

土壌の物理性

第 98 号

2004年11月

第 46 回 土壌物理学会シンポジウム（プログラム）

編集関係規定類の改正について

（財）日本学会事務センターの破産に対する土壌物理学会の対応

巻 頭 言波多野隆介... 1

論 文

塩類を加えた非膨潤性粘土中の水蒸気潜熱輸送

.....坂口 巖・望月 秀俊・井上 光弘・稲永 忍... 3

Analysis of Ground Freezing Process by Unfrozen Water Content Obtained from TDR

Data in Hetao Irrigation District of ChinaL. WANG and T. AKAE... 11

Practical Aspects of TDR for Simultaneous Measurements of Water and Solute in a

Dune Sand FieldH. DEGHANISANJ, T. YAMAMOTO and M. INOUE... 21

植林に伴う耕作放棄棚田の保水容量の変化

.....篠宮 佳樹・鳥居 厚志・稲垣 善之・山田 毅... 31

土粒子

うまい水が飲みたい！篠宮 佳樹... 41

書 評

「HYDRUS-2D による土中の不飽和流れの計算」.....渡辺 晋生... 43

「健康な土」「病んだ土」.....長谷川周一... 44

会務報告 45

編集後記 53

土 壌 物 理 学 会

土壌物理学会会則

- 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の選出、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。
〒700-8530 岡山県岡山市津島中3-1-1
岡山大学環境理工学部
環境管理工学科 生産基盤管理学分野内
 - (2) 本会則は、2003年7月11日より施行する。
(2003.7.10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「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 30 mm 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、著者が外国人のための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 倍などとおよその縮小率を指定し、2 倍くらいに大きく書く。図の線の太さや文字の大きさは、刷り上がりの大きさを考慮して決める。
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), (Taylor 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、ここには、土壌物理に特に関連の深い単位の使用例を示す。

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

* %表示は、原則として分母と分子の内容が同じものの場合にだけ用いる。

** cm H₂O は使わない。
その他、疑問のあるものについては意見を聞いて編集委員会で検討する。

(2000.3.10 改正)

「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。

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、下のような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)

土壌物理学会学会賞規定

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)

土壌物理学会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 委員会はつぎの業務を行う。
 - (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) 土壌物理学会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 (日本語：5ヶ以内)			
キーワード (英語：5ヶ以内)			
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 枚	写 真 枚	
別 刷 り	30部・50部・100部・150部・200部・300部		

付記：投稿の宛先は土壤物理学会ホームページを参照のこと

(<http://www.soc.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）

〒514-8507 三重県津市上浜町 1515

三重大学生物資源学部 成岡 市 宛

Tel/Fax. 059-231-9574

e-mail : narioka@bio.mie-u.ac.jp

第 46 回 土壌物理学会シンポジウム プログラム

と き：2004(H16)年 11 月 13 日(土曜日)

ところ：岡山大学創立五十周年記念館(津島キャンパス)多目的ホール，〒700-8530 岡山市津島中 1-1-1

受付	9:00～9:30	参加費1,000円(講演要旨集代として)	
開会挨拶	9:30～9:35		
シンポジウム 午前の部 (多目的ホール)	「フィールドサイエンスと土壌物理」 Symposium on Field Science and Soil Physics		座長：*安中武幸、**井上久義 *山形大学農学部、**(独)農業・生物系特定産業技術研究機構近畿中国四国農業研究センター
	9:40～10:25	地形情報を用いた圃場内における土壌の空間変動の解析 Identification of the spatial variability of soil properties using terrain analysis	柏木 淳一 Junichi KASHIWAGI 北海道大学大学院農学研究科 Hokkaido University Graduate School
ポスター・セッション	10:25～11:10	農地排出負荷削減のモデル分析 Model Analysis for Reduction of Effluent Load from Cultivated Lands	白谷 栄作 Eisaku SHIRATANI (独)農業工学研究所水工部水環境保全研究室 National Institute for Rural Engineering
	11:10～11:25	休憩	
評議員会・総会	「土壌物理研究の最前線」 Poster on Challenges in Soil Physics		座長：*渡邊晋生、**岩田幸良 *三重大学生物資源学部、**(独)農業・生物系特定産業技術研究機構北海道農業研究センター
	11:25～12:30	ポスター発表内容紹介(多目的ホール)	
シンポジウム 午後の部 (多目的ホール)	13:30～14:30	ポスター発表(2階会議室)	
	12:30～13:00 13:00～13:30	土壌物理学会評議員会(IPガストルーム) 土壌物理学会総会、学會賞(論文賞)授与(多目的ホール)	
総合討論 (多目的ホール)	「フィールドサイエンスと土壌物理」 Symposium on Field Science and Soil Physics		座長：*井上久義、**安中武幸
	14:45～15:30	土地利用解析と窒素収支法による河川水質評価 Evaluating river water quality through land use analysis and N budget approaches	波多野 隆介 Ryusuke HATANO 北海道大学北方生物圏フィールド科学センター Field Science Center for Northern Biosphere, Hokkaido University
閉会挨拶	15:30～15:45	休憩	
	15:45～16:30	フィールド・サイエンスとしての土壌学 Soil Science as a Discipline in the Field Science	久馬 一剛 Kazutake KYUMA 京都大学名誉教授
情報交換会	16:30～16:45	休憩	
	16:45～17:30	「フィールドサイエンスと土壌物理」 Discussion on Symposium on Field Science and Soil Physics	司会：安中武幸・井上久義
企業展示	17:30～17:35		
	17:45～19:30	岡山大学生協ピーチユニオン3階(参加費3,000円/人)	

企業展示 9:00～16:30 1Fフロアにて開催

編集関係規定類の改正について

2004 年度第 2 回編集委員会および持ち回り評議員会において「投稿規程」,「投稿案内」,および「原稿執筆要領」の改正を行いました。改正前の規定類との新旧対応表を次に掲載します。

筆頭著者を学会員に限定する等の大きな変更もあります。原稿の投稿に当たりましては, ご確認をお願いいたします。

投稿規定・新旧対応表

条項	旧「投稿規定」で 対応する条項	変 更 点
1	1	筆頭著者を本学会員に限定
2	2	実運用に合わせ, 閲読の対象は投稿原稿であることを明示
3 1)	3 1)	和文要旨/英文 Abstract に係わる記述を削除 (原稿執筆要領へ移動)
3 2)	3 2)	和文要旨/英文 Abstract に係わる記述を削除 (原稿執筆要領へ移動)
3 3)	3 3)	変更なし
3 4)	3 4)	変更なし
3 5)	3 5)	変更なし
3 6)	3 6)	変更なし
3 7)	3 7)	変更なし
3 8)	3 8)	変更なし
4	4	変更なし
5	5	シンポジウム関連原稿に係わる編集業務の実情を鑑み, 依頼原稿として「シンポジウム紹介」を新設
6	6	実運用に合わせ, 修正
7	7	実運用に合わせ, 修正
8	8	変更なし
9	9	変更なし
10	10	変更なし
11	11	変更なし

投稿案内・新旧対応表

条項	旧「投稿案内」で 対応する条項	変 更 点
1	1	変更なし
2	2	「投稿規定」「投稿案内」「原稿執筆要領」が一体であることを明確にするため修文
3	3	変更なし
4	4	実運用に合わせ, 閲読の対象は投稿原稿であることを明示
5	5	実運用に合わせ, 閲読の対象は投稿原稿であることを明示
6 1)	6 1)	変更なし
(削除)	6 2)	削除 (原稿執筆要領の同様の条項に一本化)
6 2)	6 3)	変更なし
6 3)	6 4)	変更なし
6 4)	6 5)	変更なし

原稿執筆要領・新旧対応表

条項	旧「原稿執筆要領」 等に対応する条項	変 更 点
1	(新設)	外国人を筆頭著者とする原稿が増加傾向にあることから、使用する言語を明示
2	1	内容の変更なし（文章表現の修文あり）
3	2	実運用に合わせ、投稿原稿（書評を除く）を対象とすることを明記
4	2/投稿規定 3	「論文」「研究ノート」において word 数を統一
5	(新設)	科学技術振興機構（JST）に対する著者抄録利用許諾への対応のため、日本語要旨に係わる規定を追加
6	4	変更なし
7	5	実運用に合わせ、適用対象を全投稿原稿（書評を除く）に拡張（文章表現の修文あり）
8	5/投稿規定 3	「論文」「研究ノート」において word 数を統一。また、実運用に合わせ適用対象を拡張
9	6	実運用に合わせ、投稿原稿（書評を除く）を対象とすることを明記し、日本語要旨と日本語キーワード以外も規定すると共に、「論文」「研究ノート」において字数を統一。また、外国人のみを著者とする場合を考慮。
10	(新設)	2003 年度第 1 回編集委員会における議論に基づき新設
11	7/投稿案内 6 2)	内容の変更なし（文章表現の修文あり）（投稿案内 6 2）を統合）
12	8	変更なし
13	9	変更なし
14	10	変更なし
15	11	変更なし
16	12	変更なし
17	13	内容の変更なし（文章表現の修文あり）
18	19	変更なし
19	14	変更なし
20	15	変更なし
21	16	変更なし
22	17	変更なし
23	18	変更なし
24	20	変更なし
25	21	変更なし
26	22	変更なし
27	23	変更なし
28	(新設)	日本学術会議や総合科学技術会議等の将来動向への対応を容易にするため新設

(財)日本学会事務センターの破産に対する 土壌物理学会の対応

—日本学会事務センターには送金しないで下さい—

土壌物理学会会長 赤江剛夫

新聞報道等に公表されましたが、(財)日本学会事務センター（以下、事務センター）は、平成16年8月6日、東京地裁に民事再生開始手続きの申立を行いました。8月9日同地裁は、申立を棄却するとともに同日保全管理命令を出し、事務センターの資産は保全管理人の管理下におかれることとなりました。加えて、8月17日東京地裁は、同センターに対し破産宣告をいたしました。

本件は、事務センターの前経営陣の不正経理の問題により、現経営陣になって債務超過が発覚しそれが新聞報道されたことに端を発しました。7月10～14日に開催された事務センターの財務と再建計画に関する説明会では、「8月上旬までにより具体的な再建計画が提示される」との内容で、業務の正常な再開を期待して事態の推移を見守ってきたところでもあり、今回の突然の破産は極めて遺憾な事態です。

この間、本学会事務局では、事務センターの土壌物理学会担当者から状況報告をさせるとともに、8月27日事務局会議を開催し、当面の対応策を検討いたしました。その結果、これまで事務センターに業務委託していた会員管理業務ならびに学会誌発送等の業務は、本学会事務局が対応して運営せざるを得ないと判断いたしました。

事務センターへの会費等の預け金の一部は回収困難と思われるものもありますが、大部分はすでに回収しており、また、会誌等の発行もこれまで通り行えますのでご安心下さい。

なお、今後の会費の送金は、下記の郵便振替口座宛にお願いいたします。

口座番号：01350-2-40943

加入者名：土壌物理学会

以上、事務センターの今回の事態に対する本学会の対応状況をご説明いたしました。今後、事務センターへの委託業務に代わる新体制を順次確立し、学会ホームページ等を通じまして速やかにご連絡申し上げますので、会員各位のご理解とご協力をお願いいたします。

異動など変更がありましたら、学会ホームページあるいは学会誌「土壌の物理性」に綴じ込みました用紙（様式）により、学会事務局までご連絡下さい。

土壌物理学会事務局

庶務幹事 成岡 市

〒514-8507 三重県津市上浜町1515 三重大学 生物資源学部

Tel/Fax.059-231-9574 e-mail : narioka@bio.mie-u.ac.jp

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

お願い

土壌物理学会会員名簿（2004 年度版）に掲載されているデータが正しく更新されていない場合は、恐縮ですが、会員登録変更届の再度のご提出をお願い致します。

会員登録変更届は本誌黄色頁に綴じ込みのもの、もしくは学会ホームページ (<http://wwwsoc.nii.ac.jp/jssp3/>) からダウンロードしてお使い下さい（送り先は会員登録変更届に記載しています）。

わが国の土壌物理の発展を願う

波多野 隆 介*

20 年前、土壌の物理性 50 号記念誌の巻頭言は、当時の岩田進午会長の「土壌物理の停滞を打ち破ろう」だった。記念座談会が開催され土壌物理の停滞の話が冒頭に語られていた。「ブディコの熱収支の話が日本の土壌学に入るのが遅く、土をそのままいじくっているだけで、土壌をとりまく自然との相互作用の中で土壌物理が考えられてこなかったことが停滞の原因ではないか」との意見があった。強烈な印象を持った。それと同時に、世界中の土壌がすべて異なるのは、気候と生物そして地形、時間、母材の違いのせいだと教えられ、ジェニーはそれをファンクションにしようとしてきたことにあこがれる者にとって、土をいじくことは、土壌の違いを知るために必要であって、そもそも、ブディコの法則は土壌学の考え方の延長の上にあるのだろうにとも思った。

人にスタンダードがないように、土壌にもスタンダードが無い相対的なものである。人はそれぞれの場所で生まれ、そのときからその気候と植生に囲まれて足元の土の上で生きてゆく。外国へゆくと、生まれた場所との違いに驚きながらも、そこから生産される食料と水をいただいてほっとする。その土地・土地でなにがどのように同じで、なにがどのように違うのか、その構造を知ろうとすることが土壌物理だろうか、そのようにも思った。

大学の土壌学の講義では土壌断面を見せられるだろう。そして、それを記載せよと言われる。色が違います。粘りが違います。堅さが違います。根の多さが違います。そこまでは何とかなる。塊りの大きさが違います。穴があいています。そのあたりになると困ってくる。土壌調査ハンドブックには塊りの発達程度を書けと書いてある。実にあいまいで、心もとない思いをする。ところが、その塊りや穴がとても重要なのだ。よくみれば、根がいる場所や、赤や白の鉄の酸化還元に関わる沈着物がある場所は、その塊りや穴に影響をうけている断面が多いではないか。しかし、そのような心もとないものに、どうやってファンクションをつくれればいいのか。挑戦だと思った。

私は、土壌物理は現場の正確な定量的記述の方法論であると思っている。それがないと、物質の動態、生物の活性は把握できない。それらが把握できなければ、いろいろな土壌生態系の比較できず、比較がないと法則は生み出せない。ブディコは水熱状態を比較して法則を生み出しただろう。

土壌物理学会は主に土壌肥料学会員と農業土木学会員により構成されているが、私は土壌肥料学会にいます。土壌肥料学会は、8 部門制をとっており、土壌物理部門は第一部門という。第一部門は、大会では物質循環・動態部会を主催している。土壌を巡る物質の循環は物質の出入りとストックの変化により成り立っている。まさに土壌物理学の現場の定量的記述の方法論が発揮される部会である。そして、現在の環境問題、地球温暖化、酸性化、富栄養化は窒素と炭素の循環が大きくなりすぎたことにより生じている。このことを定量的に把握できなければ、対策が立てられない。実際に京都議定書は 2008 年からの 5 年間で主要な温室効果ガスによる温暖化を 5% 削減するとしている。メタンや亜酸化窒素の 40% は農業から発生すると見積もられているし、土壌の炭素固定も森林の炭素固定と同じく削減方法の一つに挙げられている。淡水の硝酸濃度は下げなければならない。いくら施肥すれば河川濃度はいくらになるのか？

* 北海道大学北方生物圏フィールド科学センター

少なくともこの十数年間に土壌物理学は著しく発展した。特筆すべきは、鉛直一次元のみの移流方程式は、土壌中の水と物質移動を再現しないことを、アメリカ農学会が1990年に確認したことにある。そのことにより、現場の正確な定量的記述の方法論を開発するという扉が開かれた。本当に多くの人がフィールドで土壌現象を計測するようになった。そもそも、濾過器やパイプラインの物質移動においてそれも経験的に発見された法則を土壌に当てはめればなんでもわかるかのうように(少なくとも私は)思っていたことがおかしかったのである。例としては大変結構だったが、土壌には土壌から得た結果で法則をつくらうとするのが本当だろう。ブディコのように。

華麗に数式解が示された1970年でさえすでに、土塊の話はついてまわっていた。コンピュータが発達して差分近似ができるようになった1980年、そしてヘテロを克服できないことに気づき、フィールドを計測する1990年以降から現在は端的に現場の問題に突入し、現在最も問題になっている不確実性に触れている。我々はどれだけ反復して計測できるか、どれだけ短いインターバルで連続測定をして年間値に積算することができるであろうか。時々刻々と不均一に変化する水と物質動態の様相を計測できるようになるだろうか。チャレンジしなければ、削減のパーセンテージをクリアすることは永遠にできないだろう。

最後に本学会と会誌「土壌の物理性」の役割を強調したい。土壌物理は生物生産と環境の調和を語るための方法論としてなくてはならないものになっている。土壌物理学会は、厚みを増していく土壌物理の概念の整理ができるわが国唯一の学術団体である。いまや土壌物理の手法は多くの場面で当たり前に使われている。さらに多くの人たちに安心して使っていただけるように、方法論のレビューを積極的に掲載するとともに、外国も含めた現場情報をたくさん掲載する(取材してでも)必要があるだろう。さらに、データベースである。有効土層や、容積重、水分保持曲線などのデータベースはあっていいだろう。誰でもつかえるようにサービスする姿勢があっていいだろう。

本会は皆のために発展しなければならないのである。

塩類を加えた非膨潤性粘土中の水蒸気潜熱輸送

坂口 巖*・望月秀俊**・井上光弘**・稲永 忍**

Latent Heat Transfer in a Salt-affected Nonswelling Clay

Iwao SAKAGUCHI*, Hidetoshi MOCHIZUKI**, Mitsuhiro INOUE** and Shinobu INANAGA**

* The United Graduate School of Agricultural Sciences, Iwate University

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

Abstract

Latent heat transfer (LHT) with phase-change from liquid to gas occurs, when there is a temperature gradient in the porous media. LHT is a characteristic of porous media like soils, but there are few studies on the relationship between LHT and solutes. Although Philip and de Vries model was often used to analyze LHT, solutes have never been taken into consideration in the model. In this study, LHT was analyzed theoretically and experimentally with an assumption that the effects of temperature and salt concentration on thermal conductivity are caused by LHT. Thermal conductivities of Kaolin were measured under several conditions of water content, NaCl concentration and temperature. The LHT component of thermal conductivity was separated from the apparent one according to its temperature dependence, and analyzed by the extended method of Hiraiwa and Kasubuchi to estimate the phenomenological coefficient which contains tortuosity factor.

As a result, the phenomenological coefficient never exceeded unity even at the maximum. The coefficient was expected to show a constant value under the fixed water content. However, it decreased with NaCl concentration. Further research is required on the tortuosity factor and modification of Philip and de Vries model, or introduction of other coefficients into the model to deal with solutes.

Key words : latent heat transfer, salt-affected nonswelling clay, thermal conductivity, water vapor diffusion, phenomenological coefficient

1. はじめに

輸送現象の基本形態は伝導, 拡散, 対流, 放射である。しかし, 熱輸送に物質の相変化を伴う場合, その潜熱を考慮する必要がある。例えば, 液状水を含んだ多孔質体に温度勾配が形成され, 高温部から低温部への水蒸気拡散が起こる場合である。液状水は, 高温部で蒸発潜熱を周囲から奪い, 水蒸気となる。水蒸気は, 低温部で凝縮熱を放出して, 液状水となる。その後, 水ポテンシャルの低い高温部へ液状水が移動する。この熱輸送の媒体となる水の循環は, 土壌についても研究されてきた (Gurr

et al., 1952 ; Jackson *et al.*, 1965)。

土壌中の温度勾配による不飽和水分移動の研究は, 古くからなされている。その中で, 水蒸気移動は単純拡散モデルが基本となってきた。これは, 土壌中の水蒸気フラックスを, 静止している空気中の水蒸気フラックスに無次元係数を乗じて示したモデルである。また, この無次元係数は, 屈曲度係数と気相率との積である (Penman, 1940 ; Rollins *et al.*, 1954)。すなわち, このモデルは, 土壌中の水蒸気移動を, 土壌間隙中の水蒸気拡散と土壌構造に基づく係数の関数として, 示している。Philip and de Vries (1957) は, 土粒子間に保持された液状水 (液

* 岩手大学大学院連合農学研究科

** 鳥取大学乾燥地研究センター 〒680-0001 鳥取市浜坂 1390

キーワード : 水蒸気潜熱輸送, 塩類を加えた非膨潤性粘土, 熱伝導率, 水蒸気拡散, 現象論的係数

島)を挟んで、温度勾配に沿って水蒸気の凝縮と蒸発が連続して起こるとしたモデル (Philip and de Vries モデル)を、提案した。このモデルにおいて、水蒸気移動は水蒸気拡散と液状水移動の和として表現される。なお、ここでの液状水移動とは、液島の両端で瞬時に起こる凝縮と蒸発のことである。このモデルでは、単純拡散モデルの補正係数として、液島における瞬間的な液状水移動を表現する、機構論的係数を導入している。Jury and Letey (1979) は、単純拡散モデルにおける屈曲度係数および気相率と Philip and de Vries モデルの機構論的係数の積を、Cary の実験定数 (Cary, 1965) と結び付けて、現象論的係数として示した (Cass *et al.*, 1984)。

土壌中の温度勾配による水蒸気フラックスは、土壌の熱伝導率を測定することで、間接的に求められる。すなわち、測定された見かけの熱伝導率から、潜熱成分を分離することである。その分離法は、見かけの熱伝導率の温度あるいは圧力依存性に基づいており、各依存性を示す原因が、主に潜熱成分にあることに基づいている (Cass *et al.*, 1984; 望月ら, 1998)。

Hiraiwa and Kasubuchi (2000) は、土壌の熱伝導率の温度依存性から潜熱成分を分離した。また、熱伝導率の潜熱成分と、空気中における水蒸気フラックスおよび水の蒸発潜熱の積との比を、現象論的係数とした。その際、水蒸気密度は温度のみの関数であると仮定し、温度変化に対する土壌中の相対湿度の変化、すなわちマトリックポテンシャルの変化は扱っていない。なお、土壌中の塩類を一切扱っていないので、浸透ポテンシャルの変化については触れていない。一方、望月ら (1998) は、塩類の添加による豊浦砂の熱伝導率の低下は、圧力依存性から分離した潜熱成分の低下によるものとした。この潜熱成分の低下は、塩類添加による土壌間隙中の水蒸気量の低下によるものであるとしている。但し、塩沢 (1991) は、熱伝導率測定に基づいて推定されるこの水蒸気移動による潜熱輸送は、過大評価されている可能性があることを、指摘している。その根拠として示した仮説は、冒頭の水の循環と同義である。

