最も地表面に近い観測地点となると考えられる。

複数の深さの観測位置のデータを用いた場合の応答曲面は、(8)式に示すように、図-4 (e), 図-5 (a), (b) に示した観測地点  $j$  の平方残差  $\phi_j$  を足し合わせた  $\phi = \sum \phi_j$  で表される。そのため、 $\phi$  分布の勾配は大きくなり、パラメータの感度が増加して収束のしやすい条件となる。これは、より多くの情報を与えると、逆解析の信頼度が向上することを意味する。そのため、一番浅い観測位置に加えて、複数の観測位置のデータを加えて逆解析を行なうことが望ましいと考えられる。

### 5.2.2 蒸発速度

図-6 (a), (b) は、 $L=10$  cm,  $E=0.1$  cm  $d^{-1}$  の条件の観測位置 0.5 cm における  $\theta_s-l$  と  $K_s-l$  の応答曲面である。可能蒸発速度の大きい  $E=1$  cm  $d^{-1}$  に対応する応答曲面は、それぞれ図-4 (e), (b) である。可能蒸発速度の小さい  $E=0.1$  cm  $d^{-1}$  では、恒率蒸発期が継続し (図-2), カラム全体の土中水圧力が低下した (図-3 (a))。 $\theta_s-l$  の応答曲面は、 $E=1$  cm  $d^{-1}$  の  $l$  に関して感度の高い等高線 (図-4 (e)) とは対照的に、 $E=0.1$  cm  $d^{-1}$  では、平方残差  $\phi$  の小さい範囲が、 $\theta_s=0.46$  付近において  $l$  軸方向に長く広がり、 $l$  に対して感度が非常に低いことを示した (図-6 (a))。 $E=1$  cm  $d^{-1}$  の  $K_s-l$  の応答曲面は、強い正の相関を示すものの、 $\phi$  が小さい白色の領域は比較的小さい (図-4 (b))。一方、図-6 (b) の  $E=0.1$  cm  $d^{-1}$  では、 $\phi$  が小さい白色の領域が右斜め方向に大きく広がり、複数の極小値が現れた。このように  $K_s$  と  $l$  の間の正の相関が非常に強く、複数の極小値が存在するため、 $K_s$  と  $l$  の推定は困難である。

応答曲面を使った検討から、可能蒸発速度  $E$  が大きく、短期間で恒率蒸発から減率蒸発へ移行するときの土中水圧力変化は、パラメータが収束しやすい条件であるため、推定される不飽和透水係数の信頼度は高いと考えられる。蒸発実験において、ファン等を使って蒸発をある程度促進することは、実験時間を短縮するのみならず、より信頼性の高い不飽和透水係数、特にパラメータ  $l$  を推定するために必要である。ただし、あまり極端に

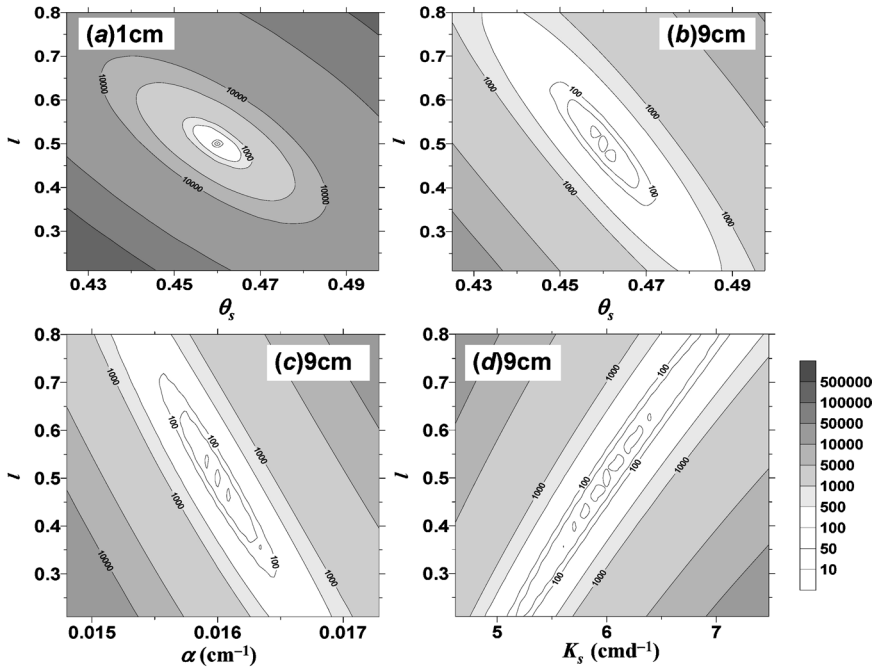


図-5 試料長  $L=10$  cm, 可能蒸発速度  $E=1$  cm  $d^{-1}$  におけるシルト質土の土中水圧力変化に対する平方残差  $\phi$  の応答曲面: (a)  $l-\theta_s$  (深さ 1 cm), (b)  $l-\theta_s$  (深さ 9 cm), (c)  $l-\alpha$  (深さ 9 cm), (d)  $l-K_s$  (深さ 9 cm)

Fig. 5 Response surfaces of square residual  $\phi$  for pressure heads for a silty soil with column length  $L=10$  cm and the potential evaporation rate  $E=1$  cm  $d^{-1}$ : (a)  $l-\theta_s$  at 1 cm depth, (b)  $l-\theta_s$  at 9 cm depth, (c)  $l-\alpha$  at 9 cm depth, (d)  $l-K_s$  at 9 cm depth.

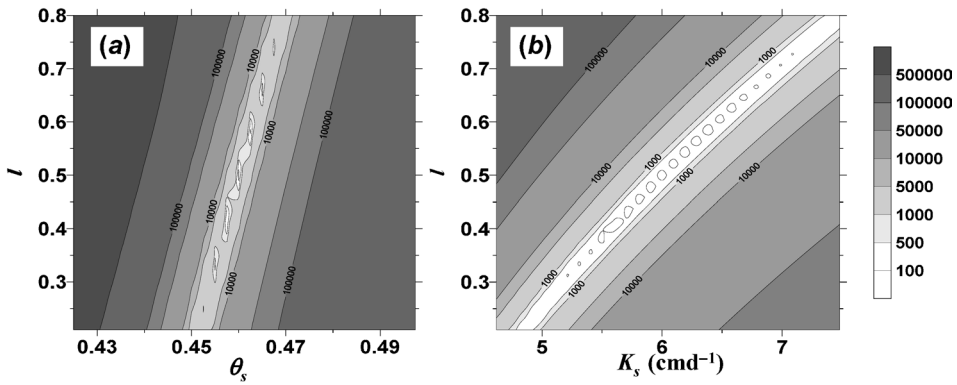


図-6 試料長  $L=10$  cm, 可能蒸発速度  $E=0.1$  cm  $d^{-1}$  におけるシルト質土の深さ 0.5 cm の土中水圧力変化に対する平方残差  $\phi$  の応答曲面: (a)  $l-\theta_s$ , (b)  $l-K_s$

Fig. 6 Response surfaces of square residual  $\phi$  for pressure heads at 0.5 cm depth for a silty soil with column length  $L=10$  cm and the potential evaporation rate  $E=0.1$  cm  $d^{-1}$ : (a)  $l-\theta_s$ , (b)  $l-K_s$ .



蒸発速度が大きいと、測定期間の極端な減少や、また本研究では考慮していない表層における水蒸気移動の卓越など、推定精度を低下させる要因が生じることが予測される。

5.2.3 試料長

図-7は、 $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$ に対する $L=10\text{ cm}$ ,  $20\text{ cm}$ の深さ $0.5\text{ cm}$ の土中水圧力に対する応答曲面である。 $L=10\text{ cm}$ の場合(図-7(a)),  $\theta_s=0.46$ における平方残差 $\phi < 10,000$ の範囲は $0.38 \leq l \leq 0.62$ であるのに対し、 $L=20\text{ cm}$ の場合(図-7(b)),  $0.42 \leq l \leq 0.60$ と狭くなり、応答曲面は比較的急な $\phi$ の勾配を示す分布となった。これは、試料長 $L$ が長いほど、 $l$ に関する感度が高いことを示す。 $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$ の場合、 $E=1\text{ cm d}^{-1}$ に比べて恒率蒸発期間が長く(図-2)、地表面付近の土中水圧力低下も遅い。しかし、試料長 $L$ を長くすると、試料下層部の土中水圧力が高く保たれる分布となり、地表面と下層部の圧力差が大きくなる(図-3(b))。このような条件では、 $l$ の感度が相対的に増加して収束が容易になると考えられる。しかし、前節の蒸発速度の影響に比べて応答曲面の変化が小さいことから、試料長を長くするよりは蒸発を促進する方が、不飽和透水係数の推定精度の向上には有効と考えられる。

5.3 蒸発法によるパラメータの推定

5.3.1  $\theta_r$ が不飽和透水係数に及ぼす影響

本研究で用いた藤森シルトは、図-1に示すように比較的明瞭な空気侵入圧を持ち、またその値が $-100\text{ cm}$ と小さい特徴を持つ。VGモデルを図-1の水分保持曲線に適用すると、勾配がなだらかな形状を持つため、小さな

$n$ の値(=1.4)が得られる。ところが、小さな $n$ の値を持つVGモデルは、飽和近傍の不飽和透水係数が非現実的に大きく変化する問題が知られている(Rassam *et al.*, 2004)。一方、VGモデルの $n$ は $\theta_r$ と正の相関を持つ(Šimůnek *et al.*, 1998)。このため、土中水圧力の測定範囲( $-800 < h < 0\text{ cm}$ )において、大きな $n$ に対して $\theta_r$ を増加させることにより、異なるパラメータ値の組み合わせに対してはほぼ等しい水分保持曲線を表現することが可能である。

図-8(a)の破線は、図-1の実測値に適合させたVGモデル(実線)に対して、他のパラメータは変化させずに、 $n=2$ に対して $\theta_r=0.25$ と増加させたときの水分保持曲線である。点線の水分保持曲線が空気侵入圧付近でわずかに $\theta$ が大きい点を除き、両者はほぼ同一な水分保持曲線を示す。一方、図-8(b)に示す飽和付近の不飽和透水係数は、 $n=1.4$ では飽和付近での極端な低下が生じるのに対し、 $n=2$ ではこの問題が回避される。また、このように $\theta_r$ は不飽和透水係数の形状に影響を及ぼすパラメータであるため、低水分領域の水分移動に関わらない水分量としての物理的な意味よりも、推定パラメータとしての性格が強いことも指摘されている(小杉, 2007)。藤森シルトの蒸発実験の圧力測定範囲の $-800 < h < 0\text{ cm}$ においては、図-8(a)の実線と破線の水分保持曲線が十分に良く一致すること考慮して、本研究では $\theta_r$ を推定パラメータとして用いた。

5.3.2 試料長がパラメータの推定に与える影響

本研究の計算に用いたHYDRUSでは、逆解析の際に得られる推定パラメータの共分散行列中の対角成分であ

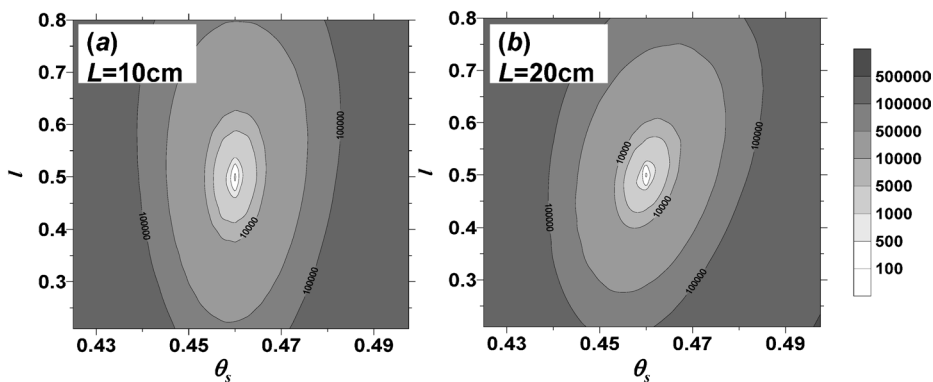


図-7 可能蒸発速度 $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$ を与えた異なる試料長 $L$ のシルト質土における、深さ $0.5\text{ cm}$ の土中水圧力変化に対する平方残差 $\phi$ の $l$ - $\theta_s$ 応答曲面：(a)  $L=10\text{ cm}$ , (b)  $L=20\text{ cm}$

Fig. 7 Response surfaces of square residual  $\phi$  for pressure heads at  $0.5\text{ cm}$  depth for a silty soil with different column lengths  $L$  and the potential evaporation rate  $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$ : (a)  $L=10\text{ cm}$ , (b)  $L=20\text{ cm}$ .

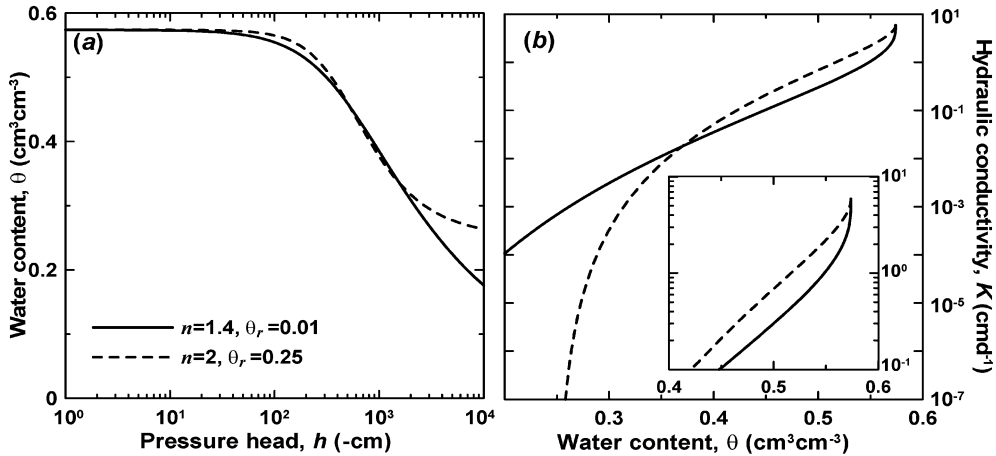


図-8 異なる  $\theta_r$  と  $n$  の組み合わせによる VG モデル ( $\theta_s=0.574$ ,  $\alpha=0.00235 \text{ cm}^{-1}$ ,  $K_s=5 \text{ cm d}^{-1}$ ,  $l=0.5$ ) の (a) 水分保持曲線, (b) 不飽和透水係数と体積含水率の関係

Fig. 8 (a) Volumetric water content vs. pressure head and (b) unsaturated hydraulic conductivity vs. volumetric water content for different sets of parameter values of  $\theta_r$  and  $n$  for the VG model ( $\theta_s=0.574$ ,  $\alpha=0.00235 \text{ cm}^{-1}$ ,  $K_s=5 \text{ cm d}^{-1}$ ,  $l=0.5$ ).