既往の研究においては、水蒸気潜熱輸送こそが、土壌の熱伝導率に温度および圧力依存性を示させる原因である、と考えられている。しかし、水蒸気潜熱輸送と土壌中の塩類との関係を扱った研究は少ない。また、土壌中の水蒸気潜熱輸送のモデルとして一般に用いられている、Philip and de Vries モデルは、土壌中の塩類を扱っていない。そこで本研究では、土壌の熱伝導率が温度および塩類濃度依存性を示す原因は潜熱成分にあり、その潜熱成分は水の蒸発潜熱と土壌中の水蒸気フラックスとの積で示されると仮定し、多孔質体特有の水蒸気潜熱輸

送について理論と実測に基づいて解析した。その際、Hiraiwa and Kasubuchi (2000) の方法を拡張して用い、推定された現象論的係数について検討した。

2. 理 論

多孔質体中の熱フラックスは次式で示される (de Vries, 1958)。

$$J_s = -\lambda_c \nabla T + L J_v + C_p (T - T_0) J_v + C_L (T - T_0) J_l \quad (1)$$

ここで、 J_s は全熱フラックス (W m^{-2})、 λ_c は不飽和多孔質体の熱伝導率の伝導成分 ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 T は温度 (K)、 L は水の蒸発潜熱 (J kg^{-1})、 J_v は水蒸気フラックス ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)、 C_p は水蒸気定圧比熱 ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 T_0 は基準温度 (K)、 C_L は液状水の比熱 ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 J_l は液状水フラックス ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) である。(1) 式の右辺第 1 項は熱伝導を、第 2 項は水蒸気潜熱輸送を、第 3 項は水蒸気顕熱輸送を、第 4 項は液状水顕熱輸送を示す。一般に水蒸気顕熱輸送は非常に小さいため、第 3 項は無視できる。また、液状水の移動が無視できるほど小さい場合、第 4 項は無視できる。ゆえに次式を得る。

$$\begin{aligned} J_s &= -\lambda_c \nabla T + L J_v \\ &= -(\lambda_c + \lambda_v) \nabla T \\ &= -\lambda \nabla T \end{aligned} \quad (2)$$

ここで、 λ_v は熱伝導率の潜熱成分 ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 λ は見かけの熱伝導率 ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) である。この時、次式を仮定している。

$$-\lambda_v \nabla T = L J_v \quad (3)$$

静止している空気中の水蒸気フラックスは、次式で示される。

$$J_v = -D_a \nabla \rho \quad (4)$$

ここで、 D_a は空気中の水蒸気拡散係数 ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)、 ρ は水蒸気密度 (kg m^{-3}) である。(4) 式を多孔質体へ適用すると、次式を得る (Penman, 1940; Rollins *et al.*, 1954)。

$$J_v = -\tau a D_a \nabla \rho \quad (5)$$

ここで、 τ は屈曲度係数、 a は気相率 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) である。マスフローファクター (Philip and de Vries, 1957) は常温では 1 に近いので無視できる。 ρ は、飽和水蒸気密度 ρ^* (kg m^{-3}) と相対湿度 h_r の積で示される ((6) 式)。

$$\rho = \rho^* h_r \quad (6)$$

h_r と水ポテンシャル ϕ_w (m) の関係は、次式で示され

る。

$$h_r = \exp\left(\frac{Mg\phi_w}{RT}\right) \quad (7)$$

ここで、 M は水の分子量 ($0.018 \text{ kg mol}^{-1}$), g は重力加速度 (9.81 m s^{-2}), R は気体定数 ($8.31 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$) である。 ϕ_w は、マトリックポテンシャル ϕ_m (m) および浸透ポテンシャル ϕ_o (m) の和として、以下の式で表される。

$$\phi_w = \phi_m + \phi_o \quad (8)$$

(6), (7), (8) 式から次式を得る。

$$\rho = \rho^* \exp\left(\frac{Mg\phi_m}{RT}\right) \exp\left(\frac{Mg\phi_o}{RT}\right) \quad (9)$$

Nassar and Horton (1997) と同様に、 ρ を T, ϕ_m, ϕ_o の関数とする。(5) 式を (3) 式に代入し、機構論的係数 η (5) 式における水蒸気フラックスへの補正係数; Philip and de Vries, 1957) と現象論的係数 $\beta = \eta\tau a$ (Jury and Letey, 1979) を導入して、展開すると以下の式が得られる。

$$\begin{aligned} \lambda_v &= \eta\tau a L D_a \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} + \frac{\partial \rho}{\partial \phi_m} \frac{\partial \phi_m}{\partial T} + \frac{\partial \rho}{\partial \phi_o} \frac{\partial \phi_o}{\partial T} \right) \\ &= \beta L D_a \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} + \frac{\partial \rho}{\partial \phi_m} \frac{\partial \phi_m}{\partial T} + \frac{\partial \rho}{\partial \phi_o} \frac{\partial \phi_o}{\partial T} \right) \end{aligned} \quad (10)$$

(9), (10) 式から次式を得る。

$$\begin{aligned} \lambda_v &= \beta L D_a \exp\left(\frac{Mg\phi_w}{RT}\right) \left[\frac{d\rho^*}{dT} \right. \\ &\quad \left. + \frac{\rho^* Mg}{RT^2} \left\{ \left(\frac{\partial \phi_m}{\partial T} + \frac{\partial \phi_o}{\partial T} \right) T - \phi_w \right\} \right. \\ &\quad \left. + \frac{\rho^* Mg}{RT} \left(\frac{\partial \phi_m}{\partial T} + \frac{\partial \phi_o}{\partial T} \right) \right] \end{aligned} \quad (11)$$

(11) 式は、 λ_v の理論式とみなすことができる。

3. 試料と実験方法

3.1 試料

本研究では、温度勾配下の水蒸気移動による熱輸送に注目するため、熱伝導率の伝導成分 λ_c の小さい試料が適切である。また、土壌間隙が小さい程、低含水量域においても水分の保持能力が高く、測定対象領域が広がり、試料として好ましいため、粘土を選択した。粘土には膨潤性と非膨潤性があるが、前者は水分不飽和状態で一定の乾燥密度の設定が非常に困難であり、さらに塩類添加によって凝集が起こることが考えられるため、本研究の試料としては相応しくない。以上を踏まえて、均質かつ

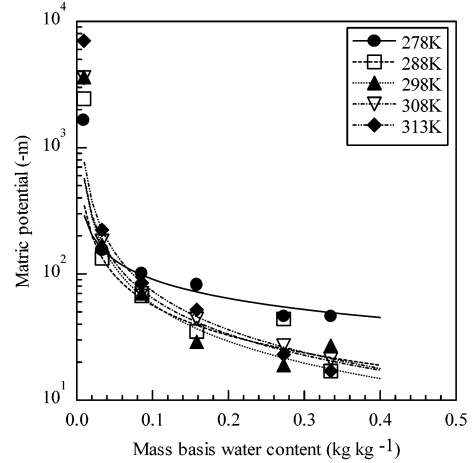


図-1 カオリンの土壌水分特性曲線

Fig. 1 Soil water retention curve of Kaolin for each temperature fitted with Eq. (12).

安価な非膨潤性粘土カオリナイトを工業生産した、カオリンを試料とした。

Fig. 1 に、カオリンの土壌水分特性曲線を示した。測定は、恒温器内に設置した鏡面露天法式水ポテンシャル測定装置 WP4 (Decagon 社製) を用いて、各温度について行った。図中の近似曲線には、Campbell (1974) の式の体積含水率 θ を含水比 ω (kg kg^{-1}) に置き換えた、次式を用いた。

$$\phi_m = \phi_a \left(\frac{\omega}{\omega_{sat}} \right)^{-b} \quad (12)$$

ここで、 ϕ_a は空気侵入ポテンシャル (m), ω_{sat} は飽和含水比 (kg kg^{-1}) である。なお、 b および ϕ_a を、フィッティングパラメータとした。

塩類には、取り扱いが容易な NaCl を用いた。また、NaCl 水溶液の熱伝導率は、濃度の上昇に伴い低下することが、既往の研究 (Abdullaev *et al.*, 1998; Magomedov, 1998) で示されている。

3.2 実験方法

土壌の熱伝導率は、Decagon 社製熱物性測定器 KD2 を用いて、非定常法のなかのヒートプローブ法 (望月ら, 2003 b) で測定した。測定中のプローブの温度変化は、概ね 1°C 以下であり、最大でも 2°C 前後であった。Shiozawa and Campbell (1990) は、測定時の温度変化が 2°C を超えないよう指摘しており、KD2 による測定結果に問題はないと考えられる。サンプラーには、アクリル製円筒カラム (内径 46 mm , 高さ 65 mm) を用い、恒温器内に設置したデシケータ内部に静置した。測定は 3 回

表-1 実験条件

Table 1 Experimental condition

ω (kg kg^{-1})	.01, .05, .10, .20, .30, .40
C (mol kg^{-1})	0.0, 0.1, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0
T (K)	278, 288, 298, 308, 313

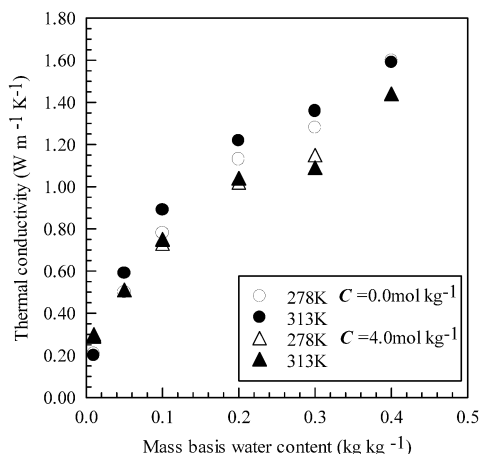


図-2 カオリンの見かけの熱伝導率の水分依存性

Fig. 2 Thermal conductivity of Kaolin with mass basis water content.

行い、その平均値を測定値とした。

3.3 実験条件

あらかじめ、 ω および NaCl 濃度 C (mol kg^{-1}) を調整した試料を、乾燥密度 1.20 Mg m^{-3} でサンプラーに充填した。その他の実験条件は Table 1 に示した。

4. 結果と考察

4.1 カオリンの熱伝導率の水分および温度依存性

Fig. 2 に、カオリンの λ の水分依存性を示した。NaCl 濃度によらず λ は水分量の増加に伴って上昇し、 λ の水分依存性の傾向は NaCl 添加の影響を受けなかった。同じカオリンを用いた望月ら (2003a) に比べて、本研究の測定値は、小さな値を示した。これは本研究で設定した乾燥密度が低いためであると考えられる。同一水分量の試料では高温ほど λ は大きい、その上昇幅は中程度の水分量で大きく、低・高水分量では小さかった。これは、NaCl を含まない場合について、Hiraiwa and Kasubuchi (2000) の傾向と同様であった。また、水分を含んだ多孔質体における熱伝導率の温度変化の傾向 (甲藤, 1983) と一致した。

4.2 NaCl 濃度依存性

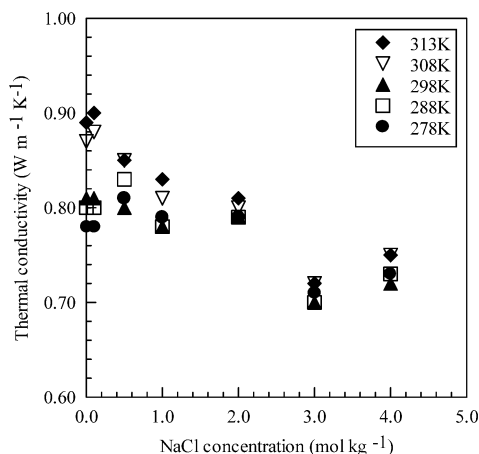
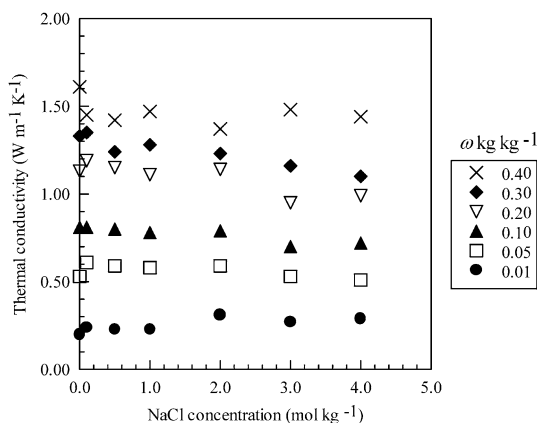
図-3 カオリンの見かけの熱伝導率の NaCl 濃度依存性 ($\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$)Fig. 3 Thermal conductivity of Kaolin for each temperature with NaCl concentration at $\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$.図-4 カオリンの見かけの熱伝導率の NaCl 濃度依存性 ($T=298 \text{ K}$)Fig. 4 Thermal conductivity of Kaolin for each mass basis water content with NaCl concentration at $T=298 \text{ K}$.

Fig. 3 に、 $\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$ における λ の NaCl 濃度依存性を、温度ごとに示した。全ての温度で、 λ は NaCl 濃度の上昇に伴い低下し、高温ほどその傾きは大きくなった。 $C=2.0 \text{ mol kg}^{-1}$ までを比較すると、望月ら (2003a) と同様の傾向が得られた。

Fig. 4 に、298K における λ の NaCl 濃度依存性を、含水比ごとに示した。 $\omega=0.05-0.30 \text{ kg kg}^{-1}$ では、NaCl

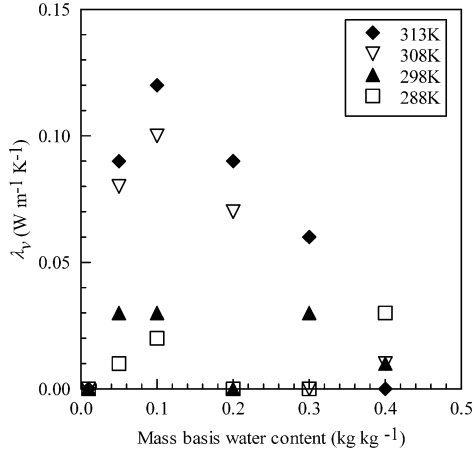


図-5 カオリンの潜熱成分の水分依存性 ($C=0.0 \text{ mol kg}^{-1}$)

Fig. 5 λ_v of Kaolin without NaCl for each temperature with mass basis water content.

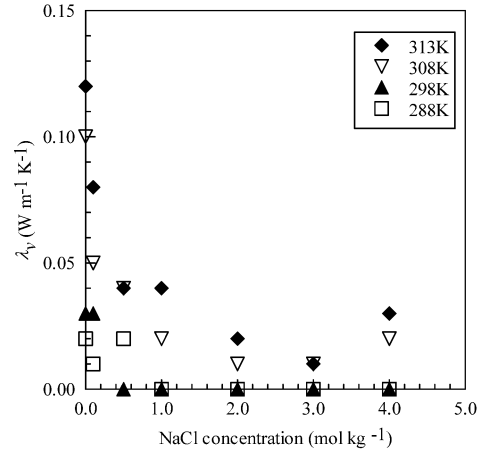


図-6 カオリンの潜熱成分の NaCl 濃度依存性 ($\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$)

Fig. 6 λ_v of Kaolin for each temperature with NaCl concentration at $\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$.

濃度の上昇に伴い、 λ は低下した。Figs. 2, 4 に示した λ の温度および NaCl 濃度依存性の傾向が、水分量によって異なることから、水分量に応じた熱輸送形態の差異が示唆された。すなわち、 $\omega=0.05-0.30 \text{ kg kg}^{-1}$ では、伝導に加えて水蒸気潜熱輸送が起きていると考えられる。

4.3 熱伝導率の潜熱成分の水分および NaCl 濃度依存性

Hiraiwa and Kasubuchi (2000) の方法に従って、 λ から λ_v を分離した。273 K 近傍の λ を基準値として、それより高温の λ と基準値との差を、各温度の λ_v とした。本研究では、278 K で測定された λ を基準値とした。これは、温度変化に対する λ_c の変化は、 λ_v の変化に比べて小さいことと、低温での λ_v は、無視しうるほどに小さいことに、基づいている。また、de Vries モデルに基づいたシミュレーションを行った Tarnawski *et al.* (2000) も、同様の方法で λ から λ_v を分離している。算出された λ_v を、Fig. 5 に示した。 λ_v は、ある水分域に最大値を持つ山型を示し、高温ほどその最大値が大きくなった。これは、Hiraiwa and Kasubuchi (2000) および Tarnawski *et al.* (2000) の傾向と、一致した。

Fig. 6 に、 $C=0.0 \text{ mol kg}^{-1}$ において λ_v が最大値を示した、 $\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$ の λ_v の NaCl 濃度依存性を示した。 λ_v も、 λ 同様の NaCl 濃度依存性を示し、 λ_v についても、望月ら (2003 a) と同様の傾向が得られた。

4.4 現象論的係数の推定

まず、水分量の変化について、(11)式を検討した。(11)式

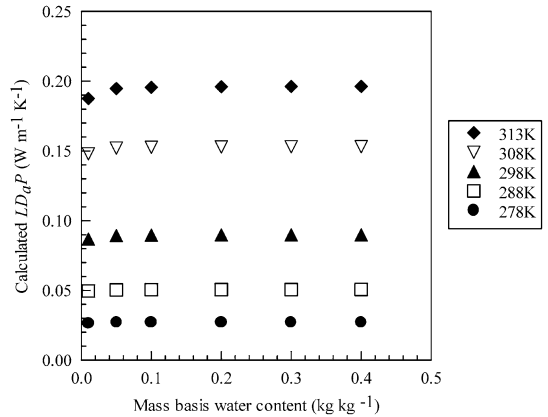


図-7 カオリンの LD_aP 計算値の水分依存性 ($C=0.0 \text{ mol kg}^{-1}$)

Fig. 7 Calculated LD_aP of Kaolin without NaCl for each temperature with mass basis water content.

の β を除く右辺 LD_aP (P は、(11)式右辺の $\exp$ 以降の項を示す) の、 $C=0.0 \text{ mol kg}^{-1}$ における計算値を示したのが、Fig. 7 である。ここで、 ρ^* の温度に対する変化率は、Campbell (1985) より求めた。 ϕ_m には、(12)式による近似値を用いた。(11)式の β を除く右辺の計算上、 ϕ_m の温度に対する変化率は、表面張力の温度依存性で近似した。また、 ϕ_0 を算出する際の浸透係数は、Lang (1967) より求めた。Fig. 7 に示した LD_aP は、全ての温度で水分量に

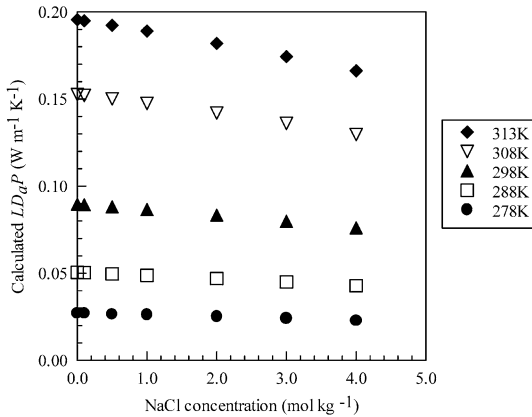


図-8 カオリンの LD_aP 計算値の NaCl 濃度依存性 ($\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$)

Fig. 8 Calculated LD_aP of Kaolin for each temperature with NaCl concentration at $\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$.

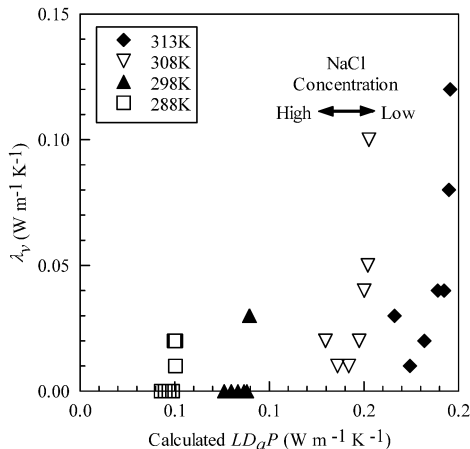


図-9 カオリンの潜熱成分と LD_aP 計算値の関係 ($\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$)

Fig. 9 Relationship between λ_v and calculated LD_aP of Kaolin at $\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$.

よらずほぼ一定値を示したが、 λ_v (Fig. 5) は、水分量によって大きな変化を示した。この違いは β で表され、土壌中の水蒸気潜熱輸送は、土壌構造に基づく要因の影響を受けると考えられる。

次に、NaCl 濃度の変化について、(11) 式を検討した。 $\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$ における LD_aP は、NaCl 濃度の上昇に対して直線的な低下を示し、高温ほどその傾きは大きくなった (Fig. 8)。 $\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$ における、 λ_v と LD_aP の関係を、Fig. 9 に示した。ここで、各温度のプロット

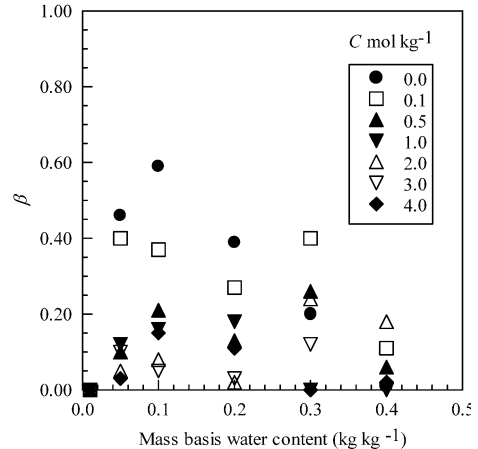


図-10 カオリンの現象論的係数の水分依存性

Fig. 10 β of Kaolin for each NaCl concentration with mass basis water content.

の最大値を直線近似したときの傾きが、 $C=0.0 \text{ mol kg}^{-1}$ の β となる。その際、Hiraiwa and Kasubuchi (2000) と同様に、 β は、温度に対して一定とした。 λ_v の NaCl 濃度依存性のため、高濃度ほど直線近似の精度は低下したと考えられるが、 β は、同一の水分量において $C=0.0 \text{ mol kg}^{-1}$ で最大値をとり、NaCl 濃度の上昇に伴い低下する、NaCl 濃度依存性を示した。 $\beta=\eta\tau a$ から、 β の NaCl 濃度依存性は、 η の NaCl 濃度依存性であると考えられる。しかし、Philip and de Vries モデルは塩類を含まない状態に限定されるため、塩類を考慮に入れたモデルの修正、またはこのモデルへ塩類の影響を扱う係数を新たに加える必要があると考えられる。

全ての NaCl 濃度における β と水分量の関係を、Fig. 10 に示した。水分量の変化に対する、 β および λ_v (Fig. 5) の変化は、同様の傾向を示し、土壌中の水蒸気潜熱輸送が、 β によって特徴付けられることが確認された。既往の研究において、 β の最大値は、1 よりも大きくなる。しかし、本研究では β の最大値は、1 よりも小さくなった。これは、 λ_v (Fig. 5) が LD_aP (Fig. 7) を、常に下回ったためである。この原因として、本研究では粘土を用いていることが考えられる。既往の研究で用いられている土壌の粒径よりも、粘土の粒径ははるかに小さく、この差は屈曲度係数 τ に反映すると考えられる。土壌中および大気中のガス拡散係数の比である、相対ガス拡散係数と気相率 a により、 τ は示される。しかし、土壌科学において一般に用いられている $\tau=0.66$ では、 a 以外の要因 (土性、乾燥密度、試料の攪乱・不攪乱、ガス種など) の影響が十分に考慮されていない。そのため、土壌

中の水蒸気潜熱輸送のメカニズムについて、機構論的係数 η へ言及するためには、試料の土性および実験条件に対応した τ を用いる必要がある、と考えられる。

5. おわりに

土壌の熱伝導率が温度および塩類濃度依存性を示す原因は、潜熱成分にあると仮定し、カオリンの熱伝導率の温度依存性から分離した潜熱成分と、空気中の水蒸気フラックスに基づいた水蒸気潜熱輸送を、理論と実測の両方に基づいて解析した。その際、Hiraiwa and Kasubuchi (2000) の方法を拡張して用いた。

その結果、既往の研究とは異なり、本研究の現象論的係数は、最大でも1を超えず、一定の水分量において、NaCl 濃度の上昇に伴い、低下した。そのため、試料の土性および実験条件に対応した屈曲度係数を用いる必要があること、塩類を考慮に入れた Philip and de Vries モデルの修正または、このモデルへ塩類の影響を扱う係数を新たに加える必要があること、が明らかとなった。

本研究は非定常温度勾配下であり、かつ Philip and de Vries モデルを踏襲しているため、高温部への液状水の移動については言及できない。この液状水移動を踏まえた水蒸気潜熱輸送についての研究は、定常温度勾配下でなされるべきであり、今後の課題である。

謝 辞

本研究の一部は、科学研究費（課題番号 13460104）および 21 世紀 COE プログラム：乾燥地科学プログラム（稲永忍拠点リーダー）の支援を受けた。記して謝意を表する。

引 用 文 献

- Abdullaev, K.M., El'darov, V.S. and Mustafaev, A.M. (1998) : Thermal conductivity of aqueous solutions of NaCl-CaCl₂ system. *High Temperature*, **36** : 375-378.
- Campbell, G.S. (1974) : A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.*, **117** : 311-314.
- Campbell, G.S. (1985) : *Soil Physics with BASIC*, Elsevier, Amsterdam.
- Cary, J.W. (1965) : Water flux in moist soil : Thermal versus suction gradient. *Soil Science*, **100** : 168-175.
- Cass, A., Campbell, G.S. and Jones, T.L. (1984) : Enhancement of thermal water vapor diffusion in soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **48** : 25-32.
- De Vries, D.A. (1958) : Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. *Trans. Amer. Geophys. Union.*, **39** (5) : 909-916.
- Gurr, C.G., Marshall, T.J. and Hutton, J.T. (1952) : Movement of water in soil due to a temperature gradient. *Soil Sci.*, **74** : 335-345.
- Jackson, R.D., Rose, D.A. and Penman, H.L. (1965) : Circulation of water in soil under a temperature gradient. *Nature*, **16** : 314-316.
- Jury, W.A. and Letey, J., Jr. (1979) : Water vapor movement in soil : reconciliation of theory and experiment. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **43** (5) : 823-827.
- Hiraiwa, Y. and Kasubuchi, T. (2000) : Temperature dependence of thermal conductivity of soil over a wide range of temperature (5-75°C). *European Journal of Soil Sci.*, **51** : 211-218.
- 甲藤好郎 (1983) : 伝熱概論. 養賢堂, 東京.
- Lang, A.R.G. (1967) : Osmotic coefficients and water potentials of sodium solutions from 0 to 40°C. *Aust. J. Chem.*, **20** : 2017-2023.
- Magomedov, U.B. (1998) : Thermal conductivity of binary and multicomponent aqueous solutions of inorganic substances. *High Temperature*, **36** : 44-50.
- 望月秀俊・宮崎 毅・中野政詩 (1998) : 豊浦砂の熱伝導率の塩類依存性. *農土論集*, **198** : 41-46.
- 望月秀俊・溝口 勝・宮崎 毅 (2003a) : 膨潤性および非膨潤性粘土の熱伝導率の水分・NaCl 濃度依存性. *農土論集*, **225** : 55-61.
- 望月秀俊・坂口 巖・井上光弘 (2003b) : 土壌の熱伝導率測定法の比較. *土壌の物理性*, **93** : 47-50.
- Nassar, I.N. and Horton, R. (1997) : Heat, water, and solute transfer in unsaturated porous media. I-Theory development and transport coefficient evaluation. *Trans. in Porous Media*, **27** : 17-38.
- Penman, H.L. (1940) : Gas and vapor movements in the soil. I-The diffusion of vapors through porous solids. *J. Agric. Sci.*, **30** : 437-462.
- Philip, J.R. and de Vries, D.A. (1957) : Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Trans. Am. Geophys. Union.*, **38** (2) : 222-232.
- Rollins, R.L., Spangler, M.G. and Kirkham, D. (1954) : Movement of soil moisture under a thermal gradient. *Highway Research Board Proceedings Annual Meeting*, **33** : 492-508.

- 塩沢 昌 (1991) : 米国での水と熱の移動の研究. 土壌物理研究会集会報告集, 1-15.
- Shiozawa, S. and Campbell, G.S. (1990) : Soil thermal conductivity, Remote Sensing Reviews, **5** (1) : 301-310.
- Tarnawski, V.R., Gori, F., Wagner, B. and Buchan, G. D. (2000) : Modelling approaches to predicting thermal conductivity of soils at high temperatures, Int. J. Energy Res., **24** : 403-423.

受稿年月日 : 2004 年 3 月 5 日

受理年月日 : 2004 年 5 月 17 日

Analysis of Ground Freezing Process by Unfrozen Water Content Obtained from TDR Data in Hetao Irrigation District of China

Liping WANG* and Takeo AKAE**

* Graduate School of Natural Science and Technology, Okayama University,
3-1-1 Tsushima-naka, Okayama 700-8530, Japan

** Faculty of Environmental Science and Technology, Okayama University,
3-1-1 Tsushima-naka, Okayama 700-8530, Japan

Abstract

In this paper, the ground temperatures and the unfrozen water contents estimated from Time Domain Reflectometry (TDR) measurements at experimental site A(cultivated land) and C (salinized land), were applied to analyze the ground freezing in Hetao Irrigation District, Inner Mongolia of China. Based on the different transportation status of unfrozen water, the frozen soils were divided into extensively frozen and partially frozen layer. In extensively frozen layer the unfrozen water content is kept as constant without remarkable changes, whereas below this layer, the unfrozen water content changed abruptly, the layer is referred partially frozen layer. It is found the isotherms of -1.2 and -2.1°C are the boundary temperatures between extensively and partially frozen layers at site A and C, respectively. The estimated unfrozen water content showed the partially frozen layers still existed in the depth of $0.70\sim 0.90$ m at the end of April.

Key word : Unfrozen water content, Ground temperature, Extensively frozen layer, Partially frozen layer

1. Introduction

Inner Mongolia Hetao Irrigation District is a typical arid, cold agricultural area in western China. Salt and alkali accumulation occurs every year, especially going through a ground freezing- thawing course. It is considered that the water transportation in freezing-thawing ground is a significant factor on the evolution and transition of soil salinity and alkalinity.

Although in some theoretical approaches, mass and heat transfer mechanisms are focused on freezing soils as a successive process (Kinosita, 1982; Chen, *et al.*, 1998), the field facts show there exists a transitional freezing zone between frozen and unfrozen layer in finely dispersed media. It is considered the transportation mechanisms of the dissolved

salts in soil solution are different in the frozen, freezing and thawing stages. Therefore, to detect the soil freezing stages is essential for the analysis of salinity in this region.

Some experiments have been done with frozen soil in Hetao during 1983-1987, it realized that the transportation of the unfrozen water was a most effective factor for salinity accumulation (Wang, *et al.*, 1993). However, because of the limitation of experimental techniques, to obtain unfrozen water content was impossible at that time.

To analyze soil freezing stage, moisture status, temperature range, advancement rate is the purpose of this paper. The measured ground temperatures on experiment spots and the unfrozen water contents which were estimated from TDR data are applied to the analysis.

2. Materials and Methods

The experiment sites are located in the fields which belong to Shaohaoqu Experiment Station, Hetao Irrigation District of Inner Mongolia. The mean annual air temperature here is $6.3\sim7.7^{\circ}\text{C}$, the wind average speed is $2.5\sim3\text{ ms}^{-1}$, but it always gets stronger in spring and the maximum rate is up to 19.6 ms^{-1} . It is cold and has a little snow in winter. Therefore only single cropping is available round a year. The ground begins to freeze from the end of November and thaws in the head of May. The lowest air temperature, which is about -24°C during recent years, appears in January. The coldness sum is calculated as $540\sim690^{\circ}\text{C}\cdot\text{day}$. The maximum soil frost depth changes in a range of $1.00\sim1.30\text{ m}$.

In Hetao, according to the land utilization and irrigation status, the lands are separated into cultivated land with regular irrigation and waste salinized land without irrigation. For comparison, site A and C were chosen from the cultivated land and salinized land as the investigation spots, respectively. The location is shown in Fig. 1. The soil texture, particle density, specific surface area, dry bulk density, $\text{EC}_{1:5}$ and pH values were measured.

The soil volumetric water contents were monitored by a portable TDR, type of TRIME-FM, P3Z, in each 0.10 m layer from surface to

the depth of 1.60 m once a week through a year from 1997. The measurements were obtained by extending the probe along a polyvinyl chloride pipe which was buried into ground beforehand. It had been a difficult object to measure liquid water in frozen soil till the TDR technique was ensured to be reliable *in situ* (Stein and Kane, 1983; Patterson and Smith, 1984; Spaans and Baker, 1995; Derby and Knighton, 2001). The authors combined Birchak model to estimate the liquid water content along the soil layers and improved its validity (Wang and Akai, 2003).

Simultaneously, $3\sim4\text{ meters}$ away from TDR observation point, the ground temperatures were surveyed by thermocouples in each 0.10 m layer till 2.50 m .

In order to detect the total gravimetric water content, dry bulk density and salinity, the soil sections were excavated artificially three times through the freezing-thawing period (for example, initial freezing stage: Dec.11, 1997; maximum freezing stage; March 3rd, 1998; thawing stage: April 27, 1998), the undisturbed soil samples were taken and investigated in each 0.10 m depth till 1.60 m .

3. Result and Discussion

3.1 The properties of the soils

Table 1 shows the fundamental properties of the soils at site A and C. The soils are classified

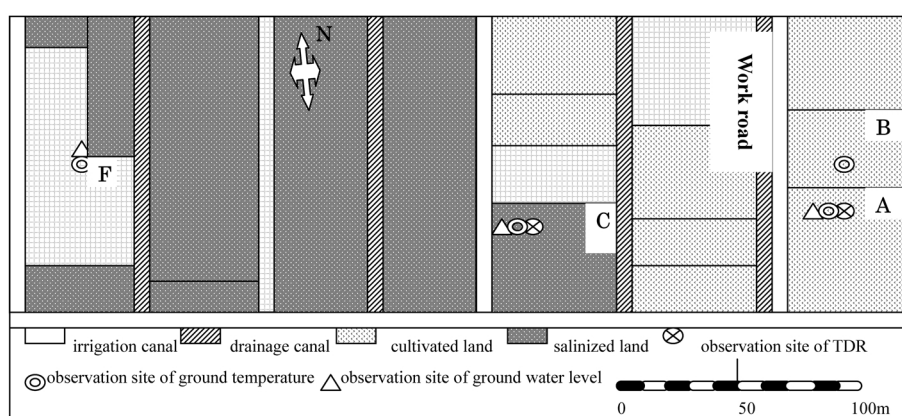


Fig. 1 Sketch of the experiment sites.

Table 1 The basic properties of soils at site A and C

Sample	Particle size distribution (%)			Texture	Particle density (g/cm ³)	Specific surface area (m ² /g)	Dry bulk density (g/cm ³)	EC _{1:5} (mS/cm)		pH in thawing period	
								in thawing period			
	Clay	Silt	Sand					top 0~10 cm	average below 10~200 cm	top 0~10 cm	average below 10~200 cm
Cultivated				Light							
Site A	29.30	43.50	27.20	Clay	2.66	20.72	1.42	0.93	0.69	7.90	8.00
Salinized				Clay							
Site C	24.50	35.50	40.00	Loam	2.68	15.48	1.45	7.9	2.39	8.50	8.40

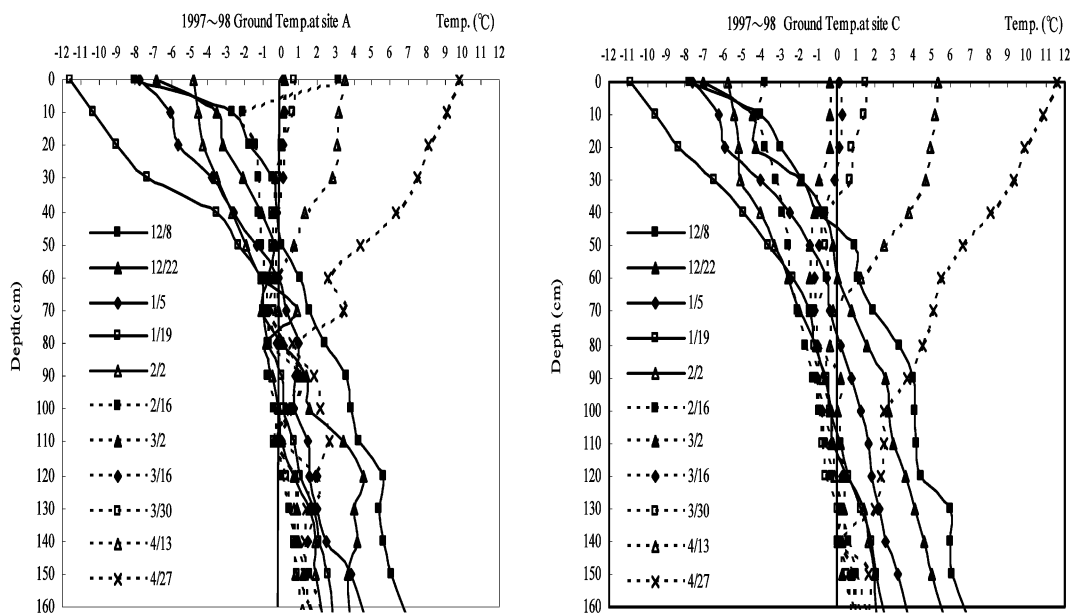


Fig. 2 The soil temperature profiles during freezing-thawing period of 1997~1998 at site A and C.

into light clay and clay loam at site A and C, respectively, which are the most common soil textures in Hetao. The two sites show few differences in physical properties except specific surface area because of the different fraction of clay component. Moreover, the salinity and alkalinity at site C are stronger than those at site A, especially in the surface layer.

3.2 Ground temperature profiles

The ground temperatures during freezing-thawing period in 1997 to 2000 were collected and analyzed. In Fig. 2 1997~1998's data are

shown. All of the three years' data demonstrated that from the end of January to the beginning of February the surface ground temperature became the lowest. In the same period, the soils froze up to the depth of 0.90~1.10 m. Then the soils began to thaw firstly from the surface and then both of surface and bottom. The temperatures were found to be below 0°C in the depth of 0.90~1.10 m till middle of April. And the frozen soils thawed at the beginning of May.

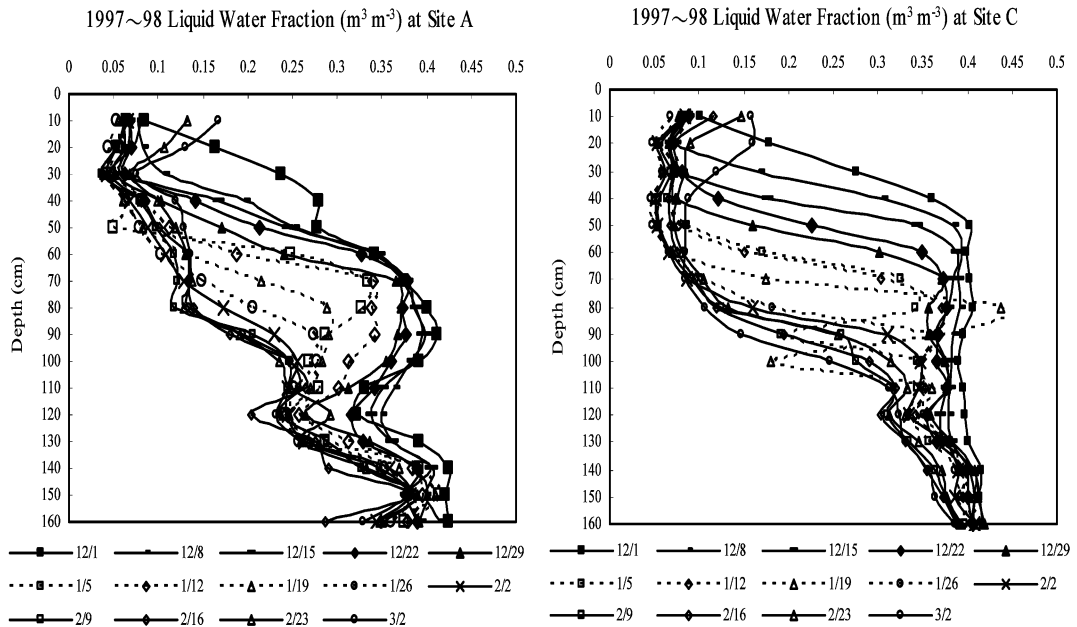


Fig. 3 The liquid water content profiles in freezing processes of 1997~1998 at site A and C.

3.3 Depression of freezing point

The presence of the solute always decreases the freezing point of the solvent. The following equation is generally used to determine the freezing point depression ΔT_m of dilute solution (Kubo, *et al.*, 1987).

$$\Delta T_m = -iK_f m \quad (1)$$

Assuming the equation is also fit for soil water solution and the main solute is NaCl in this paper. Where, m (mol kg^{-1}) is the gravimetric molar concentration of the solution; i is van't Hoff's coefficient, $i=2$ when the main solute is NaCl; K_f ($\text{K} \cdot \text{kg mol}^{-1}$) is the molar cryoscopic constant, $K_f=1.86$ when the solvent is water. According to Eq. (1), the freezing point depressions in site A and C are calculated to be between -0.30 and -3.08°C in surface layer of $0\sim 10\text{ cm}$, between -0.27 and -0.93°C below the surface layer, respectively.

3.4 Liquid water profiles in freezing period

The profiles of liquid water contents in freezing period in 1997~1998 are shown in Fig. 3.

Some differences between site A and C can be observed. The reason is the original difference of soil structure and initial water content condition. However, with the time, the tendency of freezing advancement took on similar with each other. In the surface layers, the unfrozen water content kept unchanged in range of $0.05\sim 0.1\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$. These layers developed thicker downward with time but the unfrozen water content did not change significantly. Therefore, these layers are considered to be extensively frozen. Below these layers the unfrozen water content became increasing dramatically up to $0.35\sim 0.40\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ under sub-zero temperature condition. The thickness of the layer was about $0.30\text{--}0.40\text{ m}$. The big difference makes it necessary to decide a borderline for the analysis and management.

The ground temperature, liquid water and the water retention curve were plotted in Fig. 4. The points are all not on a single line but dispersed to some extent. It is partly due to the different circumstances of the soil water and partly due to the error in ground temperature

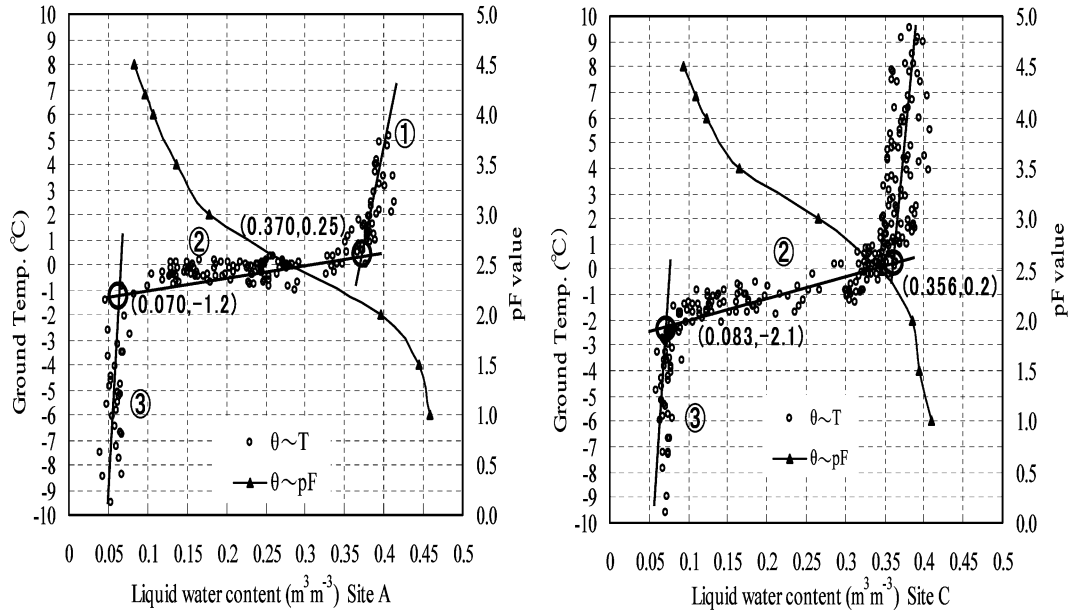


Fig. 4 The soil water retention curves and the liquid water contents vs. soil temperatures at site A and C.

and water content measurements. The direct lines are applied to approximate the development of liquid water content vs. ground temperature : Line ① represents the unfrozen stage ; line ② : the freezing stage ; line ③ : the frozen stage. The intersection points of line ② and ③ at site A and C are $(0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}, -1.2^\circ\text{C})$ and $(0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}, -2.1^\circ\text{C})$. According to the water retention curves, when the unfrozen water content are 0.07 and $0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, the coincident pF values are greater than pF 4.2. It is known that if the pF value is larger than 4.2, the water will be kept in intensively bound state around the surface of soil particles (Association of Soil Physics, Japan, 1979), that means the movement of the unfrozen water in the extensively frozen layers becomes extremely difficult and therefore can be actually neglected. As a result, the unfrozen water contents of $0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and $0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, the ground temperatures of -1.2 and -2.1°C can be regarded as the boundary values between extensively frozen layers and partially frozen layers. The difference of the boundary temperature between site A and C is mainly due to the

difference of salt concentration of the two soils.