る自己相関成分に基づいた標準偏差  $\sigma$  と,  $\sigma$  を用いた 95% の信頼区間が結果と併せて与えられる。この信頼区間は, パラメータの推定精度の指標であり, 5.2 節で示したパラメータの感度と相関のみならず, 目的関数に与えるデータの数不十分な場合や, 誤差が大きく不適切である場合にも, 信頼区間は大きくなる。しかし, 応答曲面で示したような収束しやすい条件ほど信頼区間は小さく, また逆に収束が困難な条件ほど信頼区間は大きい傾向は維持されると考えられる。そのため, 以下, 蒸発法で得られたパラメータ値に関して, 得られた信頼区間と 5.2 節の応答曲面の解析結果を用いて考察する。

表-1 は, 2 種類の試料長の蒸発実験に対するパラメータの推定値と標準偏差である。8.3 cm カラム ( $L=8.3 \text{ cm}$ ) では, 深さ 0.7, 3.1, 5.2 cm の 3 点で測定した土中水圧力を (9) 式の目的関数に用い, 16 cm カラム ( $L=16 \text{ cm}$ ) では, 深さ 1, 5, 13 cm の 3 点の組み合わせを目的関数に用いた。

図-9 は, 推定したパラメータ値に基づく水分保持曲線である。どちらの試料長も, すべての深さの土中水圧力データを用いた場合の結果である。8.3 cm カラム, 16 cm カラムから推定される水分保持曲線は,  $-200 < h < -800 \text{ cm}$  の範囲ではほぼ同一の形状を示した。図-1 の水分保持曲線に対しては  $n=1.4$  と  $\theta_r=0.02$  が適合値であったが, 蒸発法の推定では, 比較的大きな  $n$  と  $\theta_r$  が得られた (8.3 cm カラムの場合で  $n=1.90$ ,  $\theta_r=0.222$ , 16 cm カラムの場合で  $n=3.33$ ,  $\theta_r=0.367$ )。これは, 5.3.1

節で述べたように,  $n$  が小さい場合, 飽和付近における非現実的な不飽和透水係数の低下が生じ, 測定データとの適合ができないためである。本解析では,  $\theta_r$  を推定パラメータとして用いたため, いずれの試料長においても, 低圧力領域の水分保持曲線の実測値を大きく過大評価した結果となっている。そのため, 今回の推定は, あくまで蒸発法の適用領域 ( $h > -800 \text{ cm}$ ) に対する結果であることに注意する必要がある (Šimůnek *et al.*, 1998)。

また, 試料長により飽和体積含水率  $\theta_s$  の推定値に違いが見られた (8.3 cm カラムで  $\theta_s=0.588$ , 16 cm カラムで  $\theta_s=0.530$ )。試料長が長い 16 cm カラムで  $\theta_s$  が小さいのは, 試料が長いほど毛管飽和による水分飽和度が低いと考えられる。この飽和度の違いは, 飽和透水係数  $K_s$  の推定値にも現れた (8.3 cm カラムで  $K_s=1.73 \text{ cm d}^{-1}$ , 16 cm カラムで  $K_s=1.26 \text{ cm d}^{-1}$ )。なお, 変水位透水試験による飽和透水係数は  $K_s=5.9 \text{ cm d}^{-1}$  である。

通常, 水分保持曲線の測定データを目的関数に入れると, より信頼度の高い水分保持曲線を推定でき, また計算の収束も速くなることが期待できる (Šimůnek *et al.*, 1998)。しかし, 測定データの飽和度が異なる場合,  $K_s$  や飽和付近の水分保持曲線の実測データを目的関数に入れても推定の信頼度は向上しない点には注意が必要であると考えられる。今回の結果は, 別途測定した  $\theta_s$ ,  $K_s$  に関する実測データがある場合においても, 実測値と推定値との比較を行ない, 妥当な値について慎重に検討する必要があることを示している。

表-1 蒸発法による VG モデルのパラメータの推定値と標準偏差（下段）

Table 1 Optimized parameter values and standard deviations (lower row) for the VG model based on the evaporation method.

Length	tensiometers	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	$n$	$K_s$ (cm d <sup>-1</sup> )	$l$
L=16 cm	1, 5, 13 cm	0.367	0.530	0.00232	3.33	1.26	$8.12 \times 10^{-5}$
		0.006	0.008	$2.39 \times 10^{-5}$	0.07	0.13	$1.34 \times 10^{-4}$
	1 cm	0.389	0.528	0.00236	3.82	15.9	0.002
		0.005	0.008	$2.14 \times 10^{-5}$	0.08	2.47	0.013
	5 cm	0.398	0.532	0.00251	4.13	2.68	0.0098
		0.003	0.004	$1.87 \times 10^{-5}$	0.10	0.62	0.027
	13 cm	0.409	0.539	0.0026	4.31	14.00	0.0089
		0.008	0.011	$3.09 \times 10^{-5}$	0.14	6.38	0.037
	1, 5 cm	0.372	0.530	0.00234	3.58	1.69	$3.56 \times 10^{-4}$
		0.005	0.007	$2.10 \times 10^{-5}$	0.07	0.26	$3.47 \times 10^{-3}$
	1, 13 cm	0.349	0.532	0.0022	3.03	0.84	$1.31 \times 10^{-6}$
		0.010	0.010	$3.58 \times 10^{-5}$	0.08	0.09	$1.75 \times 10^{-4}$
	5, 13 cm	0.401	0.533	0.00255	4.17	3.33	$3.32 \times 10^{-4}$
		0.020	0.003	$1.67 \times 10^{-5}$	0.09	0.36	$2.80 \times 10^{-4}$
L=8.3 cm	0.7, 3.1, 5.2 cm	0.222	0.588	0.00302	1.90	1.73	0.050
		0.019	0.008	$8.04 \times 10^{-5}$	0.05	1.01	0.960

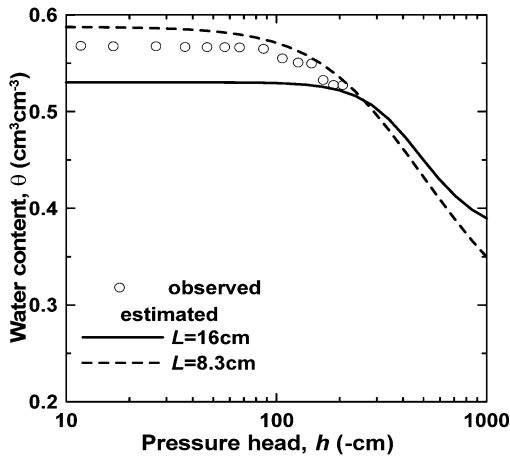


図-9 蒸発法で推定した藤森シルトの水分保持曲線：プロットは実測値、実線は16 cm カラムによる推定値、点線は8.3 cm カラムによる推定値

Fig. 9 Water retention curves for a Fujinori silty soil estimated with the evaporation method: plots are observed data, the solid line is for L=16 cm, and dashed line is for L=8.3 cm.

8.3 cm カラム、16 cm カラムによる推定において、水分保持曲線を決めるパラメータ  $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$  の標準偏差は十分に小さく（表-1）、試料長  $L$  の影響は小さい（Hopmans *et al.*, 2002）。一方で、不飽和透水係数を決めるパラメータ  $K_s$  と  $l$  の標準偏差は、8.3 cm カラムではそれぞれ 1.01, 0.960 と大きな値を持つのにに対し、16 cm カラムではそれぞれ 0.13,  $1.34 \times 10^{-4}$  と小さな値となった。推定値  $l_e$  に対して  $l_e - 2\sigma \leq l \leq l_e + 2\sigma$  と定義される95%の信頼区間は、8.3 cm カラムでは  $-1.87 \leq l \leq 1.97$ 、16 cm カラムでは  $-1.86 \times 10^{-4} \leq l \leq 3.49 \times 10^{-4}$  であった。図-10には、推定した不飽和透水係数に加えて、 $l$  の95%の信頼区間として与えられる最大値と最小値を用いた計算値を示す。8.3 cm カラムの不飽和透水係数の95%信頼区間に対応する範囲は、たとえば  $h = -800$  cmにおいて、 $2 \times 10^{-3} \leq K \leq 5 \times 10^{-2}$  cm d<sup>-1</sup> と広い。一方、16 cm カラムでは図上で確認できないほどこの信頼区間の幅が非常に狭い。これらの結果は、試料長  $L$  が長いと不飽和透水係数、特にパラメータ  $l$  の推定精度を向上させることを示しており、数値実験による応答曲面（5.2.3節）で得られた結果とも一致する。

### 5.3.3 観測位置がパラメータの推定に与える影響

数値実験による感度解析により、パラメータの推定で

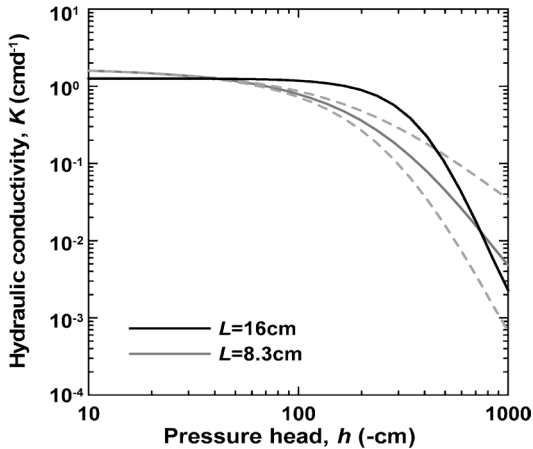


図-10 蒸発法で推定した藤森シルトの不飽和透水係数と土中水圧力の関係：実線は推定値，点線は間隙結合係数  $l$  の95%信頼区間に対応した信頼範囲

Fig. 10 Unsaturated hydraulic conductivity as a function of soil water pressure head for a Fujinomori silty soil estimated with the evaporation method: solid lines are optimized conductivity functions and dashed lines represent the confidence ranges based on the 95% confidence limits for the pore-connectivity coefficient  $l$ .

は、表層に近い複数の深さの土中水圧力の測定値を用いることが望ましいことを示した。そこで、蒸発実験の土中水圧力測定データを用いて、異なる深さのデータを組み合わせ、パラメータの推定について、表-1の推定結果と標準偏差  $\sigma$  に基づき検討した。

深さ1cmのみ、5cmのみ、13cmのみの場合、 $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $\alpha$ の推定値は良く一致し、また、それぞれの $\sigma$ も十分に小さい値が得られた。一方 $n$ ,  $l$ については、地表面に近い観測点ほど $\sigma$ が小さくなり、信頼度が高い。これは、前述の5.2.1節の応答曲面で得られた収束条件の考察と一致する。

2地点の土中水圧力を組み合わせてパラメータを推定した場合、 $l$ の標準偏差は $\sigma=10^{-4}\sim 10^{-3}$ と極めて小さくなった。深さ1cmのみでは $\sigma=0.013$ であったことから、2地点の土中水圧力を用いることは、 $l$ の推定の信頼度を大きく向上させている。また、 $K_s$ の標準偏差も $\sigma=0.09\sim 0.36$ であり、深さ1cmのみ( $\sigma=2.47$ )と比較しても十分に小さくなった。しかし、3地点の土中水圧力を用いた場合、 $l$ と $K_s$ の標準偏差はそれぞれ $\sigma=1.34\times$

$10^{-4}$ , 0.13であり、2地点の場合に比べての改善は見られなかった。以上より、地表面付近を含めた2地点の土中水圧力データを用いると、不飽和透水係数の推定における信頼度を向上できると考えられる。

なお、前述の通り、パラメータの推定には、原則として図-1の適合値と $K_s=5.9\text{ cm d}^{-1}$ ,  $l=0.5$ を初期値に用いたが、深さ1cmのみの場合、推定結果は $\theta_r=0.001$ ,  $\theta_s=0.515$ ,  $\alpha=0.00199\text{ cm}^{-1}$ ,  $n=2.15$ ,  $K_s=0.004\text{ cm d}^{-1}$ ,  $l=0.001$ となり、他の推定と極端に異なる値、特に $K_s$ は非現実的に小さな値を示した。このとき、得られた $n$ と $K_s$ の相関係数は $-0.8132$ であり、強い負の相関を示した。図-4(a), (b)に示したように、パラメータ間の相関が強い場合、真の値とは異なるパラメータの組み合わせが推定される可能性がある。そこで、深さ1cmのみの推定は、表-1に示すすべての深さを用いた(1, 5, 13cm)推定結果を初期値として、再度推定を行なった。推定結果が他の深さと大きく異なるときや非現実的なときには、異なる初期値を用いた検討が必要である。

## 6. おわりに

本研究では、蒸発法による水分移動特性の推定における適切な実験条件や推定方法について、不飽和透水係数の推定に焦点を当てて検討した。まず、水分飽和したシルト質土カラムからの蒸発過程を対象とした数値実験を行ない、水分移動特性モデルのvan Genuchten-Mualem (VG) モデルのパラメータについて、不飽和透水係数を決める間隙結合係数 $l$ と他のパラメータの組み合わせによる土中水圧力に関する2次元応答曲面を示した。そして、それぞれのパラメータの感度やパラメータ間の相関に基づき、蒸発法の最適条件について検討した。その上で藤森シルトを用いた蒸発実験を行ない、測定した土中水圧力を用いた逆解析により水分移動特性パラメータの推定を行なった。そして、実験条件の違いが蒸発法による水分移動特性パラメータ、特に $l$ の推定に与える影響についての検討を行なった。

土中水圧力変化に対する2次元の応答曲面は、 $l$ と $\alpha$ の強い負の相関、また $l$ と $K_s$ の強い正の相関を示した。また応答曲面上で複数の極小値を示すことから、異なるパラメータ値の組み合わせに収束する可能性が示された。そのため、 $l$ ,  $\alpha$ ,  $K_s$ の推定に関しては、複数の初期値の組み合わせについての推定結果の比較が必要である。一方、 $n$ ,  $\theta_r$ ,  $\theta_s$ と $l$ との間の相関は弱く、パラメータの決定が $\alpha$ ,  $K_s$ に比べて容易であることが示された。

シルト質土からの水分蒸発の数値実験において、間隙結合係数 $l$ と飽和体積含水率 $\theta_s$ が異なる観測位置における土中水圧力変化に及ぼす感度について応答曲面をも

ちいて検討したところ、 $l$ の感度は地表面に近い位置の土中水圧力に対してほど高かった。これは、土中水圧力の時間変化が大きい表層のデータほど収束しやすく、信頼度の高い推定が可能であることを意味する。さらに、複数の観測位置のデータを加えて逆解析を行なうことは、収束の条件が改善されるので望ましいと考えられた。

同様に、蒸発速度と試料長についても検討した。蒸発速度を促進して恒率蒸発期間を短くすると、大きな圧力勾配が試料内に生じた。また、試料長を長くすると、下層土の土中水圧力が高く保たれ、試料内の土中水圧力差が増加した。地表面付近で土中水圧力が低下する分布が形成されると、応答曲面における不飽和水分移動特性パラメータの感度が高くなり、パラメータの収束が容易になる。特に蒸発をある程度促進することは、実験時間の短縮のみならず、推定した不飽和透水係数の信頼性を高めるために望ましいと考えられた。

藤森シルトを用いた蒸発法では、異なる試料長と観測点の位置と数について検討した。異なる試料長の推定したパラメータの標準偏差 $\sigma$ を比較したところ、特に $K_s$ と $l$ についての違いが大きく、試料長が長いカラムの $\sigma$ は小さかった。また、1地点の観測点の土中水圧力を用いて推定を行なった場合、 $\theta_s$ ,  $\theta_s$ ,  $\alpha$ の結果に違いは見られなかったが、 $n$ ,  $l$ については表面に近い観測点ほど、 $\sigma$ が小さくなった。こうした $\sigma$ の結果は、応答曲面による収束条件の検討結果と一致している。また、異なる2地点の土中水圧力データを組み合わせてパラメータを推定した場合、1地点のみの場合に比べて、 $K_s$ と $l$ の推定の信頼度が大きく向上した。以上より、感度の高い地表面付近を含めた2地点の土中水圧力データを用いることは、不飽和透水係数の推定において望ましいと考えられた。

実験的に土試料を完全に飽和させることは難しく、水分飽和度は水分飽和の条件によっても異なるため、本解析では、飽和体積含水率 $\theta_s$ と飽和透水係数 $K_s$ も推定パラメータとした。試料長が長い場合、毛管飽和による水分飽和度が低いことを反映し、 $\theta_s$ と $K_s$ は小さな値となった。 $\theta_s$ ,  $K_s$ に関する実測データがある場合においても、実測値と推定値との比較を行ない、水分飽和度に基づく慎重な検討が必要である。今後、VGモデル以外の水分移動特性モデルに関しても、蒸発法の検討を行なうことが必要であると考えられる。

## 引用文献

Carsel, R.F. and Parrish, R.S. (1988) : Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.*, **24** : 755-769.

Eching, S.O. and Hopmans, J.W. (1993) : Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57** : 1167-1175.

藤井克己・中野政詩 (1984) : ベントナイト吸着水の化学ポテンシャルについて, *農業土木学会論文集*, **112** : 43-53.

Hopmans, J.W., Šimůnek, J., Romano, N. and Durner, W. (2002) : Inverse method-Evaporation method, *Methods of soil analysis Part 4*. pp. 978-981, ASA and SSSA., Madison.

井上光弘 (2004) : 不飽和地盤の挙動と評価. pp. 202-204, *地盤工学会*, 東京.

Inoue, M., Šimůnek, J., Hopmans, J.W. and Clausnitzer, V. (1998) : In situ estimation of soil hydraulic functions using a multistep soil-water extraction technique. *Water Resour. Res.*, **34** : 1035-1050.

Klute, A. and Dirksen, C. (1986) : Hydraulic conductivity and diffusivity-Laboratory methods, *Methods of soil analysis Part 1*. pp. 687-734, ASA and SSSA., Madison.

小杉賢一郎 (2007) : 古典を読む Y. Mualem 著「不飽和多孔質体の透水係数を推定する新たなモデルについて」ならびに M. Th. van Genuchten 著「不飽和土壌の透水係数を推定する閉形式解について」, *土壌の物理性*, **106** : 47-60.

Marquardt, D.W. (1963) : An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *SIAM J. Appl. Math.*, **11** : 431-441.

Mualem, Y. (1976) : A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, **12** : 513-522.

中野政詩・宮崎 毅・塩沢 昌・西村 拓 (1995) : 土壌物理環境測定法. pp. 115-136, *東京大学出版会*, 東京.

Rassam, D., Šimůnek, J. and van Genuchten, M.Th. (2004) HYDRUS-2D による土中の不飽和流れ計算 (取出伸夫・井上光弘 監訳), *農業土木学会土壌物理研究部会 HYDRUS グループ*, 東京.

斎藤広隆・坂井 勝・Jiri Šimůnek・取出伸夫 (2006) : 不飽和土中の水分移動モデルにおける境界条件, *土壌の物理性*, **104** : 63-73.

Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th. and Sejna, M. (2005) The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and



- multiple solutes in variably saturated media. Version 3.0. HYDRUS Software Series 1, Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, Riverside, CA.
- Šimůnek, J., Wendroth, O. and van Genuchten, M.Th. (1998) : Parameter estimation analysis of the evaporation method for determining soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **62** : 894-905.
- van Dam, J.C., Stricker, J.N.M. and Droogers, P. (1994) : Inverse method for determining soil hydraulic functions from multi-step outflow experiments. *Soil Soc. Am. J.*, **58** : 647-652.
- van Genuchten, M.Th. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Soc. Am. J.*, **44** : 892-898.
- van Genuchten, M.Th., Leij, F. and Yates, S. (1991) : The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. Technical Report EPA/600/2-91/065, US Environmental Protection Agency.
- Wendroth, O., Ehlers, W., Hopmans, J.W., Kage, H., Halbertsma, J. and Wosten, J.H.M. (1993) : Re-evaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57** : 1436-1443.
- Wind, G.P. (1968) : Capillary conductivity data estimated by a simple method., *Water in the unsaturated zone*. pp, 181-191, IASAH, Gentbrugge.

## 要 旨

蒸発法による水分移動特性の推定における適切な実験条件や推定方法について、不飽和透水係数に焦点を当てて検討した。まず、シルト質土からの蒸発過程の数値実験を行ない、van Genuchten-Mualemモデルのパラメータの土中水圧力変化に関する2次元応答曲面を用いて、パラメータの感度とパラメータ間の相関を示した。間隙結合係数  $l$  は、パラメータ  $\alpha$  と強い負の相関、また飽和透水係数  $K_s$  と強い正の相関を持つため、初期値により収束する値が異なる可能性が示された。また、可能蒸発速度を大きくすること、試料長を長くすること、表面付近の土中水圧力を用いることは、収束条件を改善する上で有効であることが示された。次に、藤森シルトに対する蒸発実験の土中水圧力データより、水分移動特性の推定を行なった。推定の信頼性は、試料長が長いほど、また圧力測定が表面に近いほど高くなった。また、2地点の土中水圧力を用いることで、推定値の信頼度が高まることを示した。

受稿年月日：2007年5月11日

受理年月日：2007年6月11日



古典を読む

Y. Mualem 著

「不飽和多孔質体の透水係数を推定する新たなモデルについて」  
 ならびに

M. Th. van Genuchten 著

「不飽和土壌の透水係数を推定する閉形式解について」

小杉 賢一朗\*

Reviewing classical studies in soil physics

“A new model for predicting the hydraulic conductivity  
 of unsaturated porous media”

By Y. Mualem

Water Resources Research, Vol. 12, No. 3, 513-522 (1976)

and

“A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity  
 of unsaturated soils”

By M. Th. van Genuchten

Soil Science Society of America Journal, Vol. 44, No. 5, 892-898 (1980)

Ken'ichirou Kosugi\*

\* Graduate School of Agriculture, Kyoto Univ., Kyoto, 606-8502, Japan

**Key words** : Water retention curve, unsaturated hydraulic conductivity, pore size distribution,  
 Mualem-van Genuchten model

## 1. はじめに

土壌の体積含水率 $\theta$ とマトリックポテンシャル水頭 $\Psi$ の関係で表される水分特性曲線は、土壌の保水性を表現するものである。一方土壌の透水性は、飽和透水係数 $K_s$ と、 $\theta$ や $\Psi$ の関数である不飽和透水係数 $K$ で表現される。これら土壌の保水性・透水性は、土壌中の不飽和水分移動を解析する際に不可欠なものである。また、土壌中の熱や溶質やガスの移動にも深く関係し、地下水や河川の水質形成、蒸発散、植物の生育、生態系の物質循環など、様々な現象に大きな影響を及ぼしている。

実測された土壌の保水性や透水性のデータを数式モデ

ルで表現することには、多くの利点がある。まず、離散的な測定データを連続的な関数で内挿することができる。これによって、任意の $\Psi$ に対する $\theta$ や $K$ を求めたり、その逆を行うことが容易になるため、不飽和水分移動を表現する Richards 式の数値解析を行う上で非常に便利である。第2の利点として、土壌により異なる保水性・透水性の特徴を、モデル中のパラメータの違いとして表現することが可能となる。これにより、例えば、保水性や透水性の時間的・空間的な変動を、パラメータの変動として定量的に解析することができる(例えば、Hendrayanto *et al.*, 1999)。また、手間・時間・経費がかかる測定を行う代わりに、より簡便な手法でパラメー

\*京都大学農学研究科 〒606-8502 京都市左京区北白川追分町

キーワード：水分特性曲線，不飽和透水係数，孔隙径分布，Mualem-van Genuchten モデル

タを特定することができれば、効率的に保水性・透水性を調べることが可能となる。現在、不飽和水分移動に関する計測データから逆解析によりパラメータを算定する方法 (inverse method) や、土性・乾燥密度・有機物含有量などの情報を入力としてパラメータを推定する関数 (pedotransfer function) が精力的に研究されている (例えば, van Genuchten *et al.*, 1999)。

第3の利点として、関数化した水分特性曲線から、不飽和透水係数を表現する関数を導出できることがある。不飽和透水係数の計測には、多くの労力と時間がかかるため、孔隙の連結性や屈曲度などの微視的構造をモデル化し、孔隙径分布から不飽和透水係数を推定する試みが数多く行われてきた。この微視的構造モデルに、水分特性曲線関数から導かれる孔隙径分布関数を代入することによって、不飽和透水係数関数を導くことができる。得られた不飽和透水係数関数は、水分特性曲線関数と共通のパラメータを持ち、水分特性曲線と連動して曲線形状を変化させる。この種の「水分特性曲線-不飽和透水係数連結モデル」は、少ないパラメータで保水性と透水性の両方を表現することができるため、近年では数式モデルの主流となっている。

現在最も広く利用されている水分特性曲線-不飽和透水係数連結モデルは、van Genuchten (1980) が Mualem (1976) の微視的構造モデルを用いて開発した Mualem-van Genuchten モデルである。このモデルが如何に広く普及しているかは、Mualem (1976) と van Genuchten (1980) の被引用回数に端的に示されている。Koutsoyiannis and Kundzewicz (2007) が、Institute for Scientific Information, Scopus, Google Scholar の各データベースを用いて調査した結果では、Mualem (1976) の被引用回数がそれぞれ 1,003, 773, 747 回、van Genuchten (1980) の被引用回数がそれぞれ 2,604, 2,276, 1,054 回となっている。ちなみに、蒸発散分野でよく知られた Penman (1948) の被引用回数はそれぞれ 1,556, 778, 769 回であることから、Mualem-van Genuchten モデルが如何に多くの研究で利用されているかがわかる。Mualem (1976) と van Genuchten (1980) は、シリーズ「古典を読む」でとりあげるには若干新しいものではあるが、以上のように非常に広く引用されていることから、本稿で紹介することにした。

Mualem (1976) より昔には、土壌物理学 (例えば、Childs and Collis-George, 1950; Millington and Quirk, 1961) や石油工学 (例えば、Burdine, 1953; Wylie and Gardner, 1958) などの異なる分野において、それぞれ個別の土壌を対象として、微視的構造モデルの開発・検証が試みられていた。このため、異なるモデル間

での適合性の比較は十分には行われていなかった。そこで Mualem は、新たなモデルの開発を行い、文献から収集した多くの土壌に関するデータを用いて、開発したモデルを既往モデルと横並びで評価した。一方 van Genuchten (1980) は、当時、不飽和土壌中の水分移動や溶質移動の数値解析が盛んになりつつあったことを背景として、数値計算との相性が良く、かつ適合性の高い水分特性曲線-不飽和透水係数結合モデルの開発が必要と判断し、この研究に取り組んだ。実のところ van Genuchten は、1980年に SSSAJ 誌でこのモデルを発表する以前に、同じ研究内容をプリンストン大学の研究レポートにまとめている (van Genuchten, 1978)。その当時は単に「溶質移動の数値計算をするときに便利な関数を見つけた」程度の思いしかなく、独立した論文として投稿するつもりは無かったそうである。その後周囲からモデルの有用性を指摘され、改めてまとめ直したものが、結果的に、広く引用される論文となったのである。なお余談であるが、プリンストン大学の研究レポートは、彼のニックネームである Rien の名で書かれている。

本稿では、Mualem-van Genuchten モデルの誘導過程が理解できるように、Mualem (1976) と van Genuchten (1980) の要点をまとめた。また最後の部分では、van Genuchten の水分特性曲線関数の表記方法に関する筆者の考えと、その後の関連した研究の成果を少し付け加えた。研究の性質上、多少数式が多くなってしまったが、これまで Mualem-van Genuchten モデルを使用した経験が有る人や、これから使用予定の人に、モデルの背景や性質が伝われば幸いである。

## 2. Mualem の不飽和透水係数推定モデル

### 2.1 土壌孔隙径分布関数と有効飽和度

Mualem (1976) では、まず最初に、体積割合に基づいた土壌孔隙半径  $r$  の分布関数  $f(r)$  が次式で定義された [原著(5)式]。

$$f(r) \equiv d\theta/dr \quad (1)$$

(1)式は、半径が  $r \sim r+dr$  の範囲にある孔隙が、単位体積の土壌中に  $f(r) dr$  の体積で存在する事を意味している。孔隙半径の最小値を  $R_{min}$  とすれば、半径  $R$  以下の孔隙に水が詰まったときの体積含水率は次式で表される [原著 (A18) 式;  $R$  は積分区間を表し、孔隙径に関して積分を行う事を意味する  $r$  と使い分けられている]。

$$\theta(R) = \int_{R_{min}}^R f(r) dr + \theta_r \quad (2)$$

ここで、 $\theta_r$  は残留体積含水率であり、これ以下の水分は液状で移動しないため透水係数の評価において考慮しな

くてよい、との前提で以下の議論が行われている。ただし、実際にこのような  $\theta_r$  が定義できるかについては、現在でも多くの議論がある。これについては 4.4 節で詳しく述べる。残留体積含水率を導入すると、 $\theta$  は  $\theta_r \sim \theta_s$  の範囲で変化する。そこで  $\theta$  をスケールリングして、0~1 の値をとる有効飽和度  $S_e$  を次式で与える〔原著(2)式〕。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3)$$

なお、孔隙半径  $r$  とマトリックポテンシャル水頭  $\Psi$  の関係は、次の毛管上昇関数によって表される。

$$\Psi = A/r \quad (4)$$

ここで  $A$  は、水の表面張力と密度、水と土粒子の接触角、および重力加速度によって定まり、水温 20°C でおよそ  $-0.15 \text{ cm}^2$  となる。

## 2.2 不飽和透水係数のモデル化

次に Mualem (1976) は、水分フラックスの向きと垂直で、距離が  $\Delta X$  離れた 2 つの土壌断面を想定し、その断面間で、円管状の孔隙が連結する確率を検討した。 $\Delta X$  がゼロに近づくと、同じ孔隙が完全に連結するが、逆に  $\Delta X$  が大きくなると、両断面間の孔隙の連結はまったくランダムに生じる。このとき、一方の断面に見られる半径  $r \sim r + dr$  の孔隙が、もう一方の断面の半径  $\rho \sim \rho + d\rho$  の孔隙に連結する確率は、 $f(r)f(\rho)drd\rho$  となる。 $\Delta X$  が孔隙サイズと同程度のときは、半径  $r$  と  $\rho$  の孔隙の配置に相関があると考えられるため、Mualem は両者が連結する確率  $a(r, \rho)$  を次式で表した〔原著(9)式〕。

$$a(r, \rho) = G(R, r, \rho) f(r) f(\rho) dr d\rho \quad (5)$$

ここで  $G(R, r, \rho)$  は、半径  $r$  と  $\rho$  の孔隙の配置にみられる相関を考慮するための補正係数である。

次に Mualem は、半径  $r$  と  $\rho$  の円管状の孔隙が図-1 のように連結した場合の透水係数と、このような連結孔隙と等価な円管状孔隙の半径  $R$  との関係を、次のように導いた。まず、Hagen-Poiseuille の法則に従う半径  $R$ 、 $r$ 、 $\rho$  の円管状孔隙内の流量が、互いに等しくなる事から、次式が得られる〔原著 (A4) 式を改変〕。

$$\frac{\pi R^4 g}{8v} \frac{\Delta \phi}{L} = \frac{\pi r^4 g}{8v} \frac{\Delta \phi_1}{l_1} = \frac{\pi \rho^4 g}{8v} \frac{\Delta \phi_2}{l_2} \quad (6)$$