It is noted that the liquid water contents decreased at the depth where the temperature were $+0.25$ and $+0.2^\circ\text{C}$ at site A and C, respectively. It is considered that the water in the unfrozen layers just below the freezing front was strongly absorbed due to the suction yielded at the freezing front. The same phenomena are also found in some experiments in laboratory (Mizoguchi, *et al.*, 1986 ; Inoue, 2002) and observations *in situ* (Stein and Kane, 1983 ; Cary, 1987). In fact, the line ① and ② should intersect theoretically on the depressed freezing points of -0.27 and -0.93°C at site A and C, respectively.

3.5 Delimitation of freezing soils

Through the evidences in the liquid water content and ground temperature, it reveals that -1.2°C and -2.1°C can be used as the discrimination between frozen and freezing for the site A and C. Here, following definitions are proposed :

1. “extensively frozen layers” : In these layers, the unfrozen water contents are smaller than the amount of 0.07 or $0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and are

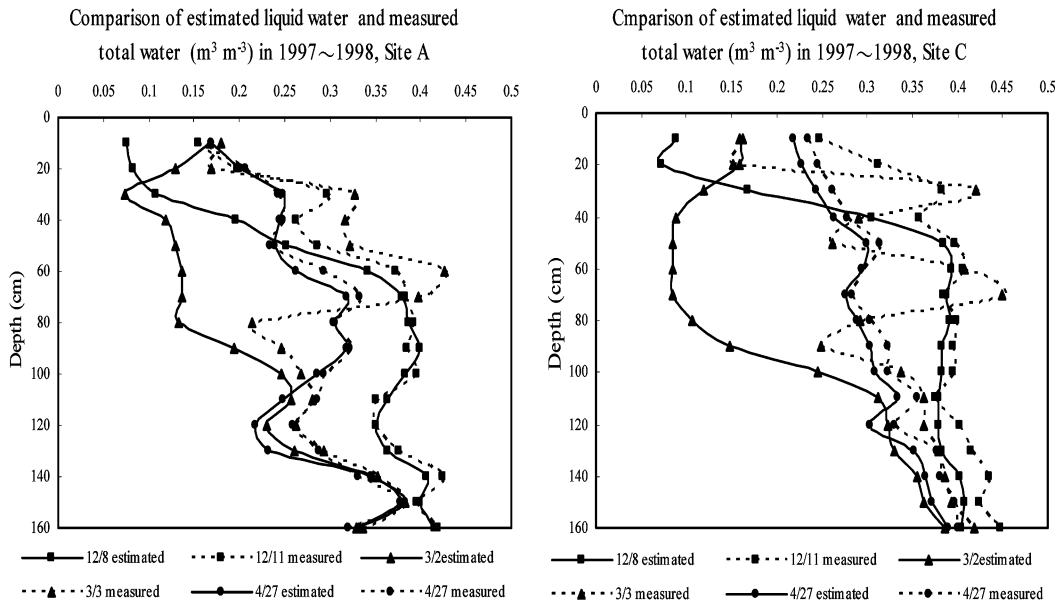


Fig. 5 The comparison of estimated liquid water content and measured total water content in 1997~1998 at site A and C.

kept almost unchanged. The ground temperatures are lower than -1.2 or -2.1°C at site A or C, respectively. The transformation of water to ice is so small that can be neglected.

2. “partially frozen layers”: In these layers, the unfrozen water contents increase abruptly from 0.07 or 0.08 to $0.35\sim 0.36\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$. The ground temperatures are within $-1.2\sim -0.21^{\circ}\text{C}$ or $-2.1\sim -0.63^{\circ}\text{C}$ for site A or C, respectively. The transforming amount of liquid water to ice is relatively large.

The liquid water contents estimated from the TDR data and the total water contents measured gravimetrically from the soil samples are compared in Fig. 5. In thawed soils which are judged by ground temperature, the estimated liquid water contents are in good agreement with those measured ones. When the soil freezes, the estimated liquid water content represents the unfrozen water content. There seems no reason why the estimated unfrozen water contents in frozen soil are not reliable.

3.6 Penetration rates of frozen and freezing layers

From the profiles of ground temperatures and liquid water contents in Fig. 2 and 3, the freezing penetration rates were investigated. The average rates of extensively partially frozen layers were 0.72 cm d^{-1} and 0.69 cm d^{-1} at site A and C, at the same time they were 1.17 cm d^{-1} and 0.96 cm d^{-1} of partially frozen layers at site A and C, respectively. The fronts of extensively and partially frozen layers are showed in Fig. 6.

3.7 Liquid water profiles in thawing period

The soil started to thaw from the beginning of March. At site A and C, the layers those liquid water contents were lower than $0.1\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ still existed in the depth of $0.30\sim 0.40\text{ m}$ and $0.30\sim 0.60\text{ m}$ in the beginning of March (Fig. 7). Such layers disappeared in the end of March. The layers those temperatures were below the depression of freezing points were present in depth of $0.70\sim 0.90\text{ m}$ till the end of April. The average thawing rate was 1.43 cm d^{-1} in March and $2.86\sim 3.57\text{ cm d}^{-1}$ in April,

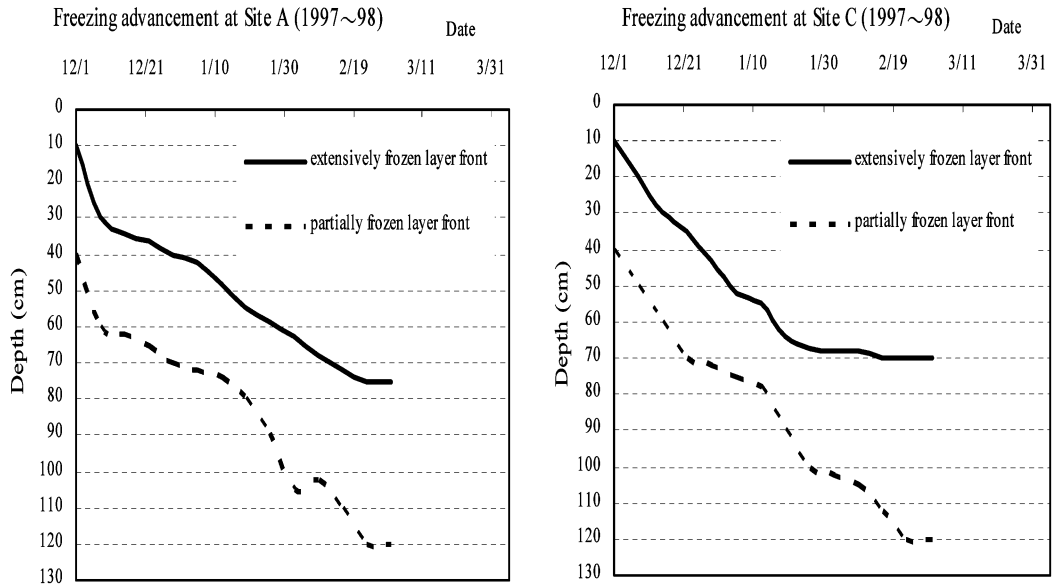


Fig. 6 The advancement of extensively frozen layers and partially frozen layers in 1997~1998 at site A and C.

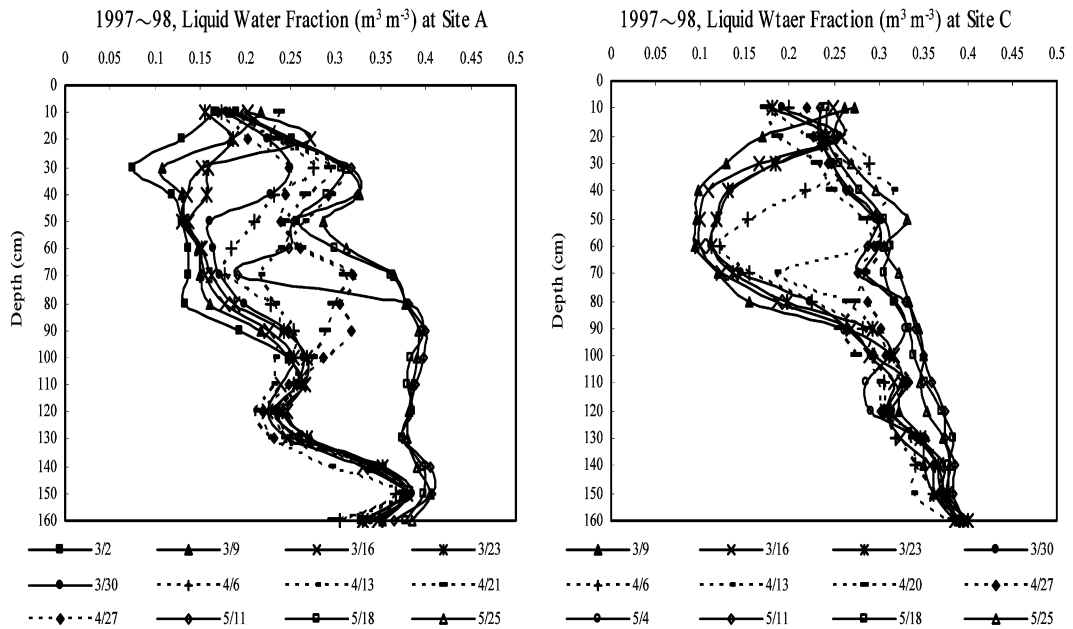


Fig. 7 The liquid water profiles in thawing period in 1997~1998 at site A and C.

which is estimated corresponding to the ground temperature.

4. Conclusion

Through the analysis of ground temperature and unfrozen water content, the soil freezing stages and properties are revealed at site A and C in Hetao. The unfrozen water content of $0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and $0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, isotherm of -1.2°C and -2.1°C can be applied to distinguish different freezing stages, that is helpful for the study of salts transportation in this region. The definitions of “extensively frozen layer” and “partially frozen layer” are proposed and their penetration rates are also evaluated. The thawing rate was higher than freezing rate and it became faster in April than in March.

Acknowledgement

The authors would like to express their gratitude to the staff in Shaohaoqu Experimental Station, Hetao Irrigation District, Inner Mongolia. This research has been partly supported by the Core Research for Evolution Science and Technology (CREST) program of Japan Science and Technology Corporation (JST).

References

- Association of Soil Physics, Japan (1979) : Soil Physics-soil engineering basis, Morikita Press, 220–225.
- Cary, J.W. (1987) : A new method for calculating frost heave including solute effects, *Water Resour. Res.*, **23** : 1620–1624.
- Chen, X.F., Mitsuno, T., Horino, H. and Maruyama, T. (1998) : Numerical experiment method of the soil freezing and thawing by coupled heat and water transfer model : studies on the analysis of the freezing and thawing process of soils (I), *Journal of the Japanese Soc. of Soil Physics*, **78** : 25–34.
- Derby, N.E. and Knighton, R.E. (2001) : Field-scale preferential transport of water and chloride tracer by depression-focused recharge, *J. Environmental Quality*, **30** : 194–199.
- Inoue, M. (2002) : A study on the measurements of soil water, solute and thermal conductivity in freezing and thawing courses, Master's Dissertation, Okayama University Graduated School, 16–22.
- Kinosita, S. (1982) : Physics of frozen ground, Morikita Press, 213–222.
- Mizoguchi, M., Nakano, M. and Shirai, K. (1986) : Simultaneous change of water content, solute and temperature layers in a partially frozen unsaturated soil, *Trans. JSIDRE*, **122** : 11–17.
- Patterson, D.E. and Smith, M.W. (1984) : Liquid water content in saline soils : results using time-domain reflectometry, *Can. Geotech. J.*, **22** : 95–101.
- Spaans, E.J.A. and Baker, J.M. (1995) : Examining the use of time domain reflectometry for measuring liquid water content in frozen soil, *Water Resour. Res.*, **31** : 2917–2925.
- Stein, J. and Kane, D.L. (1983) : Monitoring the liquid water content of soil and snow using time domain reflectometry, *Water Resour. Res.*, **19** : 1573–1584.
- Wang, L.P. and Akai, T. (2003) : Estimation of liquid water content by TDR measurements in frozen soils, *Trans. of JSIDRE*, **224** : 89–95.
- Wang, L.P., Chen, Y.X. and Zeng, G.F. (1993) : Irrigation drainage and salinization control in Neimenggu Hetao Irrigation District, Chinese Water Resource and Electric Power Press.
- Kubo, R., Nagakura, S., Iguchi, H. and Ezawa, H. (1987) : Handbook of Physics and Chemistry, Iwanami Press, 1295.

中国河套灌区における TDR で測定した不凍水量による 土壌の凍結過程の解析

王 麗萍*・赤江剛夫**

* 岡山大学大学院自然科学研究科, 〒700-8530 岡山市津島中 3-1-1

** 岡山大学環境理工学部, 〒700-8530 岡山市津島中 3-1-1

要 旨

TDR で推定した液状水分量と地温データを用い, 中国内蒙古河套灌区にある耕地 A, 塩害地 C における凍結の進行過程について検討した。不凍水の移動特徴から, 凍結土層は“完全凍結層”と“部分凍結層”に区別された。現地の試験スポットの Site A と C において, 完全凍結層はそれぞれ $0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 以下の不凍水分量を保ち, 鉛直下方へ進行するのに対し, 部分凍結層は厚さ $0.30 \sim 0.40 \text{ m}$ の土層内で不凍水分量がそれぞれ $0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ から $0.35 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $0.36 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ へ急激に変化する傾向を示した。地温 -1.2°C , -2.1°C はそれぞれの試験スポットの“完全凍結層”と“部分凍結層”の境界になっていることが判明した。

キーワード: 不凍水分量, 地温, 完全凍結層, 部分凍結層

受稿年月日: 2003 年 12 月 3 日

受理年月日: 2004 年 6 月 14 日

Practical Aspects of TDR for Simultaneous Measurements of Water and Solute in a Dune Sand Field

Hossein DEGHANISANIJ*, Tahei YAMAMOTO** and Mitsuhiro INOUE**

* Agricultural Engineering Research Institute, Karaj, Iran, P.O.Box : 31585-845

** Tottori University, Arid Land Research Center, 1390 Hamasaka,

Tottori 680-0001, Japan

Abstract

Simultaneous measurement of volumetric soil water content (θ_w) and soil solution electrical conductivity (EC_w) was made for dune sand soil using Time Domain Reflectometry (TDR). The best relationship between TDR dielectric constant (K_a) and θ_w , and that for bulk soil electrical conductivity (EC_b) and EC_w were defined for dune sand soil and assessed in a dune sand field. The salinity of soil solution showed no effect on K_a and consequent θ_w . The commonly used linear relation between TDR transmission coefficient (T) and θ_w was inaccurate for dune sand soil when θ_w was in the range of soil water holding capacity. A polynomial equation was suggested for expressing the relation between T and θ_w , with less variation than a power relation. Based on field assessment, there was a better agreement between θ_w recorded by TDR and that from soil sampling than a similar relation for EC_w . The relative error (RE) between TDR measured and soil sampling was 4.97% and 10.67% for θ_w and EC_w , respectively.

Key words : TDR, Dune sand soil, Soil water content, Soil solution electrical conductivity

1. Introduction

Simultaneously and non-destructively measuring soil water content (θ_w) and soil solution electrical conductivity (EC_w) can be a useful approach at critical stages of crop growth in fields under irrigation with saline water. The conventional method for measuring soil salinity is by taking soil samples and determining the electrical conductivity of the extract of a saturated soil paste (Rhoades, 1982). These measurements can be converted into the soil solution salt concentration by correcting for the soil water content at the time of sampling. The soil solution can be sampled directly by porous suction cups. This method, however, is limited to a narrow range of soil moisture between (approximately) field capacity and saturation and the small sample volume tends to make the measurement variable (Broadbent, 1981). Soil water content can be measured by

destructive sampling and gravimetric determination or by the in situ neutron scattering method (Graecen, 1981). The two main limitations of the neutron method are its relatively large sampling and the radiation hazard involved. The fact that θ_w and EC_w are usually obtained from separate samples with different geometry would introduce an additional error in soil salinity assessment due to changes associated with spatial and temporal variations in θ_w and EC_w of soil samples (Dasberg and Dalton, 1985); besides continuous measurement is not possible.

The development of Time Domain Reflectometry (TDR) as a method for automated in-situ measurement of bulk soil electrical conductivity (EC_b) offers the promise of improved temporal resolution in tackling solute movement. During the last two decades, TDR method has become an established method to measure both θ_w (Topp *et al.* 1982) and EC_b as a

nondestructive technique (Dalton *et al.*, 1984 ; Nadler *et al.*, 1991 ; Dalton, 1992). The TDR principle is based on launching a spectrum of electromagnetic waves into a waveguide (TDR probe) embedded in the soil under investigation and measuring the reflected signal as a function of time.

The travel time of the waves in the waveguide is proportional to the θw and the attenuation can be related to ECb . Topp *et al.* (1980) showed a unique equation between the apparent dielectric constant (Ka) and θw of measured soil for a large range of soil structures from clay to sandy loam, which is applied globally to calculate θw from Ka (Drungil *et al.*, 1989 ; Grantz *et al.*, 1990 ; Pepin *et al.*, 1992). However, there are some potential sources of error that have received attention : (i) low density soil (Dirksen and Dasberg, 1993 ; Weitz *et al.*, 1997), (ii) clay and organic soils which caused a sharper-than-average curvature of Ka - θw relations (Brisco *et al.*, 1992 ; Dasberg and Hopmans, 1992 ; Roth *et al.*, 1992 ; Weitz *et al.*, 1997 ; Nadler *et al.*, 1999), and (iii) temperature whose effect on TDR-measured Ka is related to the soil texture and water content. According to Pepin *et al.* (1995), the temperature effect on TDR-measured Ka is large in a wetter and finer textural soil. They speculated that a larger temperature effect on wetter and finer-textured soils dominated by free water might be attributed to bound water, which had a smaller temperature dependency for Ka than free water. The temperature effect on TDR-measured Ka for different textural soils was investigated experimentally and theoretically by Or and Wraith (1999). They concluded that the amount of bound water restricted, depending on clay minerals, on soil particles was attributed to the temperature effect.

On the basis of TDR measurement in soils wetted with solutions of a given salt concentration there are conflicting reports on the effect of salinity on the Ka and on θw . Some studies suggest that elevated salinity of the soil solution can cause over-estimation of Ka , resulting

in an over-estimation of θw (Dalton, 1992 ; Noborio *et al.*, 1994 ; Wyseure *et al.*, 1997), while others show no effect (Mallants *et al.*, 1996 ; Dalton and van Genuchten, 1986 ; Timlin and Patchesky, 1996) and some show both under- and over-estimation (Borner *et al.*, 1996 ; Bridge *et al.*, 1996 ; Gregory *et al.*, 1995). Salinity affects TDR functionality in measuring θw by increasing the attenuation of the TDR signal, reducing its accuracy and eventually leading to its disappearance (Nadler *et al.*, 1999). From these results, there is need to explore how to measure θw and ECw simultaneously. Moreover, in some exceptional conditions TDR method is constrained by uncertainty about its accuracy and their applicability (Kachanoski *et al.*, 1992). Dune sand soil, where the soil water-holding capacity is $0.03\text{--}0.08\text{ cm}^3\text{ cm}^{-3}$ and even a small error ($0.01\text{ cm}^3\text{ cm}^{-3}$ error $\cong 20\%$ of soil water holding capacity) is very critical for crops life could be such exception.

Some probes can measure θw and ECw from soil samples with different geometry. Inoue and Shiozawa (1994) calibrated a four-electrode probe and tensiometer in dune sand soil for measuring θw and ECw simultaneously. They found a relative error (RE) of 2.4% and 5.6% for θw and ECw respectively. However, they used two different probes for measuring θw and ECw simultaneously, which were not set up in the same sampling area. As a result, hand made TDR probes were developed to measure θw , ECb and temperature simultaneously from a soil sample for a given interval of time.

The objectives of this study were (i) to determine Ka - θw relationships and the best model for the estimation of ECw from ECb in dune sand soil and (ii) to assess some aspects of TDR method for the estimation ECw and θw in a dune sand field.

2. Theory

2.1 Relation between Ka and θw

The travel time for a pulsed electromagnetic signal along a TDR probe is dependent on the velocity of the signal and the length of the

wave-guide. The velocity is dependent on Ka of the material surrounding the wave-guide. This relation can be expressed by the following equation (Topp *et al.*, 1980) :

$$\sqrt{Ka} = \frac{La}{L} = \frac{c \Delta t}{2L} \quad (1)$$

where La (m) is apparent probe length, L (m) is the wave-guide length, and c (m s^{-1}) is the velocity of the electromagnetic signals in free space. The dielectric constant of water relative to other soil constituents is high. Consequently, changes in soil water content (θw) are directly related to the change in the Ka of bulk soil material, $\theta w = f(Ka)$ (Topp *et al.*, 1980).

2.2 Relation between ECw and ECb

While the velocity of the applied pulse along a waveguide is dependent on the dielectric constant of the material surrounding the waveguide, the amplitude of the reflected voltage is dependent on electrical conduction of the applied signal between probe rods. The presence of free ions in the soil solution will result in attenuation of the applied signal. The TDR100 (Campbell Scientific) was used in this study for measuring both Ka and ECb . The theory of Giese and Tiemann (1975) has been applied to the measurement of soil bulk electrical conductivity in TDR100. A commonly used expression is :

$$ECb = \frac{Kp}{Zc} \frac{1-\rho}{1+\rho} \quad (2)$$

where Kp is a probe constant, Zc is the cable impedance, and ρ is the reflection coefficient. The reflection coefficient is the ratio of the reflected voltage to the applied voltage and ranges between plus and minus one.

A two-pathway model (Rhoades *et al.*, 1976) was used in this study to find the relation between ECw and ECb . In a two-pathway model, electrical conduction is assumed to take place along two parallel conducting paths. The predominant path is through the soil solution, ECw , also known as pore water electrical conductivity. The contribution of the solid fraction, ECs , takes place along the continuous films of exchangeable cations residing on the

surface of the solid particles. According to this model, ECb at constant θw is linearly related to ECw :

$$ECb = ECs + T\theta w ECw \quad (3)$$

where T is a transmission coefficient. The T can be expressed as a function of θw by a linear (Rhoades *et al.*, 1976) or power (Amente *et al.*, 2000) curve and the empirical constant of linear ($a\theta w + b$) or power ($a\theta w^b$) can be estimated by fitting ECb against θw measured under constant ECw . This technique of keeping ECw constant is used in the determination of the two constants, a and b . Under field conditions, however, ECw is rarely constant because of changes in θw due to evaporation, drainage or infiltration. Although originally Rhoades *et al.* (1976) reported that ECs was essentially independent of water content, their later model showed a dependency of the ECs on the θw (Rhoades *et al.*, 1989). As a result, the relation between ECb and ECw is function of θw , for a defined T and ECs as a function of θw .