ここで、 $v$  は水の動粘性係数、 $L$ 、 $l_1$ 、 $l_2$  はそれぞれ半径  $R$ 、 $r$ 、 $\rho$  の円管状孔隙の長さ  $\Delta \phi$ 、 $\Delta \phi_1$ 、 $\Delta \phi_2$  はそれぞれ半径  $R$ 、 $r$ 、 $\rho$  の円管状孔隙の両端にかかるポテンシャル差である。 $\Delta \phi$ 、 $\Delta \phi_1$ 、 $\Delta \phi_2$  の間には次式の関係がある〔原著 (A2) 式〕。

$$\Delta \phi = \Delta \phi_1 + \Delta \phi_2 \quad (7)$$

(6) 式を (7) 式に代入すると次のようになる。

$$\Delta \phi = \frac{R^4 l_1}{r^4 L} \Delta \phi + \frac{R^4 l_2}{\rho^4 L} \Delta \phi \quad (8)$$

よって、

$$\left( \frac{l_1}{r^4} + \frac{l_2}{\rho^4} \right) \frac{R^4}{L} = 1 \quad (9)$$

半径  $R$  の円管状孔隙の体積が、半径  $r$ 、 $\rho$  の円管状孔隙の体積の和に等しいと考えると〔原著 (A5) 式を改変〕、

$$\pi R^2 L = \pi r^2 l_1 + \pi \rho^2 l_2 \quad (10)$$

(9)、(10) 式から  $L$  を消去すると

$$R^6 = \frac{r^2 l_1 + \rho^2 l_2}{r^4 l_2 + \rho^4 l_1} r^4 \rho^4 \quad (11)$$

さらに図-1 に示したように、孔隙の長さが半径に比例すると仮定すると〔原著(10)式〕、

$$l_1/l_2 = r/\rho \quad (12)$$

さらに(12)式を(11)式に代入すると〔原著 (A7) 式〕、

$$R^2 = r\rho \quad (13)$$

が得られる。Hagen-Poiseuille の法則から、円管の透水係数はその半径の 2 乗に比例するため、図-1 のように連結した孔隙と等価な円管状孔隙の透水係数は  $r\rho$  に比例する。

(5) 式と (13) 式より、半径  $R$  以下の孔隙が水で満たされたときの透水係数  $K$  と、飽和透水係数  $K_s$  との比 (比透水係数  $K_r$ ) は、次のようになる〔原著(12)式〕。

$$K_r \equiv \frac{K}{K_s} \quad (14)$$

$$= \frac{\int_{R_{\min}}^R \int_{R_{\min}}^R T(R, r, \rho) G(R, r, \rho) r \rho f(r) f(\rho) dr d\rho}{\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} T(R, r, \rho) G(R, r, \rho) r \rho f(r) f(\rho) dr d\rho}$$

ここで、 $T(R, r, \rho)$  は孔隙の屈曲による影響を補正するための係数である。(14) 式における係数  $T$  と  $G$  を個別に評価する手段が無いため、Mualem は、Burdine (1953) や Millington and Quirk (1961) と同様に、両者の積が  $(\theta - \theta_r)$  のべき関数 (power function) になると仮定した。すると、〔原著(13)式〕

$$K_r = \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\ell \frac{\int_{R_{\min}}^R r f(r) dr \int_{R_{\min}}^R \rho f(\rho) d\rho}{\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} r f(r) dr \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \rho f(\rho) d\rho} = S_e^\ell \left[ \frac{\int_{R_{\min}}^R r f(r) dr}{\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} r f(r) dr} \right]^2 \quad (15)$$

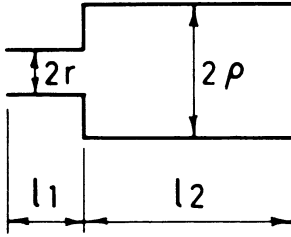


図-1 対になった毛管状孔隙の透水係数を評価するための、連結した円管の模式図 (Mualem 1976, Figure 1)

Fig. 1 A combination of cylindrical tubes used to evaluate the hydraulic conductivity of a pair of capillary elements. (Mualem 1976, Figure 1)

$$K_r = S_e \ell' \frac{\int_{\theta_r}^{\theta} \frac{(\theta - \vartheta)}{|\Psi|^2} d\vartheta}{\int_{\theta_r}^{\theta_s} \frac{(\theta_s - \vartheta)}{|\Psi|^2} d\vartheta} \tag{19}$$

という扱いにくい関数となる。Mualem (1976) では、連結孔隙の透水係数を表現するのに  $r\rho$  と  $r^2$  のどちらが優れているかについて、物理的根拠に基づく議論は行われていない。ただ、一つ確実なのは、 $r^2$  ではなく  $r\rho$  で表現することによって、シンプルな関数形を持つ (17) 式が得られた、ということである。以下は単なる筆者の憶測であるが、実際のところ Mualem は、数式的取扱の便宜性を強く意識してあらかじめ連結孔隙の透水係数を  $r\rho$  で表現することを決めていたのであって、(13) 式を誘導するための (6)~(12) 式の理論は後から捻り出したのではないだろうか。例えば図-1 を単純に眺めると

$$L = l_1 + l_2 \tag{20}$$

が得られる。さらに

$$\int_{R_{\min}}^R r f(r) dr \propto \int_{\psi_{\min}}^{\psi(R)} \frac{1}{|\Psi|} \frac{d\theta}{d\psi} d\psi \propto \int_{\theta_r}^{\theta(R)} \frac{1}{|\Psi|} d\theta \propto \int_0^{S_e(R)} \frac{1}{|\Psi|} dS_e \tag{16}$$

の関係を用いて (15) 式を変形すると、次式となる [原著 (2) 式]。

$$K_r = S_e \ell \left[ \frac{\int_0^{S_e} \frac{1}{|\Psi|} dS_e}{\int_0^1 \frac{1}{|\Psi|} dS_e} \right]^2 \tag{17}$$

(17) 式が、Mualem の提示した不飽和透水係数推定モデルである。

### 2.3 既往モデルとの比較

Mualem の微視的構造モデルの最大の特徴は、図-1 のような連結孔隙と等価な円管状孔隙の透水係数を、(13) 式のように  $r$  と  $\rho$  の積で表現している点であろう。Mualem (1976) よりも以前に提示された Childs and Collis-George (1950) のモデルでは、孔隙が連結した場合の透水係数は、小さな孔隙の半径によって決まるとしていた。つまり図-1 の連結孔隙では、透水係数が  $r^2$  に比例すると考えることになる。この場合、(14) 式右辺の分子は [原著 (A14) 式を改変]

$$\int_{\rho=R_{\min}}^{\rho=R} \int_{r=R_{\min}}^{r=\rho} T(R, r, \rho) G(R, r, \rho) r^2 f(\rho) f(r) dr d\rho + \int_{\rho=R_{\min}}^{\rho=R} \int_{r=\rho}^{r=R} T(R, r, \rho) G(R, r, \rho) \rho^2 f(r) f(\rho) d\rho dr \tag{18}$$

という複雑な形となり、 $K_r$  の推定式は [原著 (24) 式を改変]

なる関係も容易に想像されるが、これを (10) 式の代わりに使った場合は (13) 式は導かれぬ。

話を Mualem (1976) 論文に戻すと、彼は 45 種類の土壌の水分特性曲線と飽和・不飽和透水係数のデータセットを既往文献から集め、それらに対して最も良い適合度を与える値として、(17) 式中のべき数  $\ell$  を 0.5 と定めた。一方 (19) 式の  $\ell'$  については、Childs and Collis-George (1950) による 0, Millington and Quirk (1961) による  $4/3$ , Kunze *et al.* (1968) による 1 の内から、先行研究で最もよい適合度が得られることが経験的に知られていた  $\ell' = 4/3$  を採用した上で、(19) 式の適合度を、 $\ell = 0.5$  とした (17) 式と比較した。さらに、径が異なる孔隙が連結する事は考えず、透水係数が Hagen-Poiseuille の法則で表される (すなわち半径の 2 乗に比例する透水係数を持つ) 円管の束で、土壌の比透水係数をモデル化した次式 (Burdine (1953) や Wyllie and Gardner (1958) によって提示されたモデルに相当)

$$K_r = S_e^2 \frac{\int_0^{S_e} \frac{1}{|\Psi|^2} dS_e}{\int_0^1 \frac{1}{|\Psi|^2} dS_e} \tag{21}$$

や、Kozeny 型の経験モデルである Averjanov (1950) のモデル

$$K_r = S_e^{3.5} \tag{22}$$

についても検討を加えた。前述の 45 種類の土壌に関して以上の 4 つのモデルを比較したところ、 $\ell = 0.5$  とした (17) 式が、最も多くの土壌について最良の適合度を示し、かつ誤差の平均値を最も小さくすることがわかった

(Mualem, 1976)。

ただし、この議論はいささか公平さを欠いている。(17)式の  $\ell = 0.5$  は、この 45 種類の土壤に関する誤差の平均値を最小にするように定められたのであるから、同様に empirical なパラメータである (19) 式の  $\ell'$ 、(21) 式の  $S_e$  のべき数 2、(22) 式のべき数 3.5 についても、最適値を探索した上でモデル間の比較を行うべきであろう。このような探しをすることは可能ではあるものの、45 種類もの土壤のデータを集め、異なるモデルを横並びで比較した研究は過去に例が無い。従って、研究手法に関しても Mualem (1976) は大いに評価できるものである。なおこの 45 種類の土壤に関するデータは、Mualem の土壤カタログ (Mualem, Y.: A catalogue of the hydraulic properties of unsaturated soils, Proj. 442, Technion-Israel Inst. of Technol., Haifa, Israel, 1976) として知られている。現在広く用いられている UNSODA データベース (Leij *et al.*, 1996) に比べれば品粗なものではあるが、当時は土壤不飽和水分特性に関する唯一のデータベースとして、多くの研究 (例えば、西村ら, 1985; Kosugi, 1994) で用いられた。なお当時は、インターネットが整備された今日とは異なり、このカタログを入手するのはなかなか困難であった。筆者は修士の学生の頃、岐阜大学 (西村直正先生) を訪ね、カタログをコピーさせていただいた経験がある。

### 3. Mualem-van Genuchten モデル

#### 3.1 モデル導入の背景

Mualem (1976) は (17) 式中の積分を行う上で、実測値から求めた  $S_e - \Psi$  関係を直線補間し、それぞれの直線区間における積分値を積算する方法を採った。これでは、 $K_r$  の計算式が複雑になるうえ、計算時間がかかり、精度も悪くなる。もし、 $S_e - \Psi$  の関係式を代入した (17) 式の積分が評価できると、 $K_r$  の解析解が得られて非常に便利である。このような関数は、閉形式 (closed-form) の関数と呼ばれる。実は Mualem (1976) においても、次の Brooks and Corey (1964) 式

$$S_e = (\Psi/\Psi_c)^{-\lambda} \quad \Psi < \Psi_c \quad (23)$$

$$S_e = 1 \quad \Psi \geq \Psi_c$$

を (17) 式に代入することによって、次の閉形式の比透水係数関数が導かれている [原著 (16) 式]。

$$K_r = S_e^{\ell + 2 + 2/\lambda} \quad (24)$$

(23) 式の  $\Psi_c$  は限界毛管水頭 (空気侵入値)、 $\lambda$  は孔隙径分布の幅を表す無次元パラメータ (pore size distribution index) である。

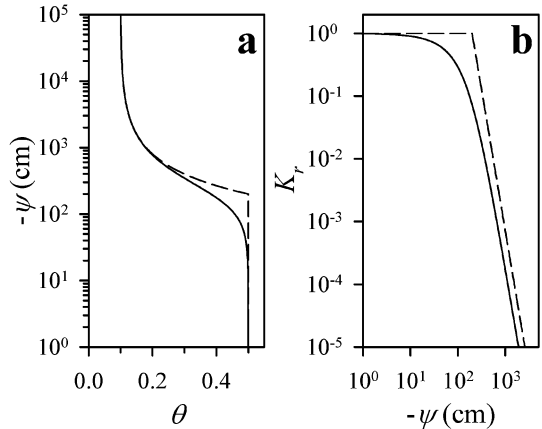


図-2 Mualem-van Genuchten モデル (実線) および Mualem-Brooks and Corey モデル (破線) による (a) 水分特性曲線関数と (b) 比透水係数関数

用いたパラメータは、 $\alpha = 0.005 \text{ cm}^{-1}$ ,  $n = 2$ ,  $m = 0.5$ ,  $\Psi_c = -200 \text{ cm}$ ,  $\lambda = 1$ ,  $\ell = 0.5$  (van Genuchten 1980, Figure 4 を改変)

Fig. 2 (a) Water retention and (b) relative hydraulic conductivity functions based on Mualem-van Genuchten (indicated by solid lines) and Mualem-Brooks and Corey (indicated by broken lines) models, with parameter values of  $\alpha = 0.005 \text{ cm}^{-1}$ ,  $n = 2$ ,  $m = 0.5$ ,  $\Psi_c = -200 \text{ cm}$ , and  $\ell = 0.5$ . (modified from van Genuchten 1980, Figure 4)

図-2a に破線で示した曲線は、 $\Psi_c = -200 \text{ cm}$ ,  $\lambda = 1$  とした場合に、(23) 式によって描かれる水分特性曲線である。この図から判るように、Brooks and Corey の水分特性曲線関数 (23) 式では、 $\Psi$  が  $\Psi_c$  より小さくなると  $\theta$  が急に飽和体積含水率  $\theta_s$  より減少を始め、J 字型の形状となる。この様な  $\Psi_c$  を境界とした急激な曲線形状の変化が、多くの実測データと食い違いを生じたことから、Mualem (1976) は (24) 式を用いた解析を行わなかった。なお、(24) 式によって描かれる比透水係数関数 (図-2b; Mualem (1976) が経験的に定めた  $\ell = 0.5$  を用いている) でも、 $\Psi < \Psi_c$  となると  $K_r$  が急に 1 より小さくなり始め、 $\Psi_c$  を境界とした急激な変化が認められる。

van Genuchten (1980) は、このような折れ曲がりを示す水分特性曲線や透水係数関数を Richards 式の数値解析に用いると、解の収束性が悪くなる場合があると考え、連続した傾きを持つ滑らかな関数を提示することの重要性を指摘した。ただし筆者は、傾きが不連続になる



こと自体は、数値解析においてそれほど大きな問題を引き起こすことはないと感じている。数値計算では、水分特性曲線や透水係数関数は離散的に取り扱われるからである。むしろ、 $\Psi > \Psi_c$ において水分特性曲線の傾き ( $d\theta/d\Psi$  の値) が0になることの方が、計算の不安定化をもたらすことが多い。さらに実際の所は、この様な数値計算上の問題よりも、実測データとの適合性の悪さが問題となることの方が多。ガラスビーズや粗砂などの一樣粒径の粒子を充填したサンプル以外では、水分特性曲線や透水係数関数の傾きが不連続になることは殆ど見られないからである。

### 3.2 van Genuchten の水分特性曲線関数

van Genuchten (1980) は、連続した傾きを持ち、かつ (17) 式の積分を解析的に解くことができる水分特性曲線関数として、次式を提案した [原著 (3) 式]。

$$S_e = [1 + (-\alpha\Psi)^n]^{-m} \quad (25)$$

ここで、 $\alpha$  は  $\Psi$  の逆数の次元を持つスケールパラメータ、 $m$  と  $n$  は無次元パラメータである。図-2a には、(25) 式で  $\alpha = 0.005 \text{ cm}^{-1}$ ,  $n = 2$ ,  $m = 0.5$  とした場合に描かれる水分特性曲線を示した。連続した傾きを持つ S 字型の曲線となっていることがわかる。

van Genuchten (1980) は、(25) 式で  $m = 1$  とした場合が、過去に Ahuja and Swartzendruber (1972), Endelman *et al.* (1974), Haverkamp *et al.* (1977) などによって使用され、水分特性曲線を良好に表現できていたことを指摘している。従って van Genuchten の水分特性曲線関数のルーツは、これらの論文にあると考えられる。ただし著者の知る限りでは、 $m = 1$  とした (25) 式が最初に使用されたのは Brutsaert (1966) である。

### 3.3 透水係数関数

(25) 式が単に連続した傾きを持つ滑らかな関数であるだけだったら、今日のように頻繁に使用されるモデルにはなっていなかったであろう。なぜなら、そのような特性を持つ水分特性曲線関数 (例えば、 $m = 1$  とした (25) 式) は、先に述べたとおり、既に Brutsaert (1966) 等によって提案されていたからである。van Genuchten (1980) の最大の功績は、 $m$  と  $n$  に一定の関係を持たせることによって、(25) 式を (17) 式の積分を解析的に解くことができる関数にし、閉形式の透水係数関数を導いたことである。以下に、その導出過程を述べる。

(17) 式は、次のように書くことができる [原著 (4) 式]。

$$K_r = S_e^\ell \left[ \frac{f_n(S_e)}{f_n(1)} \right]^2 \quad (26)$$

ここで、

$$f_n(S_e) = \int_0^{S_e} \frac{1}{(-\alpha\Psi)} dx \quad (27)$$

である。(27) 式の  $x$  は積分のためのダミー変数である。(25) 式で  $S_e$  を  $x$  とおいたものを  $(-\alpha\Psi)$  について解き、(27) 式に代入すると、[原著 (5) 式]

$$f_n(S_e) = \int_0^{S_e} \left[ \frac{x^{1/m}}{1-x^{1/m}} \right]^{1/n} dx \quad (28)$$

となる。さらに  $x = y^m$  とすると (28) 式は、[原著 (6) 式]

$$f_n(S_e) = m \int_0^{S_e^{1/m}} y^{m-1+1/n} (1-y)^{-1/n} dy \quad (29)$$

となる。ここで  $m-1+1/n = 0$  (すなわち  $m = 1-1/n$ ) なる関係を導入すれば、(29) 式は解析的に解けて、[原著 (7) 式]

$$f_n(S_e) = 1 - (1 - S_e^{1/m})^m \quad (30)$$

となる。(30) 式を (26) 式に代入することで、次の比透水係数関数が得られる [原著 (8) 式]。

$$K_r = S_e^\ell [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (31)$$

$m = 1-1/n$  とした (25) 式と、(31) 式が、Mualem-van Genuchten モデルである。(31) 式に (25) 式を代入すれば、 $K_r$  を  $\Psi$  の関数として表すことができる。その一例を図-2b に示した。Mualem-Brooks and Corey モデルとは異なり、連続した傾きを持つ曲線となっていることがわかる。なお van Genuchten (1980) では、 $\ell$  の値は Mualem (1976) が経験的に定めた 0.5 とされているため、(31) 式 [原著 (8) 式] 中にパラメータ  $\ell$  は登場しない。図-2b の  $K_r - \Psi$  曲線も  $\ell = 0.5$  として描かれたものである。

図-3 には Mualem-van Genuchten モデルの適用例を示した。左側の図は、水分特性曲線の実測値に、 $m = 1-1/n$  とした (25) 式を当てはめた結果である。これにより定められた  $\alpha, n, m$  の値を用いることで、 $\ell = 0.5$  とした (31) 式から  $K_r - \Psi$  曲線を推定することができる。このようにして推定された  $K_r$  の値は、図-3 の右側に示した通り、実測値を良好に再現した。van Genuchten (1980) は、図-3 に示した以外にも、3 種類の土壌について Mualem-van Genuchten モデルの適用結果を示している。その内の 1 つについては、(31) 式による  $K_r$  の推定結果はあまり良好なものではなかった。しかしながら、残りの 4 種類の土壌に対する適合の良さは、読者に鮮烈な印象を与えるものであった。このため、Mualem (1976) が 45 種類の土壌の平均的な値として求めた  $\ell = 0.5$  という経験値が、その後の研究で種々の土壌に対して広く用いられるようになった。ただし、Wösten and van Genuchten (1988), Schuh and Cline (1990), Kosugi (1999) などが指摘するように、実際の  $\ell$  は土壌毎に大き



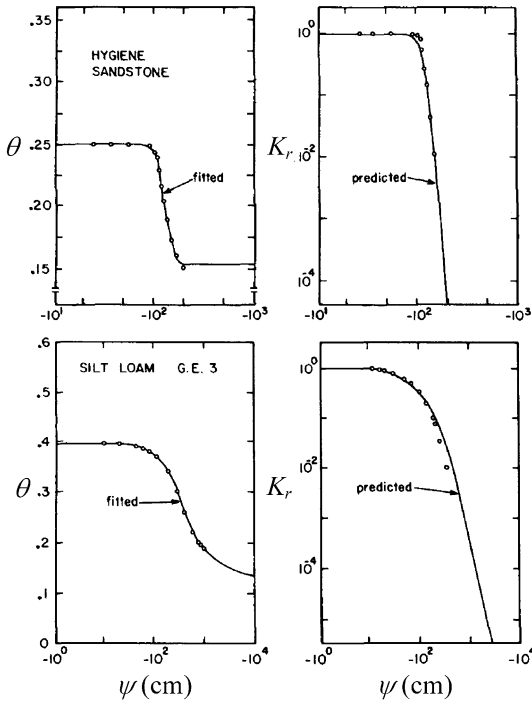


図-3 水分特性曲線と比透水係数の実測値 (○印) と計算値 (実線) Hygiene Sandstone (上段) と Silt Loam G.E. 3 (下段) の結果 (van Genuchten 1980, Figure 5 と 7 を改変)

Fig. 3 Observed (open circles) and calculated (solid lines) curves for soil water retention and relative hydraulic conductivity, for Hygiene Sandstone (upper panels) and Silt Loam G.E. 3 (lower panels). (modified from van Genuchten 1980, Figures 5 and 7)

く異なっており、 $\ell$  をフィッティングパラメータとすることによって (31) 式の適合度は大幅に向上する。つまり  $\ell$  の値は、基本的にはそれぞれの土壌で定めるべきものである。しかしこの場合は、水分特性曲線から直ちに  $K_r$  を推定できる利便性は失われる。

なお van Genuchten (1980) は、 $m=1-2/n$  とした (25) 式を (21) 式に代入することによって、(31) 式とは別の閉形式の透水係数関数を導いている (Burdine-van Genuchten モデル)。ただしこのモデルは、Mualem-van Genuchten モデルよりも適合面で劣るため、その後の研究ではあまり用いられていない。

### 3.4 Brooks and Corey との対応

van Genuchten (1980) は、(25) 式と Brooks and

Corey 式 (23) 式) との対応について次のような考察を加えている。 $\Psi$  の絶対値が大きい (すなわちサクションが大きい) 領域では、(25) 式はカギ括弧内の第二項が相対的に大きくなるため、次式で近似される [原著 (33) 式]。

$$S_e = (-\alpha\Psi)^{-mn} \tag{32}$$

(23) 式と (32) 式の比較から、

$$\alpha = -1/\Psi_c \tag{33}$$

$$mn = \lambda \tag{34}$$

なる対応関係がある。そして (33) 式より、スケールパラメータ  $\alpha$  の意味について、「その逆数が限界毛管水頭と関連している」と述べている。

図-2a の両モデルの水分特性曲線は、(33)、(34) 式の対応に従って描かれている (ただし (25) 式については  $m=1-1/n$  の関係を用いている)。このため、サクションが大きい範囲で 2 つの曲線は一致している。サクションが小さい範囲では両者は大きく異なっており、(25) 式で描かれる曲線では、 $\alpha$  の逆数として得られる  $\Psi = -200$  cm は限界毛管水頭に一致しない。van Genuchten の水分特性曲線関数は、S 字型の曲線を描き明瞭な限界毛管水頭を持たないので、これは当然である。van Genuchten (1980) が  $\alpha$  の意味に関して、「逆数が限界毛管水頭と関連している」という歯切れの悪い表現をしたのはこのためである。

その後 van Genuchten and Nielsen (1985) は、(25) 式において  $m=1-1/n$  の関係を課す代わりに、 $m$  と  $n$  の積 ( $=\lambda$ ) を一定に保ったまま  $n$  を大きくしていくことによって、サクションが小さい範囲でも (25) 式が Brooks and Corey 式 (23) 式) に一致し、(33) 式が完全に成立する ( $\alpha$  の逆数が厳密に限界毛管水頭に等しくなる) ことを指摘した (図-4)。その理由は、(25) 式に  $\Psi=1/(-\alpha)$  を代入すると  $S_e=2^{-m}$  となることから明らかである。すなわち、 $m$  と  $n$  の積を一定に保ったまま  $n$  を大きくしていけば、 $m$  は次第にゼロに近づき、 $\Psi=1/(-\alpha)$  における有効飽和度が 1 に近づくからである。

## 4. 補足的な議論

### 4.1 van Genuchten の水分特性曲線関数のパラメータの意味

Mualem-van Genuchten モデルでは、 $m=1-1/n$  の関係を用いていることから、(25) 式において  $m$  を消去すると

$$S_e = [1 + (-\alpha\Psi)^n]^{(1/n)-1} \tag{35}$$

となる。近年、(35) 式があまりにも頻繁に用いられるよう

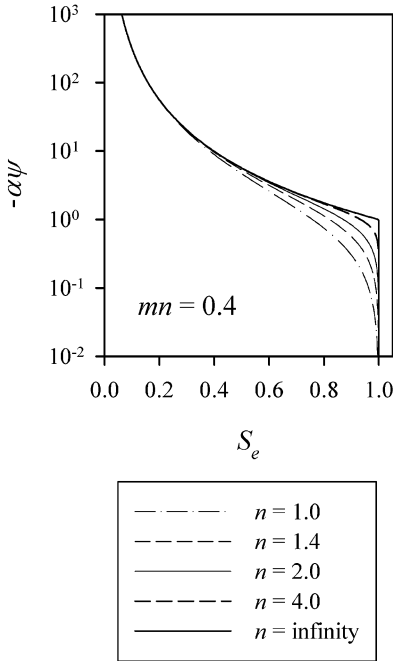


図-4  $m$  と  $n$  の積を 0.4 に固定して  $n$  を増加させた場合の、(25) 式で描かれる水分特性曲線関数 (van Genuchten and Nielsen 1985, Figure 2 を改変)

Fig. 4 Water retention functions based on Eq. (25), when  $n$  was increased and  $m$  was simultaneously decreased such that the product  $mn$  remains 0.4. (modified from van Genuchten and Nielsen 1985, Figure 2)

になるにつれて、本来、フィッティングパラメータ (実測値に対して適合して決めるべきパラメータ) である  $\alpha$  と  $n$  が、あたかも土壌の特性を表す一種の物理量として、物理的意味が明確な  $K_s$  や  $\theta_s$  と同等に扱われる傾向が見られ、これは「浸透計算に便利な経験関数を提示する」という van Genuchten (1980) 本来の意図とは必ずしも一致していない印象が持たれる。 $K_s$  や  $\theta_s$  は、Mualem-van Genuchten モデルと切り離されても単独で意味を持つものであるが、 $\alpha$  や  $n$  の値は、(36) 式に代入して水分特性曲線の形状を特徴付けてこそ意味があるものであり、それぞれ単独で意味を持つものではない。なお、 $\theta$  については後述する。

さらに水分特性曲線の形状を検討する上でも、 $\alpha$  と  $n$  が適切なパラメータであるのか、筆者は疑問を感じている。 $n$  は無次元化した水分特性曲線 (つまり、 $S_e - \alpha\Psi$  曲線) の形状を特徴付けており、 $n$  が大きいほど変曲点付

近の  $S_e$  の変化が大きくなる。従って、孔隙径分布の幅が狭い砂などの場合は  $n$  が大きく、幅広型の孔隙径分布を示す粘土などの場合は  $n$  が小さくなる。ただし、 $n$  は 1 より大きな値をとるが上限がないため、例えば「この土壌の  $n$  は 2.68」と言われたときに、それが大きいのか小さいのかの判断は、あらかじめ、どのような土がどのような  $n$  値をとるのかについて十分な知識を持っていないと不可能である。一方、 $m = 1 - 1/n$  であるので、 $1 < n < \infty$  を代入すると、 $0 < m < 1$  となる。つまり  $m$  は、その取り得る範囲が 0~1 になるように既に規格化されているため、曲線の特徴付ける指標として  $n$  より適していると考えられる。 $m = 1 - 1/n$  の関係を用いて (25) 式から  $n$  を消去すれば

$$S_e = [1 + (-\alpha\Psi)^{1/(1-m)}]^{-m} \tag{36}$$

となる。図-5a には、 $\alpha$  を  $0.01 \text{ cm}^{-1}$  に固定 ( $1/\alpha = -100 \text{ cm}$ ) し、 $m$  を 0.1 刻みで 0 から 1 まで変化させたときの (36) 式の挙動を示した。 $m \rightarrow 0$  なら  $\Psi$  の値にかかわらず  $S_e = 1$  となり、飽和のまま含水率が全く減少しない。これほど極端ではないが、heavy clay はこのタイプの水分特性曲線を描き、サクシヨンの増加に伴って  $S_e$  が僅かずつ減少する。一方  $m \rightarrow 1$  なら、 $1/(1-m)$  ( $=n$ ) が無限大となることから、 $|\Psi| < |1/\alpha|$  では  $S_e = 1$ 、 $|\Psi| > |1/\alpha|$  では  $S_e = 0$  となる (図-5a)。これほど極端ではないが、粒径が一樣な glass beads はこのようなタイプの水分特性曲線を描き、限界毛管水頭を境界として  $S_e$  が一気に減少する。そして図-5a では、 $m$  が 0.1 ずつ変化すると、曲線はほぼ均等な間隔を保って段階的に変化している。このように、孔隙径分布が最も分散型の土壌では  $m = 0$ 、最も集中型の土壌では  $m = 1$  になる、ということを知っていれば、van Genuchten の水分特性曲線に不慣れた人でも、 $m$  の値からおおよその曲線形状を思い描くことが可能である。

$\alpha$  については、しばしば用いられる「 $\alpha$  の逆数が限界毛管水頭に対応する」との解釈が必ずしも適切でないことは、既に図-2a で見たとおりである。そもそも van Genuchten の水分特性曲線関数は「傾きが連続した S 字型の曲線」を表現するために開発されたのだから、限界毛管水頭を持ち出すこと自体が矛盾である。S 字型の水分特性曲線の特徴付けるのに適切なマトリックポテンシャル水頭としては、変曲点に対応する値 (以下  $\Psi_0$  とする) が考えられるであろう。 $\Psi_0$  は、単に曲線の形状を特徴付けるだけではなく、水分特性曲線の傾き ( $d\theta/d\Psi$  の値) として求められる比水分容量  $C$  が最大となるときの  $\Psi$  値を表しており、不飽和浸透計算においても重要な意味を持っている。 $\Psi_0$  の値は、(36) 式を  $\Psi$  について 2 回微