3. Materials and Methods

The experiments were conducted at the Arid Land Research Center (ALRC), Tottori University, Japan ($35^{\circ}32'N$, $134^{\circ}13'E$). The relations between θw and Ka , and between ECw and ECb in dune sand soil collected from ALRC field was evaluated and quantified in a controlled temperature environment ($25^{\circ}C$) using TDR probes. Soil water characteristics curve for the dune sand soil is shown in Fig. 1 and the physical properties are given in Table 1.

The 36 TDR probes (Fig. 2) used as a wave-guide, were each connected to the Campbell Co. TDR100 and SDMX50 multiplexers by 11-meter Fujikura RG-58A cable. The handmade TDR probes used in this study were designed with similar structure as the ThetaProbe (Gaskin and Miller, 1996). It included 4 rods, 3 of which performed as shield rods and one (central rod) as signal rod (Fig. 2). The calibration processes were examined on dune sand soil columns, with 8 levels of θw (0.031, 0.063, 0.094, 0.123, 0.149, 0.232, 0.291, and $0.363 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) and 8 levels of

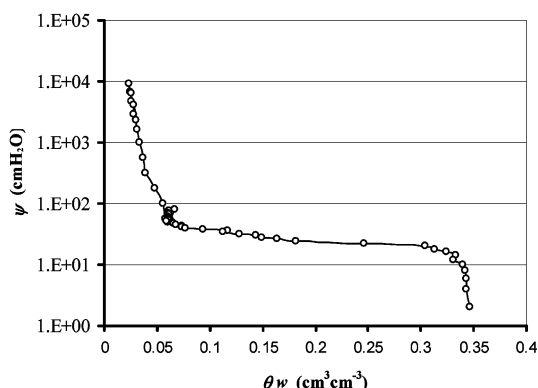


Fig. 1 Relationship between matric-potential (Ψ) and soil water content (θ_w) in dune soil.

Table 1 The physical properties of dune sand soil

Factors	Values
Sand (%)	96.1
Silt (%)	0.4
Clay (%)	3.5
Specific gravity (%)	2.66
Apparent specific gravity (%)	1.56
Field capacity, FC ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0.074
Initial wilting point, IWP ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0.025
Permanent wilting point, PWP ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0.022
Saturated soil moisture content ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0.413

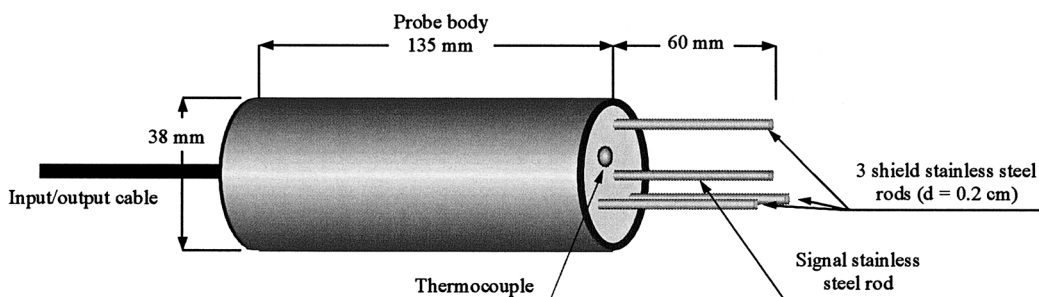


Fig. 2 Structure diagram of handmade soil-TDR probe.

NaCl (EC_w) concentration (0.0, 0.62, 1.22, 1.99, 2.56, 3.10, 3.83 and 5.64 dS m^{-1}), in a total of 64 soil column samples. Each column with $20 \text{ cm} \times 25 \text{ cm}$ (diameter $\times$ height) dimension was packed with oven-dried soil mixed with the above NaCl solutions.

The TDR probes were installed in vertical direction, individually, in each soil column (64 soil column samples). The gravimetric water content was determined by oven drying 3 soil samples taken from each column and θ_w was calculated using the known bulk density of the soil (1.56 Mg m^{-3}). The EC_w of the soil samples was determined based on the conductivity of 1 : 5 extracts (Richards, 1954) of oven-dried soil : distilled water. Each soil column sample was shaken and repacked with known bulk density after measuring θ_w and EC_w by 6 of TDR probes to minimize the error due to movement

of solution during the measurement. The soil column sample was always covered and only opened shortly during the measurement to prevent evaporation.

The relation between θ_w and K_a was defined and statistically compared with Topp *et al.* model (1980) using the root mean square error (RMSE) and regression analyses. The following equation was used for the computation of the RMSE :

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n d_i^2}{n}} \quad (6)$$

where ; d_i is the difference between i th predicted by model and i th measured values and n is number of the data pairs.

The models defined for the relationship between EC_w and EC_b were compared using the relative errors of measuring soil solution electrical conductivity (EC_w^*/EC_w). Where EC_w^*

is soil solution electrical conductivity with a measurement error of $\delta = \pm 0.01 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ($\theta w^* = \theta w \pm \delta$) and ECw is the actual soil solution electrical conductivity.

Finally, the relationship between θw and Ka , and between ECw and ECb in dune sand soil was assessed using field data. The soil samples for the field data were collected at the end of a field study on water and solute movement under drip irrigation system using TDR, where all the 36 TDR probes were buried in the field of ALRC for 3 months (DehghaniSanij *et al.*, 2003). The Ka and ECb were recorded for each TDR probe (θ_{TDR} and EC_{TDR}). At about the same time soil samples were collected from the each TDR probe geometry to determine θw and ECw in the laboratory (θ_{ref} and EC_{ref}).

Relative error statistical analyses were used to compare θw and ECw measured by TDR method (θ_{TDR} and EC_{TDR}) with the results of soil sampling θ_{ref} and EC_{ref} determined by conventional methods as follows :

$$RE = \frac{\sum_{i=1}^n |X_i - Y_i| / n}{\bar{X}} \times 100 \quad (7)$$

where ; RE is relative error (%), i is number of samples ($i=1, \dots, n$), n is total number of samples, X is θ_{ref} or EC_{ref} , Y is θ_{TDR} or EC_{TDR} and $\bar{X}$ is average of θ_{ref} or EC_{ref} .

4. Results and Discussion

4.1 Water content measurement

The relationship between Ka measured with TDR and the θw obtained by gravimetric method for all soil column samples was found by making a polynomial plot between Ka and θw (Fig. 3). The relationship as given by Topp *et al.* (1980) for different soil materials is also

shown. The regression equation for the relationship between Ka and θw obtained from our data (Fig. 3) showed less $RMSE$ than that reported by Topp *et al.* (1980) (Table 2). Obviously, Topp's model predicted soil water content $\cong 0.02 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ less for dune sand soil in the area between field capacity (FC) and near saturation condition (Fig. 3). However, between field capacity (FC) and initial wilting point (IWP) when $\theta w = 0.03\text{--}0.08 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, the results of Topp *et al.* (1980) model are very similar to that from gravimetric determination (Fig. 3). Fig. 3 shows the scattering of data when $\theta w \geq 0.10 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, which can be attributed to solution movement in the soil column samples during the experiments. Statistically the difference between results of calibration equation and Topp model was not significant ($P < 0.05$). This result is in agreement with the results of Dalton and van Genuchten (1986) and Mallants *et al.* (1996) for a sandy loam soil with θw in the range of $0.12\text{--}0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, and

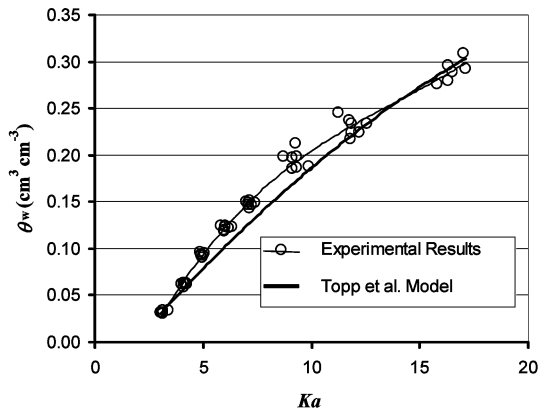


Fig. 3 Relation between dielectric constant (Ka) and soil water content (θw) in dune soil.

Table 2 Regression coefficients (R^2) and root mean square error (RMSE) for the relationship between dielectric constant (Ka) and soil water content (θw) using equation $\theta w = a Ka^3 + b Ka^2 + c Ka + d$ and Topp model

Experiment	n	a	b	c	d	R^2	RMSE
Topp <i>et al.</i> (1980)		0.43×10^{-5}	-0.00055	0.0292	-0.0530		0.016
Experimental data	56	7×10^{-5}	-0.0031	0.0558	-0.1168	0.992	0.009

Timlin and Patchesky (1996) for loamy sand and silty clay soils with θ_w in the range of 0.08–0.43 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$. From the soil texture and range of θ_w in our study (Fig. 3) and the results of other researchers, salinity of soil solution showed no effect on Ka and consequent θ_w in a wide range of soil water content (0.03–0.43 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) and soil texture (sand to silty clay).

4.2 Soil solution electrical conductivity measurements

To use the TDR method (Eq. 5), the T and ECs must be defined for any individual soil. Theoretically, the interception of curves of ECb and θ_w give ECs (Eq. 5). However, arbitrarily selecting water content values and evaluating ECb corresponding with different ECw at the same θ_w can make better estimation of both T and ECs (Mallants *et al.*, 1996).

According to Eq. (5), the ratio of $(ECb - ECs)/ECw$ is equal to $T\theta_w$ which is plotted vs. θ_w in

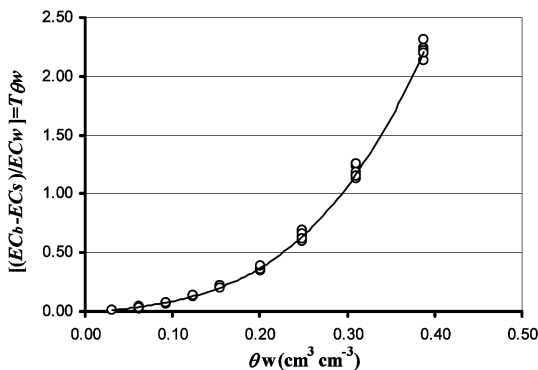


Fig. 4 Relation between (bulk soil electrical conductivity (EC_b) – apparent electrical conductivity (ECs)/soil solution electrical conductivity (ECw)) vs. soil water content (θ_w), in dune soil.

Table 3 Transmission coefficient (T) of dune soil expressed as linear, polynomial and power function of soil water content, θ_w ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)

Expression	a	b	c	R^2
$T = a \theta_w + b$	18.242	–1.5647		0.991
$T = a \theta_w^2 + b \theta_w + c$	37.15	–1.3116	0.6099	0.999
$T = a \theta_w^b$	11.591	2.0709		0.986

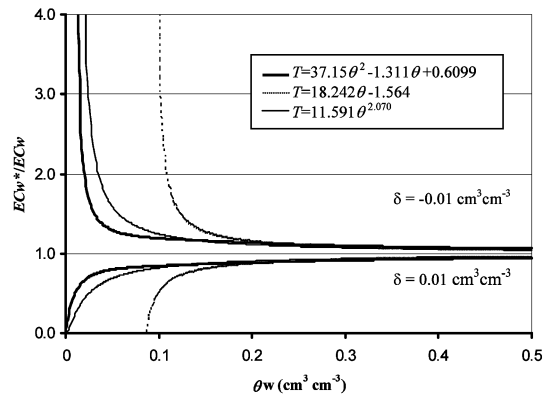


Fig. 5 Variation in ratio of soil electrical conductivity with measurement error of $\delta = \pm 0.01 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$ (ECw^*) and actual soil electrical conductivity (ECw) with soil volumetric water content (θ_w).

Fig. 4. T can be related to θ_w using a linear (Rhoades *et al.*, 1976), polynomial and power relation with relatively high correlation (Table 3). The polynomial relation showed higher correlation ($R^2 = 0.999$). The relative errors of measuring soil solution electrical conductivity (ECw^*/ECw) were determined for each correlation equation in Table 3 to reduce the variation in measuring ECw . The variation in ECw^*/ECw with θ_w for a $\delta = \pm 0.01 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$ are illustrated in Fig. 5. The ratio of ECw^*/ECw is > 1.0 when $\delta = -0.01$ and vice versa. The commonly used linear relation between T and θ_w , suggested by Rhoades *et al.* (1976), is inaccurate for dune sand soil when θ_w is in dune sand soil water holding capacity and the polynomial relation showed less variation than the power relationship (Fig. 5). Consequently, we suggest a polynomial relation between T and θ_w for dune sand soil as used in this study.

4.3 Soil water content and soil salinity measurements

The relationship between gravimetric determinations of soil water content from the experimental field (θ_{ref}) compared to values measured by TDR (θ_{TDR}) and those calculated with Topp *et al.* (1980) model (θ_{Topp}) is presented in Fig. 6. The correlation between $\theta_{\text{ref}} - \theta_{\text{TDR}}$ and $\theta_{\text{ref}} - \theta_{\text{Topp}}$ was almost same (0.950 and 0.945 respec-

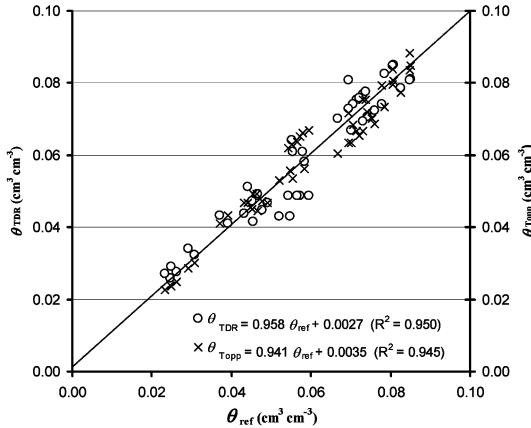


Fig. 6 Relation between volumetric soil water content measured by TDR (θ_{TDR}) and that calculated by Topp *et al.* (1980) model (θ_{Topp}) vs. gravimetric determination (θ_{ref}).

tively). The good agreement between $\theta_{\text{ref}} - \theta_{\text{TDR}}$ and $\theta_{\text{ref}} - \theta_{\text{Topp}}$ where θ_{TDR} and θ_{Topp} was calculated using different calibration equation can be contributed to applicability of Topp model for measuring θw in dune sand soil when $0.02 < \theta w < 0.01 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, same results was concluded earlier. The result of relative error (*RE*) statistical analysis was 4.97% between θ_{ref} and θ_{TDR} . These results show that the TDR method is reliable and can be used for measuring θw in dune sand field. Dasberg and Dalton (1985), and Nadler *et al.* (1991) presented a relatively high correlation between TDR and gravimetric determination in sandy loam soil ($R^2 = 0.842$) and silty loam soil ($R^2 = 0.982$) respectively.

The data for soil solution electrical conductivity measured by soil sampling from the experimental field (EC_{ref}) and that measured by TDR (EC_{TDR}), and calculated with substitution of Topp *et al.* (1980) model in Eq. 5 (EC_{Topp}) are presented in Fig. 7. The percentage of *RE* for EC_{TDR} was about 10.67%, which was higher than that for θ_{TDR} . The percentage of *RE* was higher than that reported by Inoue and Shiozawa (1994), possibly due to (i) the soil used in their study was washed dune sand soil, where the percentage of clay was almost zero,

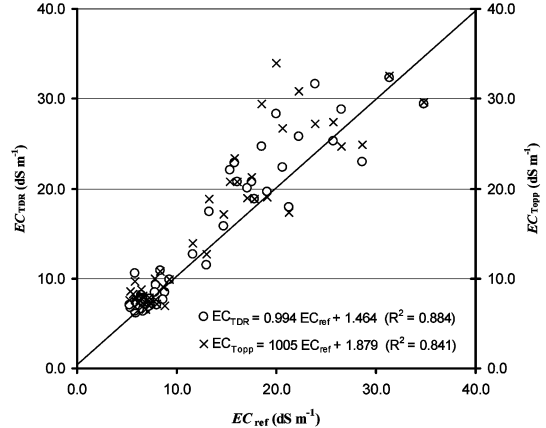


Fig. 7 Relation between soil solution electrical conductivity measured by TDR (EC_{TDR}) and that calculated by Topp *et al.* model (EC_{Topp}) vs. soil sampling determination (EC_{ref}).

(ii) they used different type of probes for measuring θw and ECw in soil samples with different geometry.

The correlation between $EC_{\text{ref}} - EC_{\text{TDR}}$ was higher than between $EC_{\text{ref}} - EC_{\text{Topp}}$ (Fig. 7). This can be ascribed to less estimation of θw by Topp *et al.* (1980) model when $\theta_{\text{ref}} \geq 0.08 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Regardless of the high correlation between the EC_{TDR} and EC_{ref} (Fig. 7), many points are not close to the 1 : 1 line. There was a low scattering for both TDR data and data estimated from Topp *et al.* (1980) model when EC_{ref} was low and vice versa, which can lead to less accuracy of TDR method under high salinity. Similar results were reported by Dasberg and Dalton (1985) for a sandy loam soil with less scattering of the data, and for a silty loam soil (Nadler *et al.*, 1991) with much less scattering.

Since the main effective factor on soil electrical conductivity is soil water content values, variation of EC_{TDR} and θ_{TDR} simultaneously plotted in Fig. 8. There was a relatively high negative agreement between changes in θ_{TDR} and EC_{TDR} (Fig. 8). However, the scattering of the data was high when θ_{TDR} was low. From these results we conclude that the accuracy of

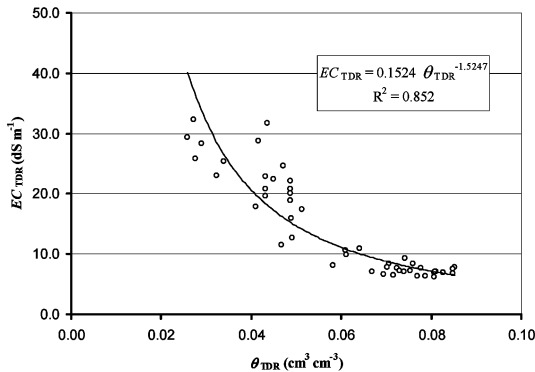


Fig. 8 Simultaneous variation in soil solution electrical conductivity (EC_{TDR}) and volumetric soil water content (θ_{TDR}) for dune sand field.

EC_{TDR} values is low when $\theta w \leq 0.03 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ and high when $0.05 \leq \theta w \leq 0.08 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. We confirm the reliability and accuracy of TDR in a dune sand field when the irrigation intensity is high or soil water content is near field capacity.

5. Conclusion

The TDR method was tested for measuring θw and ECw simultaneously in a dune sand soil. The preliminary conclusion reached by Dalton *et al.* (1984) that "TDR, in conjunction with known relations between relative electrical conductivity and soil water conductivity, provides a new and powerful tool in soil water research in that a measurement can yield both θw and ECw " has been confirmed by the data presented in this paper for dune sand soil. The volumetric soil water contents were found to be accurately determined by the TDR method for dune sand soil, except in the case of very dry ($\theta w < 0.03 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) or very wet ($\theta w \geq 0.10 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) dune sand soil. This may be attributed to (i) the difficulty in interpreting the TDR in dune sand soil where the water holding capacity is low and not related to the basic principles of TDR technique and (ii) high spatial variability of θw in dune sand soil under very wet condition. The commonly used linear relation between T and θw was inaccurate for

dune sand soil when θw was in water holding capacity range. From our field assessment, the RE for measuring ECw using TDR was relatively higher than that for θw . The accuracy of TDR was less when ECw was high or θw was low ($< 0.03 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$). Practically, the TDR can be used in a dune sand field for recording ECw and θw , when θw ranges between FC and IWP.