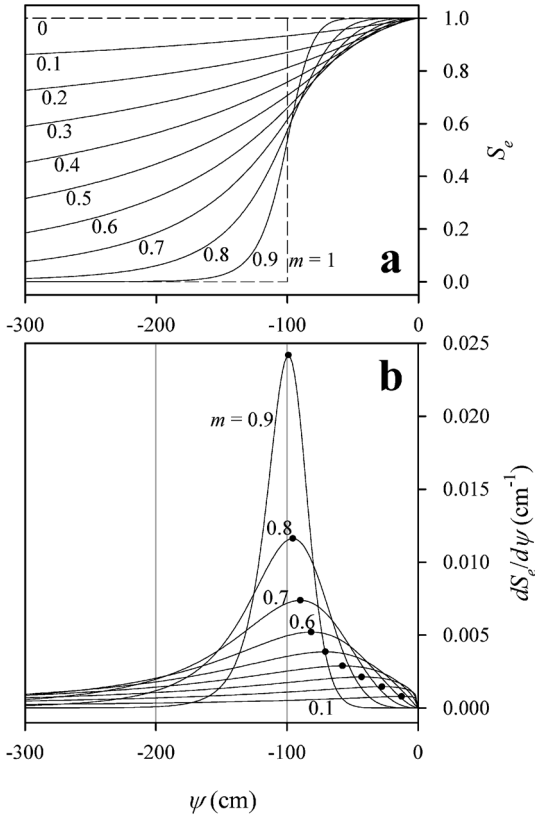


図-5  $\alpha$  を  $0.01 \text{ cm}^{-1}$  に固定して  $m$  を変化させた場合の、(a) 36 式で描かれる  $S_e - \Psi$  関数と、(b) それを微分した  $dS_e/d\Psi - \Psi$  関数  $dS_e/d\Psi - \Psi$  関数上の●印は、 $dS_e/d\Psi$  の極大値を表す

Fig. 5 (a) Water retention functions based on Eq. (36) and (b) their derivatives, when  $\alpha$  was fixed at  $0.01 \text{ cm}^{-1}$  and  $m$  was changed. Solid circle on each  $dS_e/d\Psi - \Psi$  curve represents maximal  $dS_e/d\Psi$  value.

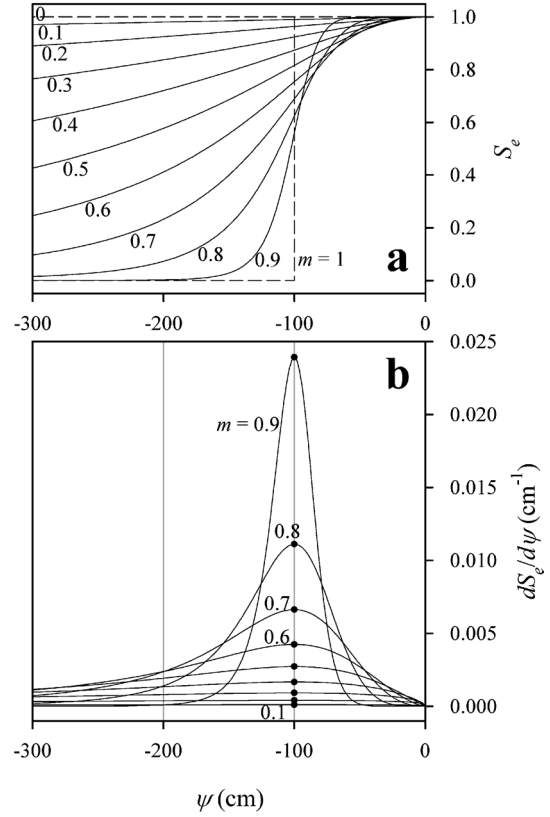


図-6  $\Psi_0$  を  $-100 \text{ cm}$  に固定して  $m$  を変化させた場合の、(a) 38 式で描かれる  $S_e - \Psi$  関数と、(b) それを微分した  $dS_e/d\Psi - \Psi$  関数  $dS_e/d\Psi - \Psi$  関数上の●印は、 $dS_e/d\Psi$  の極大値を表す

Fig. 6 (a) Water retention functions based on Eq. (38) and (b) their derivatives, when  $\Psi_0$  was fixed at  $-100 \text{ cm}$  and  $m$  was changed. Solid circle on each  $dS_e/d\Psi - \Psi$  curve represents maximal  $dS_e/d\Psi$  value.

分することで得られる。

$$\Psi_0 = -m^{1-m}/\alpha \quad (37)$$

実は van Genuchten 自身も、プリンストン大学の研究レポート (van Genuchten, 1978) の中で 37 式を示している。37 式を  $\alpha$  について解いて 36 式に代入すれば、次式が得られる (Kosugi, 1994)。

$$S_e = [1 + m(\Psi/\Psi_0)^{1/(1-m)}]^{-m} \quad (38)$$

図-6a には、 $\Psi_0$  を  $-100 \text{ cm}$  に固定し、 $m$  を変化させたと

きの 38 式の挙動を示した ( $\alpha$  の値は 37 式の関係に従って変化している)。いずれの場合でも水分特性曲線の変曲点は  $\Psi = -100 \text{ cm}$  の位置にある。 $\Psi_0$  の意味をより明確にするため、図-6b には、図-6a の各曲線を微分して得られる  $dS_e/d\Psi - \Psi$  曲線を示した。 $dS_e/d\Psi$  に有効孔隙率  $(\theta_s - \theta_r)$  を掛ければ比水分容量  $C$  となる。 $dS_e/d\Psi$  の値は、 $m$  の値にかかわらず、 $\Psi = -100 \text{ cm}$  で最大となっていることがわかる。これに対して図-5 では、 $\alpha$  の逆数として得られる  $\Psi = -100 \text{ cm}$  の値が、水分特性曲線上でも  $dS_e/d\Psi - \Psi$  曲線上でも明確な意味を持っていな

い。

以上のことから、 $n$  と  $\alpha$  の代わりに  $m$  と  $\Psi_0$  を用いた (38) 式が、van Genuchten の水分特性曲線関数のより適切な表現方法だと筆者は考えている。なお (38) 式は、表現方法が異なるだけで、本質的には (35) 式と等価であるから、(38) 式を Mualem モデル (17) 式に代入して得られる比透水係数関数は (31) 式と一致する。

#### 4.2 対数正規分布モデル

van Genuchten (1980) の水分特性曲線関数は、実測値に対する高い適合性と、閉形式の比透水係数関数が導かれるという利便性を理由として導入された。その一方で、このような経験的なフィッティング関数ではなく、物理的・統計的な意味合いが明確な関数を用いて水分特性曲線を表現する研究も行われてきた。特に、多くの土壌において土粒子径が対数正規分布を示すことからの類推で、孔隙径分布を対数正規分布で表現することが古くから試みられてきた (Gardner, 1956 ; Brutsaert, 1966)。対数正規分布型の孔隙径分布関数  $f(r)$  は、孔隙半径の自然対数値  $\ln(r)$  が、平均  $\ln(r_m)$ 、標準偏差  $\sigma$  の正規分布に従うとして、次式で表される (Kosugi, 1994, 1996)。

$$f(r) = \frac{\theta_s - \theta_r}{\sigma r \sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (39)$$

$r_m$  はメジアン孔隙径に対応し ( $r_m$  以下の半径を持つ孔隙が全て水で満たされたときの有効飽和度  $S_e$  が 0.5 となる)、 $\sigma$  ( $>0$ ) は孔隙径分布の幅を表す無次元パラメータである。(39) 式を (2) 式に代入することによって、次の水分特性曲線関数が得られる。

$$S_e = Q[\ln(\Psi/\Psi_m)/\sigma] \quad (40)$$

ここで、 $\Psi_m$  はメジアン孔隙径  $r_m$  を (4) 式に代入して得られる  $\Psi$  値 (つまり  $\Psi_m = A/r_m$ ) であり、 $S_e = 0.5$  のときのマトリックポテンシャル水頭を表している。また  $Q(x)$  は、次式で定義される余正規分布関数であり、正規分布の  $x$  から上側の確率を表している。

$$Q(x) = (2\pi)^{-1/2} \int_x^\infty \exp(-u^2/2) du \quad (41)$$

(40) 式からわかるように、対数正規分布を仮定した場合、水分特性曲線関数が閉形式ではなくなってしまう。しかしながら、 $Q(x)$  は統計学上最も基本的な関数の一つであり、例えば Microsoft<sup>®</sup> Excel のワークシート関数 *NORMSDIST* を用いれば

$$Q(x) = \text{NORMSDIST}(-x) \quad (42)$$

と計算される。また  $Q(x)$  は、余誤差関数  $\text{erfc}(x) =$

$2 \int_x^\infty \exp(-u^2) du / \sqrt{\pi}$  と次の関係にある。

$$Q(x) = \text{erfc}(x/\sqrt{2})/2 \quad (43)$$

(40) 式を Mualem モデル (17) 式) に代入することで得られる比透水係数関数は

$$K_r = S_e^\ell \{Q[Q^{-1}(S_e) + \sigma]\}^2 \quad (44)$$

となる (Kosugi, 1996)。ここで、 $Q^{-1}$  は  $Q$  の逆関数であり、 $S_e = Q(x)$  に対して  $x = Q^{-1}(S_e)$  となる。すなわち  $Q^{-1}(S_e)$  は、正規分布の上側確率が  $S_e$  となるときの  $x$  の値を返す関数である。Microsoft<sup>®</sup> Excel のワークシート関数 *NORMSINV* を用いれば

$$Q^{-1}(S_e) = -\text{NORMSINV}(S_e) \quad (45)$$

と計算される。(40) 式と (44) 式の組み合わせ (対数正規分布モデル) は、Mualem-van Genuchten モデルと非常によく似た挙動を示すことが知られていて、例えば図-3 に示した水分特性曲線と不飽和透水係数のデータセットに対する適合具合は、両モデル間で殆ど差がない (Kosugi, 1996)。

対数正規分布モデルは、そのパラメータが統計量と直接対応していることから、孔隙径分布の理論的解析に適したモデルといえる。例えば、砂質土壌はローム質土壌と比べて、メジアン孔隙径 ( $r_m = A/\Psi_m$ ) が大きく孔隙径分布が集中型である ( $\sigma$  が小さい) ことや、森林土壌では、団粒構造が発達するにつれメジアン孔隙径が大きくなることが示されている (Kosugi, 1997)。

#### 4.3 包括的な不飽和透水係数推定モデル

Childs and Collis-George (1950) モデル (19) 式) は異質であるが、Mualem (1976) モデル (17) 式) や Burdine (1953) モデル (21) 式) は同様の式形をしている。よって、これらのモデルを包括する一般性の高いモデルを

$$K_r = S_e^\ell \left[ \frac{\int_0^{S_e} \frac{1}{|\Psi|^\beta} dS_e}{\int_0^1 \frac{1}{|\Psi|^\beta} dS_e} \right]^\eta \quad (46)$$

と表すことができる (Raats, 1992 ; Kosugi, 1999)。Mualem モデルでは  $\ell = 0.5$ 、 $\beta = 1$ 、 $\eta = 2$  となり、Burdine モデルでは  $\ell = 2$ 、 $\beta = 2$ 、 $\eta = 1$  である。

(46) 式に (25) 式を代入して得られる不飽和透水係数関数は、次のようになる (Raats, 1992)。

$$K_r = S_e^\ell [I_x^{1/m}(m + \beta/n, 1 - \beta/n)]^\eta \quad (47)$$

ただし、 $I_x(p, q)$  は次式で定義される不完全ベータ関数である。

$$I_x(p, q) = \int_0^x u^{p-1}(1-u)^{q-1} du / \int_0^1 u^{p-1}(1-u)^{q-1} du \quad (48)$$

(47)式において  $m=1-1/n$  とし、 $\beta=1$ 、 $\eta=2$  を代入すれば、(31)式に帰着する。

一方、対数正規分布モデルの場合は、(40)式を(46)式に代入して

$$K_r = S_e^\ell \{Q[Q^{-1}(S_e) + \beta\sigma]\}^\eta \quad (49)$$

なる包括的モデルが得られる。Kosugi (1999) は、200種類以上の土壌の不飽和透水係数を(49)式を用いて解析し、モデルの柔軟性を保つためには、 $\ell$ のみでなく $\beta$ もフィッティングパラメータとする必要があることを示した。一方、 $\eta$ は定数に固定できるとし、関数形が最もシンプルになる

$$K_r = S_e^\ell Q[Q^{-1}(S_e) + \beta\sigma] \quad (50)$$

を不飽和透水係数の一般式とした。

#### 4.4 残留体積含水率

実測された土壌の水分特性曲線の大半では、マトリックスポテンシャル水頭  $\Psi$  の低下に伴って、体積含水率  $\theta$  があたかもその土壌固有の最小値に漸近する様子で減少していく。このため残留体積含水率  $\theta_b$  は、水分特性曲線関数の適合性を向上させるのに不可欠なパラメータであるが、その定義や取扱については議論が絶えない。Luckner *et al.* (1989) は、 $\theta_b$  を「土粒子を覆っている水の膜が非常に薄くなり、水が土粒子に強い力で拘束されるため、水理水頭勾配に反応した液状水移動が停止してしまうときの含水率」と定義している。これに対して Nimmo (1991) は、水分特性曲線関数のフィッティングを行う際に、用いるデータの範囲を変えると  $\theta_b$  の値が容易に変化してしまうことを示した上で、Luckner *et al.* の定義は計測に裏付けられたものではなく  $\theta_b$  はフィッティングパラメータの性格が強い、と反論している。Šir *et al.* (1985) は、新たな体積含水率  $\theta_b$  ( $\theta_b \leq \theta_r$ ) を物理的意味の無いフィッティングパラメータとして導入することにより、 $\theta_b$  に物理的意味を与え、計測可能なパラメータとすることを提案している。

実際には、 $\Psi \rightarrow -\infty$  において  $\theta = \theta_b$  となることはなく、 $\Psi$  が非常に小さくなれば  $\theta$  はゼロに近づいていく。にもかかわらず  $\theta_b$  が用いられるのは、液状水の移動を解析するには極端に乾燥した領域の水分特性曲線は必要でないことや、水分特性曲線の計測データの多くが湿潤領域に限られていること、さらに最初に述べたとおり、湿潤領域の水分特性曲線がゼロ以上の含水率に漸近する様子を表現するには「漸近値」を表すパラメータが必要であ

ることが原因となっている。

ただし、(47)式を用いた不飽和透水係数関数の推定結果は、 $\theta_r$  の定め方に依存して大きく変化してしまうことに注意が必要である。実はこの事実は、Mualem (1976) 自身も指摘している。上述の Nimmo (1991) の結果に基づけば、推定結果は、水分特性曲線データの範囲にも大きく依存することになる。もちろんこの傾向は Mualem モデルに限ったものではなく、(19)、(21)、(22)、(44)式などの有効飽和度  $S_e$  を用いた推定モデルに共通して見られるものである。

近年の研究では、例えば、乾燥時の水蒸気移動も考慮して、全マトリックスポテンシャル領域にわたる土壌水分移動を解析することも行われ始めている。このような場合には、 $\Psi$  の低下によって最終的には  $\theta=0$  となる水分特性曲線関数が必要になる。Rossi and Nimmo (1994)、Fayer and Simmons (1995)、仲江川 (1995) は、飽和から絶乾までの全含水率領域にわたって適用可能な水分特性曲線関数を提示している。また、単純な凸型の孔隙径分布を持つ土壌に対して開発された水分特性曲線関数を足し合わせることで、複数の変曲点を持つ複雑な曲線形状を表現する multimodal model が提案されている(例えば、Othmer *et al.*, 1991; Durner, 1994; Ross and Smettem, 1993) が、これを用いることもできる。すなわち、湿潤領域の水分特性曲線の特徴付けるサイズの大きな孔隙の分布関数と、乾燥領域の水分特性曲線の特徴付けるサイズの小さな孔隙の分布関数を足し合わせることで、 $\Psi \rightarrow -\infty$  において  $\theta=0$  となる水分特性曲線を表現するのである。これらの関数を(47)式に代入すれば、Mualem (1976) に基づく不飽和透水係数関数が得られることになる (Kosugi *et al.*, 2002; 小杉, 2004)。

## 5. おわりに

(47)式で表される Mualem (1976) の微視的構造モデルが、それ以前に提示された Childs and Collis-George (1950) のモデル ((19)式) や Burdine (1953) のモデル ((21)式) に比べて理論的に優っているのかどうかについては、Mualem (1976) においても、その後の研究においても、物理的根拠に基づく議論はなく定かでない。ただし Mualem モデルが、Childs and Collis-George モデルよりも平易な式形をしており、Burdine モデルよりも経験的に適合度が高いことは確かである。このようなシンプルでパフォーマンスの高いモデルが提示されなければ、これに続く van Genuchten の仕事は存在しなかったであろう。

その一方で、van Genuchten の仕事が無かったなら、Mualem のモデルは現在のように注目されていない



かったのも確かである。なぜなら Mualem (1976) のように、実測値を直線補間した  $S_e-\Psi$  関係から透水係数を計算するのは、非常に煩わしいからである。かといって、Mualem-Brooks and Corey モデルでは、実測データとの十分な一致が得られないうえ、Richards 式の数値解析が不安定になる場合があるからである。

このようなことから Mualem-van Genuchten モデルは、Mualem の深い考察力、van Genuchten の重要な研究課題を見極める能力、そして両者の卓越した数学的能力が、非常に上手く組み合わさって生まれたものだと痛感する。はじめに、Mualem (1976) や van Genuchten (1980) が非常に多くの論文で引用されていることを述べたが、その引用先は、土壌学分野、水文・水資源学分野に留まらず、農学・作物学分野、土木工学分野、地球科学分野、気象学分野、環境科学分野、さらには生物・生態学分野、食品科学分野、コンピュータサイエンスと多岐にわたっており、まさに Mualem-van Genuchten モデルは土壌物理学分野の「宝物」だと感じる。それと同時に、このモデルがここまで広く利用されているという事実は、土壌物理学が、多くの学問分野において基礎となる現象を対象とした、重要な学問分野であることを明確に示しているといえよう。

本稿の執筆にあたり、三重大学の取出伸夫博士から多くの貴重なコメントをいただきました。ここに記し、謝意を表します。なお、補足的な解析には科学研究費補助金 (19380087) の補助を受けた。

## 引用文献

- Ahuja, L.R. and Swartzendruber, D. (1972) : An improved form of soil-water diffusivity function. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **36** : 9-14.
- Averjanov, S.F. (1950) : About permeability of sub-surface soils in case of incomplete saturation. *Eng. Collect.*, 7.
- Brooks, R.H. and Corey, A.T. (1964) : Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Pap. no. 3.* Colorado State Univ., Ft. Collins, USA.
- Brutsaert, W. (1966) : Probability laws for pore-size distributions. *Soil Sci.* **101** : 85-92.
- Burdine, N.T. (1953) : Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, **198** : 71-77.
- Childs, E.C. and Collis-George, N. (1950) : The permeability of porous materials. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, **201** : 392-405.
- Durner, W. (1994) : Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resour. Res.*, **30** : 211-223.
- Endelman, F.J., Box, G.E.P., Boyle, J.R., Hughes, R.R., Keeney, D.R., Northrup, M.L. and Saffigna, P.G. (1974) : The mathematical modeling of soil-water-nitrogen phenomena. EDRB-IBP-74-8. Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., USA.
- Fayer, M.J. and Simmons, C.S. (1995) : Modified soil water retention functions for all matric suctions. *Water Resour. Res.*, **31** : 1233-1238.
- Gardner, W.R. (1956) : Representation of soil aggregate-size distribution by a logarithmic-normal distribution. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **20** : 151-153.
- Haverkamp, R., Vauclin, M., Touma, J., Wierenga, P. J. and Vachaud, G. (1977) : A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **41** : 285-294.
- Hendrayanto, Kosugi, K., Uchida, T., Matsuda, S. and Mizuyama, T. (1999) : Spatial variability of soil hydraulic properties in a forested hillslope. *J. For. Res.*, **4** : 107-114.
- Kosugi, K. (1994) : Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. *Water Resour. Res.*, **30** : 891-901.
- Kosugi, K. (1996) : Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, **32** : 2697-2703.
- Kosugi, K. (1997) : A new model to analyze water retention characteristics of forest soils based on soil pore radius distribution. *J. For. Res.*, **2** : 1-8.
- Kosugi, K. (1999) : General model for unsaturated hydraulic conductivity for soils with lognormal pore-size distribution. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **63** : 270-277.
- 小杉賢一郎 (2004) 不飽和浸透特性のモデル化. 地盤工学会編「不飽和地盤の挙動と評価」, pp. 35-45. 丸善, 東京.
- Kosugi, K., Hopmans, J.W. and Dane J.H. (2002) : Parametric models. In : *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods.* (eds J.H. Dane and G.C. Topp), pp. 739-757. *Soil Sci. Soc. Am.*, Madison, WI, USA.
- Koutsoyiannis, D. and Kundzewicz, Z.W. (2007) : Quantifying the impact of hydrological studies. *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hy-*



- drologiques, **52** (1) : 3-17.
- Kunze, R.J., Uehara, G. and Graham, K. (1968) : Factors important in the calculation of hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **32** : 760-765.
- Leij, F.J., Alves, W.J., van Genuchten, M. Th. and Williams, J.R. (1996) : The UNSODA unsaturated soil hydraulic database. Res. Rep. 600 R-96 095. 103 pp. US Environmental Protection Agency, Cincinnati, Ohio, USA.
- Luckner, L., van Genuchten, M.Th. and Nielsen, D.R. (1989) : A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. *Water Resour. Res.*, **25** : 2187-2193.
- Millington, R.J. and Quirk, J.P. (1961) : Permeability of porous solids, *Trans. Faraday Soc.*, **57** : 1200-1206.
- Mualem, Y. (1976) : A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, **12** : 513-522.
- 仲江川敏之・弘中貞之・沖 大幹・虫明功臣 (1995) : 高サクシ ョ ン領域における水分特性曲線の物理的外挿. *水文・水資源学会誌*, **8** : 453-461.
- Nimmo, J.R. (1991) : Comment on the treatment of residual water content in "A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface" by L. Luckner et al. *Water Resour. Res.*, **27** : 661-662.
- 西村直正・三野 徹・丸山利輔 (1985) : 不飽和透水係数予測モデルのパラメータの推定—水分特性曲線と不飽和透水係数との関係 (II). *農業土木学会論文集*, **120** : 69-74.
- Othmer, H., Diekkrüger, B. and Kutilek, M. (1991) : Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, **152** : 139-150.
- Penman, H.L. (1948) : Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. Lond. Ser. A, Math. and Phys. Sci.*, **193** (1032) : 120-145.
- Raats, P.A.C. (1992) : A superclass of soils. In : *Proc. Int. Worksh. Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*, Riverside, CA, 11-13 Oct. 1989. (eds M.Th. van Genuchten et al.), pp. 45-51. Univ. Calif., Riverside, CA, USA.
- Rossi, C. and Nimmo, J.R. (1994) : Modeling of soil water retention from saturation to oven dryness. *Water Resour. Res.*, **30** : 701-708.
- Ross, P.J. and Smettem, K.R.J. (1993) : Describing soil hydraulic properties with sums of simple functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57** : 26-29.
- Schuh, W.M. and Cline, R.L. (1990) : Effect of soil properties on unsaturated hydraulic conductivity pore-interaction factors. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **54** : 1509-1519.
- Šír, M., Vogel, T. and Císlarová, M. (1985) : The analytical expression of the retention curves and hydraulic conductivities (in Czech). *Vodohosp. Čas.*, **33** : 74-85.
- van Genuchten, R. (1978) : Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed-form analytical model. Res. Rep. 78-WR-08. Princeton Univ., Princeton, USA.
- van Genuchten, M.Th. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44** : 892-898.
- van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. and Wu, L. (1999) : Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media, *Proc. Int. Worksh.*, Riverside, CA, 22-24 Oct. 1997. U.S. Salinity Lab. and Univ. Calif., Riverside, CA, USA.
- van Genuchten, M.Th. and Nielsen, D.R. (1985) : On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Ann. Geophys.* **3** : 615-628.
- Wösten, J.H.M. and van Genuchten, M.Th. (1988) : Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **52** : 1762-1770.
- Wyllie, M.R.J. and Gardner, G.H.F. (1958) : The generalized Kozeney-Carman equation. *World Oil*, **146** : 210-228.

## 要 旨

土壌の水分特性曲線と不飽和透水係数を連結させた数式モデルは、計測の手間を減らし、より少ないパラメータで簡便に保水性と透水性の両方を表現できるため、近年、様々な分野で広く用いられている。そのうち、現在最も頻繁に利用されている Mualem-van Genuchten モデルについて、Mualem (1976) と van Genuchten (1980) をレビューすることにより、その誘導過程と性質を解説し、加えて関連研究の成果についてまとめた。さらに van Genuchten の水分特性曲線関数の表記方法に関して検討を加え、 $n$  と  $\alpha$  の代わりに  $m$  と  $\Psi_0$  (変曲点のマトリックポテンシャル水頭) を用いた表記がより適切であるとの考えを示した。

受稿年月日: 2007 年 3 月 18 日

受理年月日: 2007 年 6 月 6 日

## つながっている

小林 政 広\*

私は森林土壌中の水の移動と貯留を明らかにすることを目指して研究している。研究をはじめたころ、現地でもトリックポテンシャルの観測を行いつつ、非攪乱採取した試料で水分特性曲線と飽和飽和と透水係数を測定していた。当時の私には、 $\theta$ と $\phi$ とKが全てであり、森林の樹木や土壌に含まれる炭素などは自分の仕事には関係ないものと捉えていたように思う。

実験で得た $\theta$ と $\phi$ とKの関係を用いて現地のデータを解析しようとしたとき、「定常状態や平衡状態を作った排水過程で現地でのダイナミックな水移動を現すことができるのだろうか」という疑問を抱いた。卒論で砂カラム中の溶質移動のことを調べた経験上、不動水-可動水の概念が頭にあり、水の移動自体においても、全体に行き渡る前に流れやすいところだけを流れるという「ダイナミック効果」があるに違いないと考えたのである。

さっそくカラム実験を始めた。同じ乾燥程度からの吸水過程でも、供給速度に応じて水分特性曲線が変わるに違いないと思っていた。結果はといえば、排水過程ではダイナミック効果が認められたが、目当ての吸水過程では、どの給水速度に対しても水分特性曲線はユニークであった。

水は思いのほか速くカラム内の孔隙に行き渡ってしまうのだと諦めかけていたとき、一つだけ、同じ乾燥程度からの吸水過程で水分特性曲線に違いが生じたケースに気付いた（正確には、人から指摘された）。多くの実験は、一度試料を飽和させてから所定の乾燥程度にしていたが、採取した非攪乱試料をそのまま使った実験では、一回目の吸水過程と（一度飽和した後の）二回目の吸水過程で水分特性曲線が違っていた。この違いをもたらしたのは、土壌の「撥水性」であった。一回目の吸水過程では、降雨装置から滴下した雨滴が、試料表面で数分間停滞し、弱い撥水性が現れていた。二回目の吸水時には撥水性は全く現れなかった。構造のみの影響ではダイナ

ミック効果は現れず、濡れの影響も加わったときにこの効果は現れた。濡れの変化は粒子や団粒の表面の土壌有機物の存在による。それまで無視していた土壌有機物の存在が自分の注目した現象に深く関与していた。森林における物質循環の過程で、落葉が分解されて生じる有機物が鉍質土壌に集積し、これが土壌の濡れ性を支配していたのである。

その後、現地においてカラム実験より大きなスケールでの観測・実験を行い、森林土壌中の水移動はほとんどが不均一な選択流であり、これによるダイナミック効果が生じていることを知った。そして、これら選択流の発生には、やはりはじめのころ無視していた樹木の存在が関与していた。樹木は降った雨の一部を幹に沿って流し、根元で集中的に浸入させる。地中では生きた根と土壌のすき間や、根が腐朽してできた穴（マクロポア）を通る流れが生じる。ただし、不飽和の土壌中ではこれらマクロポアが常に選択的な水移動経路として働くわけではなく、前述の撥水性が生じたときに働きやすくなることも分かってきた。樹木の側から見れば、マクロポアと撥水性の効果による選択的な水移動により雨水をより深いところに導くことには、養水分の獲得において何らかの意味がありそうである。

このように、土壌水文学的な過程と生態学的な過程は密接につながっていることを最近強く意識するようになった。そもそも自然には境目などなく、私たちの都合で一部を切り取って見ているのに過ぎないのであろう。つながっている全体をひとりで明らかにすることはとてもできそうにない。でも、私たちは一人ではない。知識や経験を他の人とつなげることができる。うまくいけば、全体としてつながったままの自然を少しずつ理解できるに違いない。

受稿年月日：2007年5月15日

受理年月日：2007年5月17日

## 新しい水田農法へのチャレンジ

—大潟村における産学協同の成果—

庄子貞雄 監修

新しい水田農法編集委員会 編

農山漁村文化協会 初版 2007年2月16日発行

A5版 252頁 ISBN 978-4-540-06336-7 定価 2,000円

本書を代表する主なキーワードを五十音順にまとめてみた。「大潟村、環境修復、機械開発、気候、水田農業、地球温暖化防止、土壌の生産力、農家経営、八郎潟残存湖の水質、八郎潟干拓地の植物相・水田雑草、不耕起・無代かき栽培、有機栽培」などが並んだ。「前作物の根によって作られた孔けきが残り、根の伸張を助け、排水性を高める」(1頁)という記述もあった。これは八郎潟干拓地土壌の物理性を長年研究されてきた一大学教員の貴重な成果が引用されている部分である。さらに執筆者の肩書きをみると、農業者、農協関係者、研究者、大学教員、企業関係者、行政関係者などが参加していた。

前述のキーワード筆頭にある「大潟村」は、誰もが知る秋田県八郎潟中央干拓地に建設された新農村である。詳しくは「大潟村干拓博物館」(<http://ac.ogata.or.jp/museum/index.htm>)をインターネットなどで訪ねれば、理解が少しずつ深まってくる。