References

- Amente, G., Baker, J.M. and Reece, C.F. (2000) : Estimation of soil solution electrical conductivity from bulk soil electrical conductivity in sandy soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **64** : 1931–1939.
- Borner, T., Johnson, M.G., Rygielwicz, P.T., Tingey, D.T. and Jarrell, G.D. (1996) : A two-probe method for measuring water content of this forest litter layers using time domain reflectometry. *Soil Technol. J.* **9** : 199–207.
- Bridge, B.J., Sabburg, J., Habash, K.O., Ball, J.A.R. and Hancock, N.H. (1996) : The dielectric behavior of clay soils and its application to time domain Reflectometry. *Aust. J. Soil Res.* **34** : 825–835.
- Brisco, B., Pultz, T.J., Brown, R.J., Topp, J.C., Hares, M.A. and Zebchuk, W.D. (1992) : Soil moisture measurement using portable dielectric probes and time domain reflectometry. *Water Resour. Res.* **28** : 1339–1346.
- Broadbent, F.E. (1981) : Methodology for nitrogen transformation and balance in soil. *Plant Soil J.* **58** : 383–401.
- Dalton, F.N. (1992) : Development of time domain reflectometry for measuring soil-water content and bulk electrical conductivity. p. 143–167. *In* G.C. Topp *et al.* (ed.) *Advances in measurement of soil physical properties : Bringing theory into practice*. Spec. Publ. **30**. SSSA, Madison WI.
- Dalton, F.N., Herkelrath, W.N., Rawlins D.S. and Rhoades J.D. (1984) : Time domain reflectometry : simultaneous assessment of the soil water content and electrical conductivity with a single probe. *Science* **224** : 989–990.
- Dalton, F.N. and van Genuchten, M. Th. (1986) : The time-domain reflectometry method for measuring soil water content and salinity. *Geoderma J.* **38** : 237–250.
- Dasberg, S. and Hopmans, J.W. (1992) : Time domain reflectometry calibration for uniformly an non-uniformly wetted sandy soil and clayey loam soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **56** : 1341

- 1345.
- Dasberg, S. and Dalton F.N. (1985) : Time domain reflectometry measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **49** : 293-297.
- DehghaniSanij, H., Yamamoto, T. and Inoue, M. (2003) : Assessment of water and solute movement in dune-sand under drip irrigation. *Proceedings of the Japanese Society of Irrigation, Drainage and Reclamation Engineering*, Okinawa, Japan, pp. 678-679.
- Dirksen, C. and Desberg, S. (1993) : Four component mixing model for improved calibration of TDR soil water content measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **57** : 660-667.
- Drungil, C.E.C., Abt, K. and Gish, T.J. (1989) : Soil water determination in gravelly soils with time domain reflectometry. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* **32** : 177-180.
- Gaskin, G.J. and Miller, J.D. (1996) : Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique. *Agric. Eng. Res. J.* **63** : 153-160.
- Giese, K. and Tiemann R. (1975) : Determination of the complex permittivity from thin-sample time domain reflectometry : Improved analysis of the step response waveform. *Adv. Mol. Relaxation Processes* **7** : 45-49.
- Grantz, D.A., Perry M.H. and Meinzer F.C. (1990) : Using time domain reflectometry to measure water in Hawaiian sugarcane. *Agron. J.* **82** : 144-146.
- Greacen, E.L. (1981) : Soil water assessment by the neutron method. CSIRO, East Melbourne, Victoria, Australia, p. 140.
- Gregory, P.J., Poss, R., Eastham, J. and Micin., S. (1995) : Use of time domain reflectometry (TDR) to measure the water content of sandy soils. *Aust. J. Soil Res.* **33** : 265-276.
- Inoue, M. and Shiozawa, S. (1994) : Measurement of electrical conductivity in soil columns by the four-electrode method and its application. *J. jpn. Soc. Soil Phys.*, **70** : 23-28.
- Kachanoski, R.G., Pringle, E. and Ward, A. (1992) : Field measurement of solute travel times using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **56** : 47-52.
- Mallants, D., Vanclooster, M., Toride, N., Vanderborght, J., van Genuchten, M. Th. and Feyen, J. (1996) : Comparison of three methods to calibrate TDR for monitoring solute movement in undisturbed soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **60** : 747-754.
- Nadler, A., Dasberg, S. and Lapid, I. (1991) : Time domain reflectometry measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **55** : 938-943.
- Nadler, A., Gamliel, A. and Peretz, I. (1999) : Practical aspects of salinity effect on TDR-measured water content : a field study. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **63** : 1070-1076.
- Noborio, K., McInnes, K.J. and Heilman, J.L. (1994) : Field measurements of soil water content and electrical conductivity by time domain-reflectometry. *Comput. Electron. Agric.* **11** : 131-142.
- Pepin, S., Plamondon A.P. and Stein J. (1992) : Peat water measurement using time domain reflectometry. *Can. J. for Res.* **22** : 534-540.
- Pepin, S., Livingston N.J. and Hook W.R. (1995) : Temperature-dependent measurement error in time domain reflectometry determinations of soil water. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **59** : 38-43.
- Or, D. and Wraith, J.M. (1999) : Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry : a physical model. *Water Resour. Res.* **35** (2) : 371-383.
- Rhoades, J.D. (1982) : Soluble salts. In A.L. Page *et al.* (ed.) *Methods of soil analysis*, Part 2, 2nd ed. *Agronomy* **9** : 167-179.
- Rhoades, J.D., Manteghi, N.A., Shouse, P.J. and Alves, W.J. (1989) : Soil electrical conductivity and soil salinity : New formulations and calibrations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **53** : 433-439.
- Rhoades, J.D., Raats, P.A.C. and R.J., Prather (1976) : Effects of liquid phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **40** : 651-655.
- Richards, L.A. (1954) : Diagnosis and improvements of saline and alkali soils. *USDA. Agriculture Handbook* **60**. 160 p.
- Roth, C.H., Malicki, M.A. and Plagge, R. (1992) : Empirical evaluation of the relation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as a basis for calibrating soil moisture measurement. *J. Soil Sci.* **43** : 1-13.
- Timlin, D.J. and Patchesky, Ya.A. (1996) : Comparison of three methods to obtain the apparent dielectric constant from time domain Reflectometry wave traces. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **60** : 970-977.
- Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980) : Electromagnetic determination of soil water content : Measurement in coaxial transmission lines. *Water Resources Res.* **16** : 574-582.
- Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1982) : Elec-

- tromagnetic determination of soil water content using TDR : I. Application to wetting fronts and stepp gradients. Soil Sci. Soc. Am. J. **46** : 672-678.
- Wyseure, G.C.L., Mojid, M.A. and Malik, M.A. (1997) : Measurement of volumetric water content by TDR in saline soils. Eur. J. of Soil Sci. **48** : 347-354.
- Weitz, A.M., Grauel, W.T., Keller, M. and Veldkamp, E. (1997) : Calibration of time domain reflectometry technique using undisturbed soil samples from humid tropical soils of volcanic origin. Water Resour. Res. **33** : 1241-1249.

水分塩分同時測定に関する砂丘畑への TDR の実用評価

Hossein DEGHANISANIJ・山本太平・井上光弘

鳥取大学乾燥地研究センター

要 旨

砂丘砂に対して、TDR センサーを用いて体積含水率 (θ_w) と土壤溶液の電気伝導度 (EC_w) との同時測定を行い、TDR の誘電率 (K_a) と θ_w の関係、ならびに土壤の電気伝導度 (EC_b) と EC_w の関係を決定し、それらの関係を砂丘畑で評価した。土壤溶液の塩類濃度は K_a に影響を与えなかった。結果として、 θ_w にも影響を与えなかった。 θ_w が有効水分の範囲では、よく採用される TDR の伝達係数 (T) と θ_w との直線関係では精度が低く、多項式が指数関数よりも適合度が高かった。圃場における採土データで測定精度を評価した結果、TDR センサーで測定した EC_w と土壤サンプリングによる EC_w との関係よりも、TDR センサーで測定した θ_w と土壤サンプリングによる θ_w との関係がよく一致した。TDR センサーによる推定値と採土データとの相対誤差 (RE) は、 θ_w と EC_w に関して、それぞれ、4.97%、10.67% であった。

キーワード : TDR, 砂丘砂, 体積含水率, 土壤溶液の電気伝導度

受稿年月日 : 2004 年 2 月 12 日

受理年月日 : 2004 年 7 月 26 日

植林に伴う耕作放棄棚田の保水容量の変化

篠宮佳樹*・鳥居厚志*・稲垣善之*・山田 毅**

Changes in the Water Holding Capacity of Abandoned Terrace Paddy Fields Following Afforestation

Yoshiki SHINOMIYA*, Atsushi TORII*, Yoshiyuki INAGAKI* and Tsuyoshi YAMADA**

* Shikoku Research Center, Forestry and Forest Products Research Institute,
 Asakuranishimachi, Kochi 780-8077

** Forestry and Forest Products Research Institute,
 Matsunosato, Tsukuba 305-8687

Abstract

Water holding capacity, soil physical properties and organic matter properties in abandoned terrace paddy fields were investigated in order to evaluate the effect of afforestation on water conservation function. We studied 12 abandoned terrace paddy fields where sugi (*Cryptomeria japonica*) or hinoki (*Chamaecyparis obtusa*) were planted. The stand ages ranged from 12 to 33 years. The water holding capacity and permeability of surface soil in abandoned terrace paddy fields increased with increasing stand age. They became almost equal to those in artificial forests of sugi or hinoki in mountainous area about 30 years after afforestation. The water holding capacity correlated with soil carbon content and can be predicted from the stand age and carbon content at the organic layer by multiple regression analysis. Increase of the stand age indicates increases of litterfall, carbon content in mineral soils and activity of soil fauna. As a result, soil aggregate develops well so that the water holding capacity increases. Comparing similarly aged stands, the water holding capacity and carbon content in mineral soils were greater in lower carbon content at organic layer. This suggests that decomposition of litterfall is important for the water holding capacity. These results suggest that water conservation function in soil of abandoned terrace paddy fields would be elevated following afforestation.

Key words : abandoned terrace paddy fields, afforestation, water holding capacity, permeability, water conservation function

1. はじめに

我が国の中山間地域では、減反政策や過疎化などの社会的、経済的要因に加え、労働条件の悪さも影響して、耕作放棄される棚田が増加している。その面積は全国の棚田全体の約12%（約2.6万ha）と推定されている（中島, 1999）。棚田を耕作放棄すると、本来棚田が有する国土保全、水源かん養などの多面的機能の低下が危惧される。このような情勢から、休耕水田や耕作放棄棚田の土

壌や植生の変化が報告された（安西・松本, 1988；松村ら, 1988；太田ら, 1996；吉田ら, 1997）。また、耕作放棄により畦畔が管理されないと、棚田からのピーク流出量は増加し、洪水調節機能が低下することが明らかにされた（早瀬, 1994；千葉ら, 1997；増本ら, 1997）。

耕作放棄に際して、スギやヒノキなどを植栽し、森林化した棚田も存在する。その面積は全国で約9,000ha、耕作放棄棚田のほぼ1/3を占める（木村, 2002）。一般に森林土壌は大小様々な孔隙を含むため、雨水は土層内に

* 森林総合研究所四国支所 〒780-8077 高知市朝倉西町2-915

** 森林総合研究所 〒305-8687 つくば市松の里1

キーワード：耕作放棄棚田、植林、保水容量、透水性、水源かん養機能

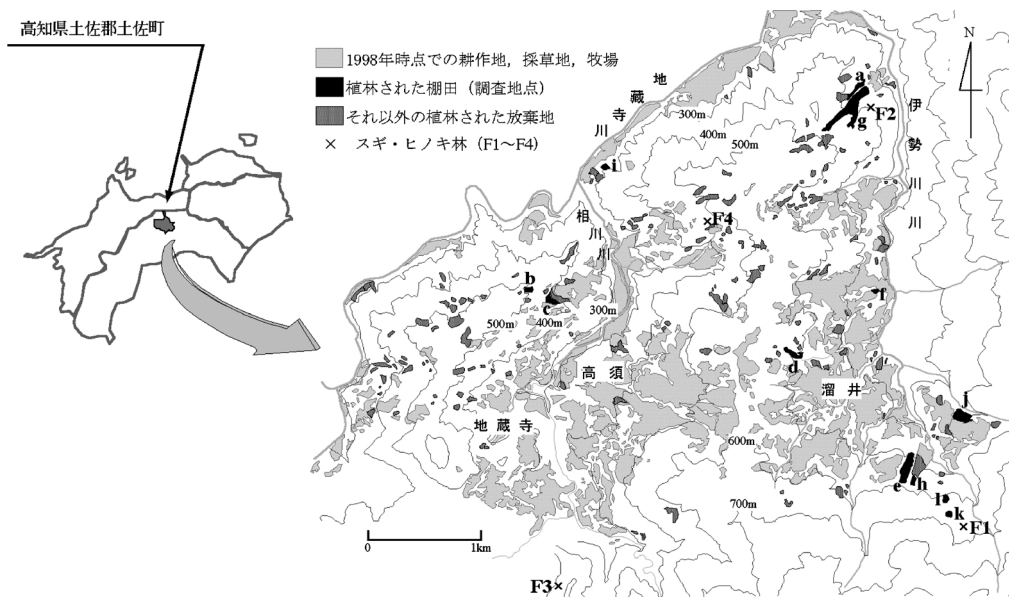


図-1 調査地の位置

Fig. 1 Location of study sites

速やかに浸透するとともに、一時貯留されることで、ピーク流量を緩和させ、流出を平準化する機能があると言われている。これらは水源かん養機能（洪水調節と渇水緩和の効果）と呼ばれる（塚本，1992；藤枝，2001）。棚田を森林化することによって水源かん養等の多面的機能の低下を防ぐことが期待される（牧山・山路，2001）。したがって、耕作放棄棚田に植林がなされた場合の多面的機能を評価する必要がある。森林土壌の孔隙の組成や分布を基に算出される保水容量は森林のもつ水源かん養機能を評価する指標の1つとされてきた（水利科学研究所，1974；有光ら，1995；諫本，2002；浜崎ら，2002）。そこで、本研究では植林に伴う耕作放棄棚田の水源かん養機能を評価するために、スギ・ヒノキが植栽された耕作放棄棚田の保水容量及び土壌特性を明らかにすることを目的とする。

2. 調査及び分析方法

2.1 調査地の概要

調査は高知県土佐郡土佐町溜井（ぬるい）地区、相川地区の植林された耕作放棄棚田で行った。溜井地区から直線距離で約5 km離れた本山の1979～2000年アメダスデータによると、年平均気温13.8℃、年降水量2,645 mmである。両地区とも傾斜10～20°の小起伏山地で、表層地質は御荷鉾緑色岩類である。調査地として、植林された耕作放棄棚田12筆（10筆はスギ林、2筆はスギ・

ヒノキ混植）、対照として棚田近辺の山地にある約30～50年生のスギ・ヒノキの人工林4地点（以下、スギ・ヒノキ林と記す）を選定した（図1）。林齢は植栽木を伐採し年輪から判読するか、所有者から聞き取りによって推定した。その結果、2001年における林齢は12～33年の範囲にあった。本報で調査した12筆の耕作放棄棚田については、1970年代に植林された箇所が多く、減反政策がはじまった時期と一致する。その当時、減反対策として棚田への植林が行われたと推察される。調査を行った耕作放棄棚田（1筆）の平均的な大きさは400 m²（40×10 m）で、そのほぼ中央で土壌断面調査を行った。土壌断面の各層位から円筒試料（400 mL 採土円筒；A=100 cm²；H=4 cm）をA層より2個、B層以下の層位からは1個採取した。棚田に植栽されていたスギ（林齢28～31年）の平均樹高は20～23 m（酒井ら，2004）で、この地域の収穫表（高知営林局，1967）に記された林齢30年のスギ（地位1等）の平均樹高（18 m）より大きかった。このことから、棚田に植栽されたスギの樹高成長は良好と判断された。

2.2 保水容量

採取した円筒試料について、河田・小島（1979）に従って土壌物理性の分析を行った。飽和透水係数の測定に定水位法、孔隙解析に砂柱法（0～3.1 kPa）、加圧法（3.1～49.1 kPa）を用いた。本調査地では有効な土層深が概して浅かったため、深さ30 cmまでを対象にして

表-1 代表土壌の断面形態
Table 1 Soil profiles of afforested terrace paddy fields

調査地点	層位	深さ cm	土色	硬度 mm	土壌構造*	根**				視覚による礫 の含有率 %
						大	中	小	細	
b (林齢 13 年)	A	0-12	10YR4/3	10	SB	N	V	V	F	—
	C1	12-29	7.5YR4/4	21	—	N	N	N	V	80
	C2	29-40+	—	31.8	—	N	N	N	N	90
g (林齢 28 年)	A1	0- 3	7.5YR2/2	2.2	SB, CR	N	N	V	V	—
	A2g	3-15	5Y4/2	13	SB	N	N	V	F	—
	B	15-20	7.5GY6/1, 10YR6/6	14.6	MA	N	N	V	V	—
	C	20-55+	2.5Y5/2	15.6	—	N	N	V	V	90
j (林齢 30 年)	Ag	0-11	2.5Y4/3	12.4	SB, MA	V	V	F	F	—
	B	11-18	10YR4/4	16	AB	N	V	V	F	—
	C	18-50+	10YR4/6	16.6	—	N	V	V	V	50

*AB: 角塊状, SB: 亜角塊状, CR: 団粒状, MA: 壁状

**根の太さ (直径): 大, >5 mm; 中, 2~5 mm; 小, 0.5~2 mm; 細, <0.5 mm

根の量 (小根, 細根に関しては 10 cm 四方の根の数で表す): F, 20~50 本; V, 1~20 本; N, 0 本

保水容量を次式により算定した。

$$S = \Sigma (P_i \times H_i \times F_i) / 100 \quad (1)$$

S: 調査断面の保水容量 (mm)

P_i : 土壌層位 i の $-0.4 \sim -49.1$ kPa に相当する孔隙率 (%)

H_i : 土壌層位 i の厚さ (mm)

F_i : 土壌層位 i の補正係数

このうち, P_i は透水・排水性は高いが, 毛管張力が弱く, 保水効果はない粗大な孔隙と強い毛管力を受けて, 水資源としては期待できない孔隙を考慮し決められ, 上記の水分ポテンシャル範囲の孔隙率を使うのが一般的である (竹下, 1985 など)。 F_i は土層に含まれる石礫の影響を補正するためのもので, 有光ら (1995) を参考にした。つまり, 円筒試料の石礫が視覚で評価した層位の石礫の含有率と

① 概ね同じ場合, $F_i = 1$ とする。

② 明らかに異なる場合, (2) 式より F_i を求めて補正した。

$$F_i = \{100 - (G_{1i} - G_{2i})\} / 100 \quad (2)$$

G_{1i} : 土壌層位 i の視覚評価による石礫含有率 (%)

G_{2i} : 土壌層位 i の円筒試料による石礫含有率 (%)

なお, 大孔隙率, 中孔隙率, 小孔隙率, 細孔隙率はそれぞれ $0 \sim -0.4$ kPa, $-0.4 \sim -6.2$ kPa, $-6.2 \sim -49.1$ kPa, -49.1 kPa 以下の孔隙率である。大孔隙率は飽和处理によっても水が保持されることのない孔隙の割合で, 河田・小島 (1979) の最小容気量に相当する。圃場水容量は -6.2 kPa 時の体積含水率である。また, A 層における

飽和透水係数は幾何平均を, A 層の飽和透水係数以外の測定項目は算術平均を代表値とした。

2.3 土壌有機物特性

堆積有機物層 (Ao 層) の炭素貯留量, 鈰質土層の炭素貯留量, 全炭素貯留量 (Ao 層と鈰質土層の炭素貯留量の合計) の算定のため, Ao 層に $25 \text{ cm} \times 25 \text{ cm}$ の方形区を 1 筆あたり 3 ケ所ずつ設け Ao 層試料と層位毎に土壌試料を採取した。Ao 層試料は 75°C で 3 日間乾燥した後, 乾燥重量を測定した。それらの粉碎試料の炭素含有率を NC アナライザー (住化分析センター NC-800) により測定した。Ao 層の炭素貯留量は Ao 層の乾燥重量と炭素含有率の各平均値を乗じて求めた。鈰質土層の炭素貯留量は深さ 30 cm までを対象に高橋 (2000) に従って算定した。鈰質土層の炭素貯留量について石礫の影響を保水容量と同様の方法で補正した。

3. 結 果

3.1 土壌断面形態

植林された耕作放棄棚田の代表的な土壌断面の形態的特徴を表 1 に示す。A 層 (以下, 表層土と記す) には植栽木の生根が多数存在していた。分布密度は低下するものの B 層以下の層位 (以下, 下層土と記す) にも植栽木の生根が観察された。林齢 13 年の地点 **b** より林齢 28 年, 30 年の地点 **g**, **j** のほうで下層土の生根の分布が多く認められ, 写真 1 に示すように, 地点 **j** の耕作放棄棚田 (林齢 30 年) では深さ 1 m 以上でも植栽木の根の伸張が確認された。表層土の土壌構造について, 亜角塊状



写真-1 耕作放棄棚田植栽木の根の分布

Photo. 1 Distribution of root of a plantation tree in abandoned terrace paddy fields

構造が最も多く認められ、粒状構造も数ヶ所で認められた。また地点 *j* のように、亜角塊状構造の他にマッシュパな壁状構造が認められる地点も少なくなかった。表層土の土性は、現地で判定した限りでは、いずれも埴土 (Clay) で、調査地点間の違いはなかった。表層土では石礫はほとんど含まれていなかったが、下層土は堅固で石礫が多かった。地点 *i*, *k*, *l* を除くと、深さ 12~35 cm で C 層または BC 層となっていた。表層土の土色 (色相) について、12 筆のうち約 2/3 が 2.5~5Y で、残りは 7.5~10YR であった。スギ・ヒノキ林は 7.5~10YR であった。高知県農業技術センター (1995) によると、溜井地区の耕作中の棚田の作土では 5Y、ないしは 10YR であった。つまり、植林された耕作放棄棚田の表層土の土色はスギ・ヒノキ林のそれよりも黄色味を帯び、耕作中の棚田に近い性質を示す地点が多かった。

3.2 保水容量、表層土の透水性及び土壌物理性

表 2 に植林された棚田の表層土の飽和透水係数、保水容量、土壌物理及び有機物特性の測定結果を示す。保水容量は表層土の容積重、大孔隙率、中孔隙率、飽和透水係数に有意な相関関係が見られ、林齢との相関が最も高かった (表 3)。表層土の飽和透水係数は林齢及び表層土の容積重と相関が高かった (表 4)。大孔隙率との相関係数は $R=0.53$ と有意ではなかったが、地点 *d* を除くと相関係数は $R=0.77$ となることから、表層土の飽和透水係数は大孔隙率との相関が高かった。林齢と保水容量の関

係をみると、林齢が増加するとともに保水容量は増加する傾向が認められた (図 2, $R^2=0.67$, $p<0.001$)。図 3 のように保水容量を表層土と下層土に分けて経年変化をみると、表層土について林齢増加に対して保水容量がほとんど変化しない場合と増える場合があった。下層土では、林齢 20 年以下の保水容量は 10 mm 以下、林齢 30 年程度の保水容量は 20 mm 前後と林齢増加とともに増える傾向がみられた。各筆ごとに表層土と下層土の保水容量を比べてみると、林齢 20 年以下では下層土の保水容量は表層土に比べてかなり小さい。これに対し、林齢 30 年程度では下層土の保水容量は増加し、表層土のそれに劣らなくなっていた。そのため、林齢増加とともに保水容量に占める下層土の割合が高くなる傾向があった。これは、先に表層土が、それに続いて下層土が変化して保水容量が増加することを示していると考えられる。中孔隙 ($-0.4 \sim -6.2$ kPa)、小孔隙 ($-6.2 \sim -49.1$ kPa) の孔隙別保水容量を図 4 に示す。表層土の小孔隙保水容量は林齢増加に対してあまり変化していなかったが、中孔隙保水容量は概ね増加していた。この傾向は下層土も同じであった。

表層土の透水性について、地点 *a* 及び *b* (林齢 12 及び 13 年) の飽和透水係数は $4 \sim 6 \times 10^{-3}$ cm/s ($=144 \sim 216$ mm/h) で、林齢 25 年以上の全地点で 1×10^{-2} cm/s を超えていた (表 2)。植林された耕作放棄棚田の飽和透水係数は近隣のアメダス観測点、本山で 1979 年以降に観測された最大 1 時間雨量 (102 mm/h) よりも大きかった。吉川 (1999) が示した溜井地区の耕作中の棚田の飽和透水係数 (1.9×10^{-3} cm/s) も参考にして、植林後林齢が増加するにつれて飽和透水係数は増加する傾向が認められた (図 5、飽和透水係数を対数変換後、直線回帰; $R^2=0.61$, $p<0.001$)。一方、スギ・ヒノキ林の A 層の飽和透水係数の測定結果は $3 \sim 7 \times 10^{-2}$ cm/s (平均 5×10^{-2} cm/s) であった。

3.3 土壌有機物特性

保水容量と土壌有機物特性の相関関係をみると、Ao 層の炭素貯留量は相関がみられなかったが、全炭素貯留量、鉍質土層の炭素貯留量、表層土の炭素含有率に正の相関が認められた (表 3)。このことから、鉍質土層における炭素蓄積が多い場所では保水容量が大きいことが示唆された。なお、全炭素貯留量に占める鉍質土層の炭素貯留量の割合は 78~99% (12 筆平均で 90%) で、炭素の大部分は鉍質土層に存在していた。一方、表層土の飽和透水係数 (対数) は Ao 層の炭素貯留量と有意な相関が認められたが、全炭素貯留量、鉍質土層の炭素貯留量、表層土の炭素含有率とは認められなかった (表 4)。これらのことから、表層土の飽和透水係数は保水容量ほど土

表-2 植林された棚田の保水容量，土壤物理特性及び土壤有機物特性の測定結果

Table 2 Results of the water holding capacity, soil physical properties of surface soil (A-horizon) and soil organic matter properties in terrace paddy fields following afforestation

Site	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l
植栽樹種	スギ	スギ	スギ	ヒノキ, スギ	スギ	スギ	スギ	スギ	スギ	スギ	スギ	ヒノキ, スギ
林齢 (年)	12	13	20	23	25	26	28	28	29*	30	31*	33
保水容量 (mm)	30	25	28	44	46	51	40	45	36	50	49	61
AW (mm)	22	18	27	27	27	44	32	34	19	23	22	39
BW (mm)	8	7	1	17	19	7	8	11	17	27	27	22
KS (cm/s)	5.7×10^{-3}	4.6×10^{-3}	2.1×10^{-2}	8.1×10^{-3}	1.9×10^{-2}	5.1×10^{-2}	1.1×10^{-2}	4.2×10^{-2}	2.2×10^{-2}	4.0×10^{-2}	3.0×10^{-2}	3.3×10^{-2}
BD (Mg/m ³)	0.84	0.99	0.85	0.71	0.76	0.64	0.69	0.62	0.83	0.60	0.73	0.69
LP	0.04	0.05	0.08	0.18	0.07	0.22	0.07	0.12	0.07	0.16	0.07	0.12
MP	0.12	0.09	0.08	0.11	0.10	0.14	0.11	0.14	0.12	0.15	0.10	0.17
SP	0.08	0.06	0.07	0.05	0.08	0.06	0.10	0.09	0.07	0.06	0.07	0.09
FP	0.44	0.43	0.45	0.37	0.46	0.36	0.46	0.40	0.40	0.40	0.48	0.34
FC	0.52	0.49	0.52	0.42	0.53	0.41	0.56	0.49	0.47	0.46	0.55	0.43
TC (t/ha)	34	22	58	55	72	40	57	59	59	52	78	89
SC (t/ha)	34	20	52	53	68	31	48	52	50	44	72	86
OC (t/ha)	0.4	2.3	5.9	1.8	4.2	8.6	9.3	6.7	8.8	7.8	5.7	3.2
CC (g/kg)	29	14	34	32	48	20	55	48	27	40	53	65

AW, 表層土 (A 層) の保水容量; BW, 下層土 (B 層以下) の保水容量; KS, 表層土 (A 層) の飽和透水係数; BD, 表層土 (A 層) の容積重; LP, 表層土 (A 層) の大孔隙率 (0~−0.4 kPa); MP, 表層土 (A 層) の中孔隙率 (−0.4~−6.2 kPa); SP, 表層土 (A 層) の小孔隙率 (−6.2~−49.1 kPa); FP, 表層土 (A 層) の細孔隙率 (−49.1 kPa 以下); FC, 表層土 (A 層) の圃場容水量 (−6.2 kPa の体積含水率); TC=SC+OC; SC, 鈹質土層 (深さ 30 cm) の炭素貯留量; OC, 堆積有機物層 (Ao 層) の炭素貯留量; CC, 表層土 (A 層) の炭素含有率; *, 所有者からの聞き取り

表-3 保水容量と土壤物理及び土壤有機物特性の相関係数

Table 3 Correlation coefficient between water holding capacity and soil physical and organic matter properties

	林齢	BD	LP	MP	SP	FP	FC	KS†	TC	SC	OC	CC
保水容量 (mm)	0.82**	−0.81**	0.59*	0.71*	0.12	−0.52	−0.42	0.70*	0.67*	0.64*	0.22	0.63*

**, $p < 0.01$; *, $p < 0.05$; †, KS は対数変換後の値を使用

記号は表-2 で使用されたものと同じ

表-4 表層土の飽和透水係数と土壤物理及び土壤有機物特性の相関係数

Table 4 Correlation coefficient between saturated hydraulic conductivity of surface soil and soil physical and organic matter properties

	林齢	BD	LP	MP	SP	FP	FC	TC	SC	OC	CC
KS†	0.78**	−0.72**	0.53	0.53	0.05	−0.33	−0.28	0.53	0.43	0.64*	0.39

**, $p < 0.01$; *, $p < 0.05$; †, KS は対数変換後の値を使用

記号は表-2 で使用されたものと同じ

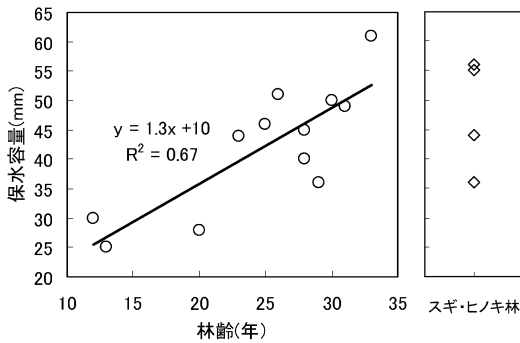


図-2 植林に伴う耕作放棄棚田の保水容量の変化

Fig. 2 Change in water holding capacity of abandoned terrace paddy fields following afforestation

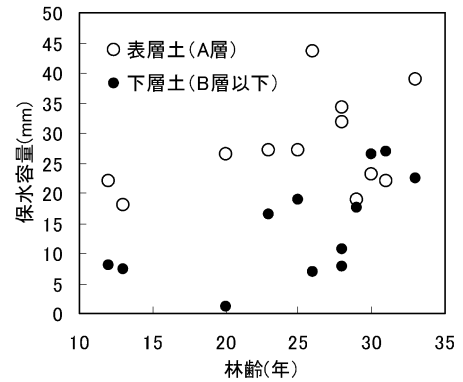


図-3 植林に伴う耕作放棄棚田の表層土及び下層土の保水容量の変化

Fig. 3 Change in water holding capacity at surface and subsurface layer of abandoned terrace paddy fields following afforestation

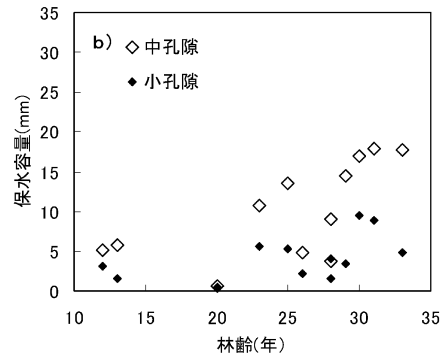
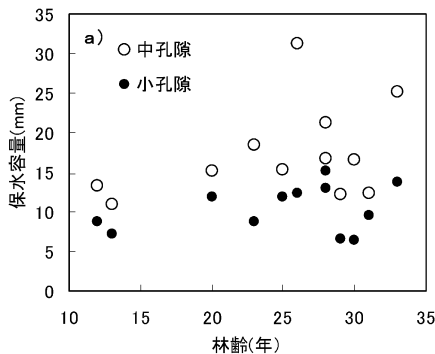


図-4 植林に伴う耕作放棄棚田の中孔隙及び小孔隙保水容量の変化

Fig. 4 Change in water holding capacity of middle and small pore of abandoned terrace paddy fields following afforestation at (a) surface and (b) subsurface layer

壤有機物の影響が強くないと推定される。

林齢と併せて土壌有機物特性が保水容量に及ぼす影響を解析するため、説明変数として林齢と土壌有機物特性を組み合わせて重回帰分析を行った。その結果、林齢とA₀層の炭素貯留量を説明変数としたとき、有意な式が得られた。以下に重回帰式を示す。

$$Y = 1.7 \cdot X_1 - 1.6 \cdot X_2 + 7.9 \quad (R^2 = 0.79)$$

Y, 保水容量 (mm); X_1 , 林齢 (年); X_2 , A₀ 層の炭素貯留量 (t/ha)

X_1 , X_2 の F 値はそれぞれ 31.8 ($p < 0.001$), 5.2 ($p < 0.05$)

であった。なお、地点 d 及び l はスギ・ヒノキの混植林であるが、ヒノキ林では A₀ 層重量が小さい傾向がある(高橋, 1995)。ヒノキ林の年間リターフォール量について樹種による顕著な相違は認められていないこと(齋藤, 1981; 三浦, 2000)や碎片化しやすいというヒノキの葉の性質を考慮すると、ヒノキのリターは速やかに分解され、土壌に蓄積されている可能性が考えられる。そのような考えに基づき、本報ではスギ林とスギ・ヒノキ混植林を区別せずに取り扱った。

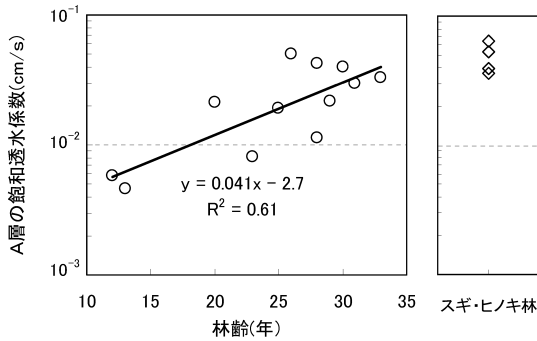


図-5 植林に伴う耕作放棄棚田の表層土（A層）の飽和透水係数の変化

Fig. 5 Change in saturated hydraulic conductivity of surface soil (A-horizon) of abandoned terrace paddy fields following afforestation

4. 考 察

4.1 植林に伴う耕作放棄棚田の水源かん養機能の変化

図2に示されたように、植林された耕作放棄棚田の保水容量は林齢とともに増加した。保水容量は降雨時に実際貯留される量ではなく、毛管力により水を貯留し、流出の平準化に寄与すると考えられる土壌中の空間の総量を表したものである。保水容量が増加したということは、雨水を貯留する空間が増えたことを意味している。保水容量と実際の河川流量の関係について、有光ら(1995)は隣接する2流域で土壌孔隙に基づく保水容量と河川の流況特性を比較し、水源かん養機能が高いとされる流域で保水容量が大きいことを示した。また、土壌孔隙に基づく保水容量と既存のダム流量データを基に推定した流域保水容量はほぼ同じレベルの値を示したことが報告されている(加藤・堀田, 1995)。このように、保水容量と実際の河川の流量特性の関係も解明されつつある。植林された耕作放棄棚田の表層土の透水性は当該地域で観測された雨量強度より高いことが示された。このことから、地表に達した雨水は土層内へ速やかに浸透すると考えられる。表層土の高い透水性は雨水貯留の場である土層内へ雨水を誘導するプロセスが十分機能することを示唆している。以上のように保水容量の増加と表層土の高い透水性から、植林によって耕作放棄棚田の土壌がもつ水源かん養機能は向上した可能性が高いと考えられる。棚田は畦畔に囲まれた田面に雨水を貯留することで、洪水調節機能を発揮してきたが、耕作放棄により管理されなくなるとその効果は低下する(早瀬, 1994)。植林により土壌の保水容量が増加すれば、機能を発揮する

場所は田面から土壌へと移動するものの洪水調節機能は維持されていくと考えられる。

深さ30 cmまで積算した保水容量については植林後およそ30年経過した地点とスギ・ヒノキ林はほぼ同じ程度になっており、表層土の透水性についてもほぼ同様の年数でスギ・ヒノキ林のそれと同じ程度になっていた。表層土については保水容量及び透水性は約30年以上経過すれば森林とほぼ同じ程度にまで回復すると考えられる。本報で調査した範囲では耕作放棄棚田の土層は概して浅かった。しかし、下層土にも根の伸張が認められており、それに伴い耕盤層の消失や土壌構造の発達など下層土の物理性の変化が示唆される。今後、下層土の詳細な調査が必要である。

4.2 保水容量の影響要因

林齢の増加に伴い、保水容量が増加した要因を孔隙の大きさから考えると、小孔隙より中孔隙の寄与が大きいと考えられる(図4)。保水容量と土壌物理性のうち、大孔隙率や中孔隙率と相関がみられた(表2)。表層土の飽和透水係数は林齢だけでなく、大孔隙率とも相関が高かった。このことは林齢増加とともに表層土の大孔隙が増えていることを示唆する。以上のことから、保水容量の増加は比較的大きな土壌孔隙が形成されたことに起因している。そのような粗大な孔隙の形成理由として以下の要因が考えられる。①林齢が増加するにつれて地表に供給されるリターフォールが増加し(齋藤, 1981; 三浦, 2000)、土壌微生物・動物による分解を経て鉱質土層に有機物が蓄積される。また、根の伸張・枯死の繰り返しも鉱質土層の有機物の増加に寄与する。土壌有機物の増加により土壌構造がより安定する他、土壌微生物・動物の生息が促進される。②嫌気的な土壌環境の改善や土壌有機物の増加などによって、ミミズなどの土壌動物の生息が増え、それらの活動によって土壌構造が発達する。③耕作放棄され、田面へ水の供給が停止すると、乾燥収縮して土壌に亀裂が発生する(井上ら, 1987など)。このような亀裂や腐朽した根等から粗大な孔隙が形成される。④下層土への根の伸張は土壌の乾燥等を通じて土壌構造の形成に寄与する(河田, 1989)。以上のような作用が時には相互に関与しあい、保水容量は増加したと考えられる。

Ao層の炭素貯留量と鉱質土層の炭素貯留量及び保水容量の関係をみると、ほぼ同じ林齢である8筆(林齢25~33年)では、Ao層の炭素貯留量が少ない地点で鉱質土層の炭素貯留量や保水容量が大きい傾向が認められた(図6, 図7)。これらは、同じ林齢であれば、堆積有機物が少ない、すなわち速やかに分解するほうが、土壌有機物は増加し(図6)、さらに土壌有機物の増加や土壌動物

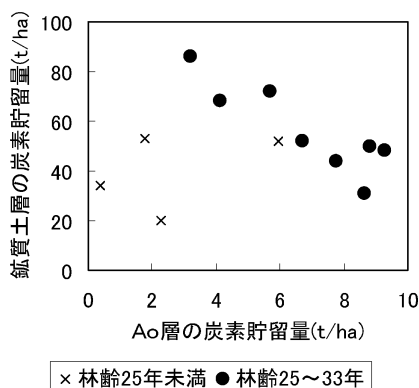


図-6 Ao層の炭素貯留量と鉱質土層の炭素貯留量の関係

Fig. 6 Relationship between carbon content at organic layer (Ao-horizon) and soil carbon contents

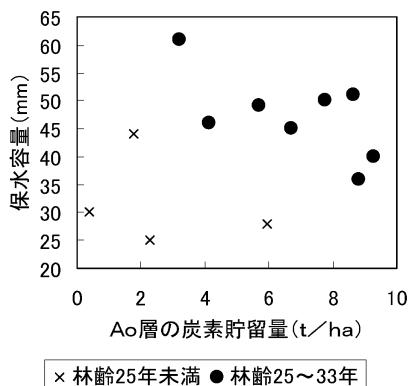


図-7 Ao層の炭素貯留量と保水容量の関係

Fig. 7 Relationship between carbon content at organic layer (Ao-horizon) and water holding capacity

活動の活発化を通じて保水容量が増加する (図 7) ことを表していると推察される。以上のことから、堆積有機物の分解が保水容量に及ぼす影響は大きいと予想される。Ao層の炭素貯留量はリターフォールの供給と土壤微生物・動物による堆積有機物の分解のバランスを反映している。土壤微生物・動物の活動には温度、水分条件が影響する。今回の調査地点は約 4 km 四方内にあり、温度条件に著しい差はないと考えられるが、一部の棚田で表層土の土色が耕作中の棚田に近いことから、水分条件に関して植林後も土壌が過湿な環境にあった可能性が

示唆された。太田ら (1996) や安西・松本 (1988) は耕作放棄棚田が放棄後も湿潤な環境に置かれる場合があることや透水性等の土壌物理性は土壌の乾湿状態に影響されることを指摘している。このような耕作放棄棚田の実態を考慮すると、本報で調査した耕作放棄棚田でも、過湿な環境で有機物の分解が抑制されていた可能性がある。そのため、鉱質土層の炭素貯留量の増加が抑制されたり、土壌動物活動や根の伸張を妨げられた結果、土壌構造が発達せず、保水容量の増加が緩慢になったりすると推察される。そのような場合、植林された耕作放棄棚田の保水容量をできる限り速やかに増加させるという観点から、土壌の排水を良好にし、過湿な状態にならないよう管理することが望まれる。

本研究では植林がなされた耕作放棄棚田を対象としているが、太田ら (1996) は全く人為を加えず放置された耕作放棄棚田を調査している。その結果、放棄後 12 年及び 20 年経過の耕作放棄棚田で透水性 (乾状態) は 10^{-2} cm/s (対照区 10^{-4} cm/s)、粗孔隙率 (0～6.2 kPa) が 0.16～0.23 (対照区 0.09～0.11) と、透水性の増大と孔隙の増加が進むことを示している。本報の結果でも林齢増加に伴う透水性の増大傾向、粗大な孔隙の増加傾向が認められた。放棄後の土地利用形態の違いによる土壌特性や多面的機能の相違について本研究では明らかでないため、今後検討する必要がある。

5. ま と め

耕作放棄棚田の植林に伴う水源かん養機能の変動を明らかにするために、スギ・ヒノキが植林された耕作放棄棚田の保水容量、土壌物理性、土壌有機物特性を調査した。以下に結果を要約する。

1) 林齢の増加とともに、植林された耕作放棄棚田の保水容量は増加し、約 30 年以上経過すると山地のスギ・ヒノキ林と概ね同じ程度にまで回復した。このことから、植林によって耕作放棄棚田土壌がもつ水源かん養機能は向上した可能性が高いと考えられる。

2) 植林された耕作放棄棚田の保水容量は土壌有機物と相関があり、林齢と Ao 層の炭素貯留量を説明変数とする重回帰式で説明可能であった。堆積有機物が分解し、土壌に蓄積されるプロセスが保水容量に重要であると推察された。

謝 辞

森林総合研究所吉永秀一郎氏には研究の端緒でお世話になった他、研究遂行に有益なご助言を賜った。同多摩森林科学園田淵隆一氏には植栽木の年輪解析に関して、同四国支所弘田孝行技官、門田春夫技官には植栽木の伐

採にご協力いただいた。土佐町役場の川井健一さん、上村明弘さんには所有者の調査等でお世話になった。長野昌幸さんをはじめとして、土地所有者の皆様には調査にご協力いただいた。以上の方々に感謝の意を表します。本研究は森林総合研究所運営費交付金プロジェクト（課題番号：199902）「四国傾斜地に対応した野菜・花き等の集約的生産技術の確立」により実施された。

引用文献

- 安西徹郎・松本直治（1988）：水田の休耕にともなう雑草の発生状況と土壌の変化。千葉農試研報，**29**：93-104.
- 有光一登・荒木 誠・宮川 清・小林繁男・加藤正樹（1995）：宝川森林理水試験地における土壌孔隙量をもとにした保水容量の推定—初沢小試験流域1号沢および2号沢の比較—。森林立地，**37**（2）：49-58.
- 千葉克己・古賀 潔・馬場秀和（1997）：傾斜地半湿田地帯における耕作放棄水田の物理特性と豪雨への応答の検討。農土論集，**190**：61-70.
- 藤枝基久（2001）：森林の水源かん養機能とその評価。林業技術，**711**：12-17.
- 浜崎忠雄・小原 洋・加藤邦彦・松森堅治・中井 信（2002）：帆崎川小流域における土壌類型の分布と水保全容量。土肥誌，**73**（3）：279-285.
- 井上久義（1987）：圃場土壌中の大孔隙が水・溶質移動に果たす役割。農土論集，**132**：111-120.
- 早瀬吉雄（1994）：水田地帯の洪水防止・軽減機能の評価と機能向上事業の提案。農土誌，**62**（10）：943-948.
- 諫本信義（2002）：土壌孔隙組成を用いた森林の保水容量の推定とその要因解析。森林立地，**44**（2）：31-36.
- 加藤正樹・堀田 庸（1995）：流出解析による流域保水容量の推定。森林立地，**37**（2）：77-88.
- 河田 弘・小島俊郎（1979）：環境測定法Ⅳ—森林土壌一。p. 190，共立出版，東京。
- 河田 弘（1989）：森林土壌学概論。p. 399，博友社，東京。
- 木村和弘（2002）：急傾斜地水田の整備と今後の土地利用。農土誌，**70**（3）：191-194.
- 高知営林局（1967）：四国管内主要樹種林分収穫表：1-58.

- 高知県農業技術センター（1995）：平成元年～5年度土壌保全対策事業成績書：1-131.
- 牧山正男・山路永司（2001）：棚田保全の考え方。農土誌，**69**（1）：31-36.
- 増本隆夫・高木強治・吉田修一郎・足立一日出（1997）：中山間水田の耕作放棄が流出に与える影響とその評価。農土論集，**189**：59-68.
- 松村正幸・西村伸郎・西條好迪（1988）：飛騨山地の山間休耕田における植生遷移。日生態会誌，**38**：121-133.
- 三浦 覚（2000）：表層土壌における雨滴侵食保護の観点からみた林床被覆の定義とこれに基づく林床被覆率の実態評価。日林誌，**82**：132-140.
- 中島峰広（1999）：日本の棚田—保全への取り組み—，pp. 252，古今書院，東京。
- 太田 健・谷山一郎・草場 敬・森 昭憲・荒谷 博（1996）：耕作放棄棚田における土壌特性の経年変化。土壌の物理性，**73**：3-10.
- 齋藤秀樹（1981）：森林におけるリターフォール研究資料。京都府大演報，**25**：78-89.
- 酒井 敦・篠宮佳樹・鳥居厚志・田淵隆一（2004）：棚田跡に植栽したスギ人工林の林床植生。森林応用研究，**13**：145-149.
- 水利科学研究所（1974）：森林の公益的機能計量化調査報告書（Ⅲ）：1-438.
- 高橋正通（1995）：堆積有機物質の養分レ짐とその管理に関する研究。北海道大学学位論文：1-157.
- 高橋正通（2000）：森林土壌の有機物と炭素貯留量の推定。森林立地，**42**（2）：61-69.
- 竹下敬司（1985）：森林土壌と水源かん養機能。森林立地，**27**（2）：19-26.
- 塚本良則編集（1992）：森林水文学。p. 319，文永堂出版，東京。
- 吉田修一郎・高木強治・足立一日出・増本隆夫（1997）：気象条件の変化に伴う中山間地耕作放棄田の土壌物理性の変化。農土論集，**191**：75-83.
- 吉川省子（1999）：3. 遊休地の雑草・土壌管理のための山羊利用。四国農業の新しい技術，**9**：7-9.