しかし…、これは一体何が書かれている本なのか？

本書をパラパラめくって、序文と編集後記に目をやれば、壮大な研究グループ「大潟村低投入持続型農業研究会」(O-LISA; Ogata-Low Input Sustainable Agriculture)が、執筆者集団の中核であることがわかった。

ここで“LISA”(低投入持続型農業)の語源を紐解いてみよう。これには、地下水・表層水汚染問題、食品中の残留農薬問題、健康問題、土地肥沃度低下問題、オゾン層破壊問題、野生生物生息地破壊問題などのいわゆる「環境問題」に対処するといった、きわめて視野の広い概念が含まれている。しかも、これは農業者が主体となり、「経済性」「環境保全」「安全性確保」などのためにも農薬や化学肥料を過度に使用せず、生産性を高度に維持し続けようとする農業方式と考えられ、1980年代にはアメリカ農務省(USDA)が世界的な発展性のある実践可能な農業生産方法として提唱していたものである。

本書が、大潟村の土壌から水稲作を經由して地球温暖化までの守備範囲をもつ理由がここにあったのである。

また、「イネ」の学名は“*Oryza sativa*”(オリザ・サティ

バ)であるが、“O-LISA”を命名されたという長野間宏さん(当学会の元会計監査)は、大潟村に愛情を込め、洒落た秋田弁混じりで、「おれさ」→「おりさ」→「おりざ」→「O-LISA」とされたのだろうか…。しかし、これはまったく想像の域にすぎない。

最後に、執筆者集団のことを熟知されている監修者の庄子貞雄先生(東北大学名誉教授、土壌学)が、「序文」のところで編集の経緯と各章・節の解説を8頁にわたり詳述されている。ここを読めば当書評などは全く不要である。しかし、その序文を読むには書店に向いて本書を手にする必要がある。表紙はあきたこまちのようにスベスベして綺麗だし、大潟村に心血を注いできた現場農業実践者、研究者、技術者達の生の声が活字の中からザワザワ聞こえてくるような気がする。

皆様にご一読をお薦めいたします。

目次構成：

写真、序文

### I. 私達の農法

(無代かき栽培、苗箱施肥、特別栽培・有機栽培と米販売、畑作、機械開発、家族とともに)

### II. 大潟村の農業環境

(大潟土壌の生産力、気候生産力、八郎潟残存湖の利水構造と水質汚濁の関係、八郎潟干拓地の植物相・水田雑草および除草、大潟村の水田農業および農家経営の現状と課題)

### III. 新技術へのさらなる挑戦

(水稲の接触施肥技術の新展開、緑肥作物ヘアリーベッチの利用、新技術のための資材、新しい農法の展開方向)

### IV. 不耕起、無代かき栽培の普及と環境修復

(進化する不耕起栽培、農家水田の調査からわかった八郎潟残存湖の水質保全対策、不耕起栽培は地球温暖化防止に貢献する、福島県猪苗代湖の水環境保全への取組み、地球温暖化防止に貢献する農業の価値)

執筆者一覧, 編集委員一覧, 編集後記

成岡 市 (三重大学大学院生物資源学研究所)

受稿年月日: 2007年3月6日

受理年月日: 2007年3月8日

編集委員: 庄子貞雄 (監修), 原田久富美 (編集委員長),  
小野厚平, 金田吉弘, 佐藤 孝, 鈴木英毅, 田中龍生

著者: 総勢 43 名



### I. 新旧引き継ぎ事務局会議

日 時：2007年3月27日(火)～28日(水)  
 場 所：九州大学 生物環境調節研究センター  
 出 席：旧事務局(4名)/石渡(編集委員長), 成岡(庶務幹事), 柏木(会計幹事), 岩田(編集幹事) 新事務局(5名)/筑紫(新会長), 原口(新編集委員長), 長(新庶務幹事), 近藤(新会計幹事), 宮本(新編集幹事)

議 題：

1. 新体制の確認
2. 全体および個別の引き継ぎ
3. 意見交換
  - (1) 赤字予算(年間約80万円の不足分)の解消について
  - (2) 電子投稿化について
  - (3) 別刷り謹呈をPDFファイル謹呈にすることについて
  - (4) 講座, 特集の内容の再編集・書籍出版について
  - (5) 学会賞選考委員会の委員内定について

### II. 2007(H19)年度第1回編集委員会

開催形式：電子会議

日 時：質疑応答・討論

2007年4月13日～19日

採決

2007年4月20日～24日

出席委員：原口暢朗, 川本 健, 中村公人, 石黒宗秀, 取出伸夫, 猪迫耕二, 坂西研二, 久保寺秀夫(委員8名中8名参加:成立)

○議事内容

#### 1. 報 告

- (1) 編集委員の役割と実務について, 特に「閲読担当編集委員」としての実務概要の報告がなされた。
- (2) 編集委員会関係メールアドレスについて確認がなされた。

#### 2. 議 題

「土壌の物理性」電子投稿について, 前期編集委員会に引き続き議論され, 今後, 電子投稿を導入することに編集委員全員が賛成した。

#### 3. その他

- (1) 閲読結果が“BB”以下の原稿の取り扱いについて, 再確認がなされた。
- (2) 次回編集委員会についての連絡と「特集, 講座」への協力依頼がなされた。

### III. 2007(H19)年度第1回事務局会議

日 時：2007年4月25日(水)

場 所：九州大学 生物環境調節研究センター

出 席：筑紫会長, 長庶務幹事, 近藤会計幹事, 原口編集委員長

議 題：

1. 平成19年度土壤物理学会シンポジウムについて
  - (1) テーマ(案):「電磁波を利用した最新の土壌物理計測」
  - (2) 開催日(案):10月13日(土)の方向で調整
  - (3) 会場(案):九州大学内で会場確保の方向で調整
  - (4) 講演者:数人の候補者に次回会議までに打診
2. 電子投稿化
  - (1) 第1回編集委員会で条件付賛同, 編集委員長を中心に今後着手
3. 別刷り謹呈をPDFファイル謹呈にする方向で今後検討
4. 会員動向と未納者への対応
5. リポトリに対する学会としての対応
6. 学会賞選考委員会の委員案

### IV. 2007(H19)年度第2回編集委員会

開催形式：電子会議

日 時：質疑応答・討論

2007年5月11日～17日

採決

2007年5月21日～24日

出席委員：原口暢朗, 川本 健, 中村公人, 取出伸夫, 猪迫耕二, 坂西研二, 久保寺秀夫(委員8名中7名参加:成立)

○議事内容

1. 編集幹事より提案のあった「土壌の物理性106号」の発行計画が全会一致で承認された。

### V. 2007(H19)年度第2回事務局会議

日 時：2007年5月19日(水)

場 所：九州大学 生物環境調節研究センター

出 席：筑紫会長, 長庶務幹事, 近藤会計幹事, 原口編集委員長

議 題：

1. 平成19年度土壤物理学会シンポジウムについて
  - (1) 開催日, 会場および講演者の確定
  - (2) 次号の会誌(106号)にシンポジウムの案内を掲載
  - (3) 参加費の変更

- (4) ポスターの作成等, 諸作業に係る意見交換  
 2. リポトリへの学会対応  
 (1) 対応案を確定  
 3. 会費納入  
 (1) 次号の会誌(106号)に会費納入の案内を掲載  
 4. 学会賞選考委員会の委員確定

正会員 竹内 睦雄  
 正会員 中井ひとみ  
 正会員 島中 哲哉  
 正会員 日笠 基嘉  
 正会員 古屋 忠彦  
 正会員 松尾 良満  
 正会員 村上 弘治  
 正会員 吉田 正則  
 正会員 村井 信仁  
 学生会員 百瀬 年彦  
 学生会員 王 麗萍  
 学生会員 橋本 雄介  
 購読会員 北海道立天北農業試験場図書室  
 購読会員 岡山大学附属図書館

#### VI. 会員消息 (2007年5月31日まで)

入会 正会員 小田 正人  
 正会員 高塚 威  
 正会員 宇田川 徹  
 正会員 三石 正一  
 正会員 古賀 伸久  
 学生会員 鈴木満智子  
 学生会員 馬 玉露  
 学生会員 大西 泰介  
 購読会員 秋田県立大学図書情報センター  
 退会 正会員 阿部 淳  
 正会員 小川 和夫  
 正会員 小田 正人  
 正会員 川崎 哲郎  
 正会員 川田 登  
 正会員 小林 裕志  
 正会員 櫻井 一男  
 正会員 住友 寛

#### 現在会員数 (2007年5月31日現在)

正会員数 (国内)	: 366
同 (海外)	: 4
学生会員数	: 24
賛助会員数	: 10
<hr/>	
小計	: 404
購読会員数	: 48
<hr/>	
合計	: 452

## 国際会議「第5回 環境汚染におけるコロイド界面現象と界面科学の取り組み」のお知らせ

2008年6月1日から4日まで、The 5th Conference INTERFACES AGAINST POLLUTION が、京都市で開催されます。この会議の主催に本学会の会員が関わっており、内容は本学会と深く関連しております。土壌物理学会としても、この国際会議を共催することを事務局で決定しました。この国際会議を会員に広くお知らせすべく、以下のとおり案内致します。

名称：国際会議 第5回 環境汚染におけるコロイド界面現象と界面科学の取り組み  
(The 5th Conference INTERFACES AGAINST POLLUTION 2008)

主催：IAP2008 国内委員会

期日：2008年6月1日～4日

開催場所：京都大学時計台記念館

概要：INTERFACES AGAINST POLLUTION は環境問題に対するコロイド界面科学の取り組みをテーマに、ヨーロッパを中心に行われてきた150～200人規模の国際会議です。第5回の京都会議では、以下の内容について、基調講演、

キーノートレクチャー、一般講演（口頭、ポスター）を行い、基礎科学から応用問題につながる幅広い討議と日本の特徴を踏まえた情報発信を予定しています。

1. 自然環境、天然素材のコロイド界面科学  
(土、水、粘土、金属酸化物、腐植物質、微生物、活性炭、エコカーボン)
  2. 物資循環とコロイド界面科学  
(移動現象、吸着、拡散、付着、物質動態、凝集、沈降、濡れ、界面動電、コロイド担体輸送、レオロジー)
  3. 環境修復技術の基礎としてのコロイド界面科学  
(土壌汚染、水処理、大気汚染、環境触媒、分離膜、化学分析)
  4. 環境にやさしい生産におけるコロイド界面科学  
(プロセス制御、ナノテク汚染、環境計測、その他)
- アブストラクト締め切り：2008年2月14日  
詳細はホームページ <http://www.rs.noda.tus.ac.jp/iap2008/> をご覧ください。  
連絡先：足立泰久(筑波大学大学院生命環境科学研究科)  
IAP 国内委員会事務局  
iap2008@envr.tsukuba.ac.jp

## 一編集後記一

2007年4月より新しい事務局体制になり初めての黄表紙（土壌の物理性）の発行になります。今号では論文3編と解説2編を掲載することが出来ました。投稿いただいた会員の皆様、閲読を担当された方々、これまで発行の準備をいただいた旧編集委員会および事務局の皆様に感謝いたします。

3月に行われた新旧事務局の引継ぎのとき成岡先生から、黄表紙のサイズや表紙の紙質を黄表紙発行当初のものとのできるだけ近いものを採用するとともに、右上を親

指で押さえてパラバラと捲ったとき、すぐに読みたい記事が探せることに拘ったこと等々を伺いました。これまで何気なく手にしていた黄表紙に、色々な拘りが詰まっているようで楽しく聞かせていただきました。

これから2年間、諸先輩方が築かれてきたものを受け継ぎつつ、少しでも新しいことにチャレンジできたらと思っております。

（編集幹事 宮本輝仁）

### 土壌物理学会

事務局構成	会 長	筑紫 二郎 (九州大学)
	副 会 長	井上 光弘 (鳥取大学)
	庶務幹事	長 裕幸 (佐賀大学)
	会計幹事	近藤 文義 (佐賀大学)
	編集幹事	宮本 輝仁 ((独)農業・食品産業技術総合研究機構)
	会計監査	大坪 政美 (九州大学)
編集委員会	“	甲本 達也 (佐賀大学)
	委 員 長	原口 暢朗 ((独)農業・食品産業技術総合研究機構)
	委 員	石黒 宗秀 (岡山大学)
		猪迫 耕二 (鳥取大学)
		川本 健 (埼玉大学)
		久保寺秀夫 ((独)農業・食品産業技術総合研究機構)
		取出 伸夫 (三重大学)
		中村 公人 (京都大学)
		坂西 研二 ((独)農業環境技術研究所)

## 複写される方に

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

〒107-0052 東京都港区赤坂 9-6-41 乃木坂ビル 学術著作権協会  
TEL : 03-3475-5618 FAX : 03-3475-5619 E-mail : kammori@msh.biglobe.ne.jp

## Notice about Photocopying

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

Japan Academic Association for Copyright Clearance (JAACC)  
41-6 Akasaka 9-chome, Minato-ku, Tokyo 107-0052, Japan  
TEL : 81-3-3475-5618 FAX : 81-3-3475-5619 E-mail : kammori@msh.biglobe.ne.jp

土壌の物理性 第106号(会員配布) 2007年7月20日発行

発行 土 壌 物 理 学 会

〒840-8502 佐賀市本庄町1番地  
佐賀大学農学部生物環境科学科内  
電 話 0952-28-8757  
E-mail spsyomu@ml.affrc.go.jp  
URL <http://www.soc.nii.ac.jp/jssp3/>  
銀行口座 佐賀銀行 水ヶ江支店(店番号607)  
普通 1462074 土壌物理学会 会計 近藤文義  
郵便振替 口座番号: 01350-2-40943  
加入者名: 土壌物理学会

編集委員会事務局(投稿原稿送付先)

所在地はホームページ(<http://www.soc.nii.ac.jp/jssp3/>)で最新のものを確認して下さい。

E-mail [kibyosi@ml.affrc.go.jp](mailto:kibyosi@ml.affrc.go.jp)

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



# Journal of the Japanese Society of Soil Physics

No. 106

July 2007

---

## Contents

<b>Foreword</b> .....	N. HARAGUCHI···	1
<b>Original Papers</b>		
Reaction of a Platinum Electrode for the Measurement of Redox Potential of Paddy Soil .....	D. MURAKAMI and T. KASUBUCHI···	3
Soil Temperature Change and Heat of Wetting during Infiltration into Dry Soils .....	T. AKAE, A. TANAKA and M. ISHIGURO···	11
<b>Special Reports</b>		
<b>Water Flow and Solute Transport Models in Soils</b>		
Numerical Modeling of Water, Heat, and Solute Transport during Soil Freezing .....	K. WATANABE, N. TORIDE, M. SAKAI and J. ŠIMŮNEK···	21
Optimum Conditions for Predicting Unsaturated Hydraulic Properties Using the Evaporation Method .....	M. SAKAI and N. TORIDE···	33
<b>Lectures</b>		
<b>Reading of Classical Study Series</b>		
“A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media” by Y. Mualem and “A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils” by M. Th. van Genuchten .....	K. KOSUGI···	47
<b>Readers' column</b> .....	M. KOBAYASHI···	61
<b>Book review</b> .....	H. NARIOKA···	63
<b>Announcements</b> .....		65
<b>Editor's Postscript</b> .....		68

---

## Japanese Society of Soil Physics

Department of Environmental Sciences  
Faculty of Agriculture, Saga University  
1 Honjo-machi, Saga, 840-8502 Japan