受稿年月日：2004年6月11日

受理年月日：2004年9月17日

うまい水が飲みたい！

篠 宮 佳 樹*

子供の頃、魚を飼うのが1つの楽しみであった。家の近くの田んぼや川でコイ、フナ、タナゴなどをよく捕った。学生の頃、登山の途中に飲んだ渓流水のうまかったことは忘れられない。その冷たさは熱くなった身体を冷まし、体力と精神力を回復させた（ような気がする）。そして透明さに感動した。クリアということに爽快感がある。高知県へ転勤してきてから、あらためて水の透明さに驚かされた。源流部の溪流では、透明な溪流をゆっくりと時には素早く泳ぐ魚（アユ？）たちはいかにも気持ちよさそうである。海も同様である。関東地方沿岸の海では見たことのない色、透明度だ。そんな水辺を見るだけで疲れがとれる気がする。飛躍しすぎているかもしれないが、水は生命の源というのが分かるような気がする。

溪流を遡れば、山の奥地の湧水点に達する。当たり前のことだが、雨が山にしみこんで土壌や岩のすき間から水は湧き出てくるのである。昨今は「〇△の天然水」だとか「××an」だとか、水はコンビニやスーパーマーケットで買うものになっている。が、どれも結局は源流部の地表水や地下水を汲んできたものである。古来、人類は、各自の居住地の水環境にあわせ、うまく水利用してきた。大局的には流域で水の収支を閉じるべきと思う。そうでないと争いや問題が起こる。そんな感覚が働くため、水を空輸したりするなど甚だばかばかしい。今のところそのような類の水は量的には少ないのかもしれないが、貴重なエネルギーを消費してまで運ぶ必要性も感じられない。今、我が家では浄水器を取り付けるか否かが問題になっている。私には浄水器を買うのはおかしいという感覚がある。水道料金を払っている以上、飲める水が蛇口から出てくるはずである。霞ヶ浦や琵琶湖など周辺人口に対して水資源を確保し難い場所なら話は分かるが、わが国でも有数の清流と呼ばれる仁淀川や吉野川に由来する高知市の水道が飲めないようなら日本は終わりだ、人類は破滅だ、という思いがあるので浄水器を取り付けるには抵抗がある。しかし、台所の蛇口の金網に、水道管の内壁が剥がれたような何かの破片が溜まっているのを見せつけられた。トリハロメタンとか、そのような類の難しい化学物質については、1庶民ではどうにもならない。水の安全を見極めるには多様な側面から

検討する必要があると思うが、1つここで言えるのは、必ずしも安心して水を飲めなくなっている事である。四万十川源流部の天然林へ調査で行くが、そこに溪流が流れている。以前はこの水を飲んだり、ペットボトルに汲んで帰ったりしていた。情けないことだが、最近はこの水ほんとに飲んでも大丈夫だろうかと思う。多分大丈夫なはずなのだが、その場で飲むことはしなくなってしまった。

話題を土に移そう。いつの時代も川に水を流し、安心して飲める水を供給し続けてきたのは、山があったからである（勿論ダムやため池でも水をコントロールできますが）。山は土砂崩れなどで人々の生活、時には生命を脅かすこともあるが、普段は安全な水の供給源である。我が国の場合、国土の約2/3は森林であり、山の存在は珍しくもなんともない。最近では林業・木材産業との関係において経済的な価値を見い出せない人工林も非常に多い。資本主義に偏重した見方では、ありきたりの山々については一見価値を見出しにくい。されど、大事な水の供給源である。安全でうまい天然の水は、雨水が土壌からしみ込んで湧出点へ来るまでにいくつかの物理・化学プロセスを経て形成されると思われる。しかし、我々はその中身をよく知っているわけではない。許容範囲を気にすることなく使っていればあつという間に水はなくなるし、大丈夫と思って自然に還した物質が実は溪流を汚していたりする可能性はゼロではない。このような状況を放置しておけば、将来安全な水を求めた争いすら起こるのではないだろうか？と懸念する次第である。これまでのところ、それらの水資源を守るためには、少なくともまず土壌を保全することが重要ということは分かってきた。土壌は大量の雨水をしみこんで涵養するのである。それはゆっくりと流すことにつながっていく。土壌あつての安全でうまい天然の水なのである。繰り返しになるけれども、土壌が渓流水の量や質に対してどのような役割を果たしているのか、十分に理解されてはいない。現状では安全でうまい天然の水が未来永劫存続できるか保証は無い。実は、私自身これまでの研究生活でフラフラして定まらない部分があった。しかし、今になって思い返すと、これら山の水に関連する想いは私自身の研究をする、あるいは仕事する動機となっていたと思え

* 森林総合研究所四国支所 〒780-8077 高知市朝倉西町2-915

る。自分勝手な言い方をすれば、うまい水をずっと飲みたい、水中を気持ち良さそうに泳ぐ魚達を見続けたい、という願望のために働いているともいえる。山の水に関して抱いた懸念を払拭するためには土壌物理学もしっかり理解することが肝要である。

岐路を見失った時あるいは迷いが生じた時、再度動機を思い出してみてもどうだろうか？そうすることで必要なものは何なのかはっきりしてきたり、自分を動かすエ

ネルギーを充電したりすることができるのではないだろうか。土壌関係者ならおそらくフィールドに愛着を持っている人が多いと思う。天気の良い日にフィールドへ出てみると、忘れかけたものを思い出することができるかもしれない。

受稿年月日：2004 年 8 月 31 日

受理年月日：2004 年 8 月 31 日

HYDRUS-2D による土中の不飽和流れの計算

D. Rassam, J. Simunek and M. Th. van Genuchten 著

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 2004 年 3 月発行

A4 版 266 頁 ISBN 0-646-43349-0

本書を評する前に、表題の HYDRUS-2D について少し触れておく必要がある。「土壌の物理性」の読者であれば、このソフトの名に聞き覚えのある人も多いと思うが、HYDRUS-2D は米国農務省塩類研究所において、Dr. Simunek らによって開発された 2 次元土中の物質移動予測の汎用計算プログラムである。HYDRUS-2D は、飽和・不飽和土中の水分や溶質、熱移動を容易に計算でき、またその結果を様々なグラフや動画を通して視覚的に理解できること、初期条件や境界条件を任意に与えられること、有限要素法における要素メッシュを自動的に作成できること、逆解析によるパラメータ推定が行えること他さまざまな特徴を持つ非常にパワフルな Windows 用ソフトである。計算の信頼性や汎用性の高さから、欧米を中心に、広く研究、教育、応用面で用いられている。しかしながら、HYDRUS-2D の入力画面やコマンドは英語であり、マニュアルも英語で書かれていることが、日本の潜在的ユーザーにとって、「ちょっと使ってみよう」という気を起こさせない足枷の一つとなっている。

本書は、本学会員 5 名による Dr. Rassam ら著の Modeling Variably Saturated Flow with HYDRUS-2D の日本語訳本であり、待望の HYDRUS-2D 演習書である。例題中心の解説であり、付属の CD には 100 以上の例題が含まれている。土壌物理の基礎的知見を有している者であれば、本書を読めば HYDRUS-2D (および HYDRUS-1D) を使って、およそ考えつく様々な系の土中の水分移動をスラスラと計算できるようになる…とまでは言えないが、そんな気持ちになる。全編を通じて Windows 画面そのものを図に用いて解説されており、操作法を自習する工夫がされている。また、土の水分保持特性や透水係数と van Genuchten モデル、あるいは蒸発モデルや根の吸水モデル、溶質移動などの理論的解説と、それらの HYDRUS-2D での扱い方が付録として

まとめられているのもありがたい。これらをよく理解すれば、HYDRUS をより高度な問題に応用したり、また、新たな問題を創出することも可能であろう。

まずは PC を傍らに置き、巻頭の「入門例題」、1 章「HYDRUS 画面による概要説明」、4 章「応用例題」にしたがって、ダウンロード/インストールした HYDRUS-2D を操作すればよい。平易な例題に慣れることで、簡単な系の土中の水分移動が計算できるようになる。操作や解の検討に困ったときには、6 章「トラブル解決法」や付録の「画面インデックス」「ツールバーインデックス」が役に立つ。大学院生や土壌物理をこれから学ぼうとする者にとって、こうした操作や例題は、土中の水分移動を視覚的に理解する有効な手段の一つとなろう。計算結果を様々な角度から検討することで、実務への応用や実験のヒントを得ることができるかもしれない。また本書は、技術者に対する講習会等にも活用できる内容である。HYDRUS-2D の中心的な機能である溶質移動の解説が少ないこと、熱移動についての記載が全くないのが残念ではあるが、本書は、ちょっと HYDRUS-2D を使ってみようとする者から既に高度に活用している者まで、日本の多くのユーザーが広く活用できる一冊と思われる。

訳者らのグループにより本書を用いた大学院講義ノートや、追加例題、応用事例などを公開する HP (http://www.bio.mie-u.ac.jp/junkan/busshitsu/lab5/hydrus/)、及びユーザー相互の情報交換の場としての ML (hydrus-grp@bio.mie-u.ac.jp) の整備が進んでいる。本書の購入や 1 次元および 3 次元バージョンを含む HYDRUS に関しても、hydrus-grp@bio.mie-u.ac.jp に問い合わせることができる。

渡辺晋生 (三重大大学生物資源学部)

受稿年月日: 2004 年 8 月 30 日

受理年月日: 2004 年 8 月 30 日

「健康な土」「病んだ土」

岩田 進午 著

新日本出版社 2004 年 6 月発行

B6 版 181 ページ 1,785 円

著者の岩田進午さんは、土壌水の熱力学に関して土壌物理の理論研究を引っ張り、田淵さんと共に Soil-water Interactions (1988) という教科書をはじめ外国の出版社から出した学者というイメージをもたれている方も多いと思う。しかし、1985 年に出版した一般の読者向けの「土の話」では土の不思議を解説し、1989 年には NHK 教育テレビで「土を科学する」という市民大学講座を 12 回にわたって担当した。このころから、土についての科学的な説明に加えて、「農業と土」のかかわりについて土の健全性と言う視点からの考察が見られる。その後、「土のはたらき」(1991)、「土は生命の源」(1995)、「生ごみ堆肥リサイクル」(2001, 共著)においてもこの点が強調され、今回の著書にも引き継がれている。本書の書き出しが「2 歳の孫娘が、今日も、庭の土をシャベルで楽しそうに掘り返しています」という一文からは理論家ではなく啓蒙家としての岩田さんを感じる。

本書で筆者が主張していることを 2 つ紹介する。一つは、今までの著書にも見られたことであるが、現在の我が国農業においては、伝統的な農業に見られる炭素の循環が破綻していることを指摘している。これは、昔から水田農業に重点が置かれていたことから「日本の農業技術の伝統が、土を単なる養分の器とみなし、農業イコール養分供給という考えに偏りがちであった」こと、および「そして現在、金銭の収支のみが問題にされるようになった。今の利益、利便性のみを追求するようになり、土の肥沃性、環境への負荷、人間の健康、化石エネルギー

の使用量などへの影響が全く無視されている」ことが決定的であると指摘している。

もう一つは、著者が今までに書かれた本では断片的にしか触れられていなかったことである。生態学では“多様性指数”を用いてその植生の生産性、安定性を推定していることから、土の肥沃性の鍵は何かを考えており、著者は土の物理的、化学的そして生物学的なバラツキにあるのではないかと推定している。そして「研究者・技術者だけでなく、農家の方々、家庭菜園にいそしんでいるの方々、みんなで、この課題に向けて、いろいろな試みをやっていただくことが私の切なる願いです」と夢の実現に向けたメッセージで締めくくっている。土の物理性のバラツキは常々我々を悩ましてきた問題であり、統計処理で済ますことでは何の解決にもならないと疑問を持たれている人も少なくないと思う。著者はこのバラツキに一つの機能を与えており、評価法について少しヒントを出している。バラツキについてさらに興味のある方は、日本農業研究所報告を読むと良い。

本書は 6 章からなっており、いくつかの章は科学的に冷静に書かれており、残りの章は、人間の愚かさを指摘し、より高い次元で自然との共生理念を身につけていくため、一緒に考え行動しましょうと情熱を持って呼びかけている。

長谷川周一（北海道大学大学院農学研究科）

受稿年月日：2004 年 9 月 11 日

受理年月日：2004 年 9 月 11 日

I. 2004 (H16) 年度第1回事務局会議

日 時: 2004 (H16) 年 5 月 7 日 (金) 18:00~20:30

場 所: 岡山大学環境理工学部赤江研究室

出席者: 赤江会長, 井上編集委員長, 成岡庶務幹事,
諸泉会計幹事, 吉迫編集幹事 (長谷川副会長
および渡辺庶務幹事は電子メール参加)

議題:

- (1) 第46回シンポジウム開催手順について
 - ・11月13日(土)開催にかけての作業手順の確認を行った。
- (2) 評議員選挙の手順について
 - ・評議員選挙の手順について確認を行った。
- (3) 2003(平成15)年度決算(案), 2004(平成16)年度予算(案)について
 - ・持ち回り評議委員会に提出し, 秋(11/13)の評議員会および総会で承認を得ることにした。
 - ・「手当, 旅費に関する事務局内規」(2002.8.7改訂)のうち, 事務局会議開催に際して必要な旅費支出規定が現状に合わなくなってきたため, 庶務幹事が改訂試案を作成することにした。
- (4) 編集委員会関係要項等の検討について
 - ・2003年度投稿原稿の状況報告があった。
 - ・編集関係規定類の改正に関する基本姿勢が示された。
 - ・「土壌の物理性」投稿規定の改正草案が示された。
 - ・「同上」投稿案内の改正草案が示された。
 - ・「同上」原稿執筆要領の改正草案が示された。
- (5) 企画準備委員会(作業日程, 方法など)について
 - ・「土壌の物理性」100号の構成案が示された。
- (6) その他
 - 1) 土壌物理学会賞
 - ・推薦公募について報告があった。
 - 2) 庶務幹事広報担当
 - ・学会ホームページデザイン, 活用の仕方について検討内容が示された。
 - ・学会ホームページのサーバーについて説明があった。
 - ・「土壌の物理性」バックナンバー検索システムの復旧について説明があった。
 - ・学生会員ならびに若手研究者の誘致対策について, 現在の検討内容が報告された。
 - ・「土壌の物理性」に若手研究者, 院生, 学生が自由に投稿できる「枠」について現在の検討内容が報告された。
 - 3) 日本学術会議について

- ・4月7日に参院で可決された「日本学術会議法の改正」の概要について説明があった。施行日は, 2005(平成17)年10月1日, 内閣府への移管は2005(平成17)年4月1日。
- ・第19期農業総合科学研究連絡委員会では「中山間地と都市のパートナーシップ」(仮題)のテーマでシンポジウムを開催する予定である。開催は2005年6月頃を目処にし, 会場候補地として中部・近畿地方があげられた。シンポの講演者候補を6月までに研究連絡委員会(塩見委員長)へ提出することになった。
- ・「科学者のミスコンダクト」に関する協力要請が日本学術会議よりあった。研究に関する倫理規定であり, データのねつ造, データの偽造, 研究の盗用・論文の剽窃(盗用などした内容を自分が作ったようにみせかける), プライバシーの侵害, 研究資金の流用, 論文の二重投稿などが発生しないよう注意するよう案内があった。

II. 2004 (H16) 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

2004年5月14日(金)~5月20日(木)

採決

2004年5月21日(金)~5月25日(火)

出席委員: 井上久義 井上光弘 木原康孝 酒井俊典
櫻井克年 佐藤泰一郎 田中宏明 近森秀高
取出伸夫 中尾誠司 中村公人 西村直正
平沢 正 三浦健志 吉川省子 吉田正則 (委員17名中16名参加: 成立)

○議事内容

1. 報 告

編集委員会事務局より編集委員会事務局報告がなされ, 全会一致で承認された。

2. 議 題

- (1) 編集委員会事務局より提案のあった『土壌の物理性』第97号編集・発行計画は原案通り全会一致で可決された。
- (2) 編集委員会事務局より提案のあった「シンポジウム特集(第99号掲載)の編集様式」は原案通り賛成多数で可決された。
3. その他(連絡)

次回編集委員会の開催予定について。
4. 質疑応答・討論

「報告」「議題」「その他(連絡)」に対する質疑応答・

討論を行った。

Ⅲ. 2004 (H16) 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

2004年6月18日(金)～6月24日(木)

採決

2004年6月25日(金)～6月29日(火)

出席委員：石黒宗秀 井上久義 井上光弘 木原康孝
酒井俊典 櫻井克年 佐藤泰一郎 田中宏
明 取出伸夫 中尾誠司 中村公人 西村
直正 平沢 正 三浦健志 吉川省子 吉
田正則(委員17名中16名参加：成立)

○議事内容

1. 報 告

編集委員会事務局より編集委員会事務局報告がなされ、全会一致で承認された。

2. 議 題

(1) 編集委員会事務局より提案のあった『『土壌の物理性』投稿規定(改正案)』は、原案通り全会一致で可決された。同改正案は直近の評議員会へ編集委員会より提案する。

(2) 編集委員会事務局より提案のあった『『土壌の物理性』投稿案内』は、原案通り全会一致で可決された。

(3) 編集委員会事務局より提案のあった『『土壌の物理性』原稿執筆要領』は、原案を一部修正の上、全会一致で可決された。

(4) 編集委員会事務局より提案のあった「改正された編集関係規定類の適用について」は、原案通り全会一致で可決された。

3. その他(連絡)

次回編集委員会の開催予定について。

4. 質疑応答・討論

「報告」「議題」「その他(連絡)」に対する質疑応答・討論を行った。

Ⅳ. 2004 (H16) 年度第2回事務局会議

日 時：2004 (H16) 年8月27日(金) 17:00～

19:30

場 所：岡山大学環境理工学部演習室

出席者：赤江会長、井上編集委員長、成岡庶務幹事(総務)、諸泉会計幹事、吉迫編集幹事、渡辺庶務幹事(広報)(長谷川副会長は電子メール参加)

議題：

(1) 協議事項

- 1) 日本学会事務センター破産に関する対応について
- 2) 評議員選挙に関する諸手続について
- 3) 事務局内規の改定について
- 4) H16年度シンポジウム講演者・座長について
- 5) H15年度決算、H16年度予算企画について
- 6) 次期事務局体制に関する諸準備について
- 7) 学会ホームページの管理について
- 8) H15年度学会賞について

(2) 報告事項

- 1) 編集委員会
- 2) 企画準備委員会
- 3) その他

V. 2004 (H16) 年度第1回評議員会

会 場：北海学園大学豊平キャンパス2号館第1会議室

日 時：2004 (H16) 年9月8日(水) 12:15～13:15

出席者：赤江会長、長谷川副会長

評議員：井上、石渡、長澤、安中、藤井、谷山(代 坂西)、溝口、宮崎、清澤、中村、{欠席：波多野(委任状)、加藤(委任状)、足立(委任状)、荻野、石黒(委任状)、吉川(委任状)、堀野(委任状)、筑紫}

事務局：成岡、渡辺、諸泉、吉迫

議 題：

(1) 協議事項

- 1) 日本学会事務センターの破産に関する対応策について
- 2) 評議員選挙に関する諸手続について
- 3) 事務局内規の改定について
- 4) H16年度シンポジウム講演者・座長について
- 5) H15年度決算報告(案)、監査報告、H16年度予算(案)
- 6) 事務局体制を支援する試案について
- 7) H15年度学会賞について

(2) 報告事項

- 1) 編集委員会報告
- 2) 企画準備委員会報告
- 3) 日本学術会議関係

VI. 2003 年度会計収入・支出決算と会計報告

自 2003. 4. 1

至 2004. 3. 31

収入の部				
項 目	予 算 額	決 算 額	増 減	備 考
繰 越 金	5,104,521	5,104,521	0	
正 会 員 会 費	1,900,800	2,499,500	598,700	
学生会員会費	50,400	90,000	39,600	
賛 助 会 費	180,000	225,000	45,000	
外国会員会費	22,000	0	▲ 22,000	
出版物売上	200,000	365,500	165,500	バックナンバー売り上げ
購 読 会 費	330,000	0	▲ 330,000	表示科目の変更によりバックナンバー売り上げに含む
雑 収 入	300,000	1,125,054	825,054	69,000 シンポ参加費, 144,000 情報交換会費, 別刷り, 利息, 学術会議協賛金
合計	8,087,721	9,409,575	1,321,854	

▲：収入減

支出の部				
項 目	予 算 額	決 算 額	増 減	備 考
会 誌 製 作 費	2,800,000	2,257,025	▲ 542,975	会誌 V93, 94, 95 号分
総会, シンポジウム費	800,000	770,696	▲ 29,304	部屋使用料, 器具使用料, 要旨印刷, 消耗品等
通 信 費	150,000	49,790	▲ 100,210	
文 具 費	150,000	3,801	▲ 146,199	
賃 金	150,000	78,850	▲ 71,150	シンポジウム等アルバイト
交 通 費	500,000	245,560	▲ 254,440	
会 議 費	100,000	20,000	▲ 80,000	
幹 事 手 当	45,000	45,000	0	
編 集 委 員 会 費	200,000	257,130	57,130	編集関係通信費, H 14 年度分査読料
学会賞選考委員会費	300,000	2,100	▲ 297,900	賞状, 記念品代
企画準備委員会費	100,000	0	▲ 100,000	
選 管 委 員 会 費	0	0	0	2003 年度評議員選挙なし
業 務 委 託 費	1,000,000	680,979	▲ 319,021	
予 備 費	1,792,721	20,945	▲1,771,776	送金手数料, 地域農学研究連絡委員会協賛金
決算額	8,087,721	4,431,876	▲3,655,845	
次年度繰越金	—	4,977,699	—	
合計	8,087,721	9,409,575	1,321,854	

▲：支出減

Ⅶ. 2004 年度会計予算

自 2004.4. 1

至 2005.3.31

収入の部		
項 目	予 算 額	備 考
繰 越 金	4,977,699	
正 会 員 会 費	1,680,800	$382 \text{ 人} \times 5,500 \text{ 円} \times 0.8 = 2,101,000 \text{ 円} \times 0.8 = 1,680,800 \text{ 円}$
学生会員会費	40,800	$17 \text{ 人} \times 3,000 \text{ 円} \times 0.8 = 51,000 \text{ 円} \times 0.8 = 40,800 \text{ 円}$
賛 助 会 費	202,500	$10 \text{ 社} \times 22,500 \text{ 円} \times 0.9 = 225,000 \text{ 円} \times 0.9 = 202,500 \text{ 円}$
外国会員会費	22,000	$5 \text{ 人} \times 5,500 \text{ 円} \times 0.8 = 27,500 \text{ 円} \times 0.8 = 22,000 \text{ 円}$
出版物売上	300,000	バックナンバー売り上げ, 用語事典売り上げ
雑 収 入	700,000	広告料 (75,000), 別刷, 利息等
合計	7,923,799	

支出の部

項 目	当年度予算額	前年度予算額	増 減	備 考
会 誌 製 作 費	3,000,000	2,800,000	200,000	会誌 96, 97, 98, 99 号発行料等 (1 号 650 部約 70 万円)
総 会, シンポジウム費	800,000	800,000	0	総会, シンポジウム開催費, 評議員会等
通 信 費	150,000	150,000	0	原稿, 請求書送付料等
文 具 費	100,000	150,000	▲ 50,000	封筒代等
賃 金	150,000	150,000	0	業務, シンポジウム手伝料等
交 通 費	600,000	500,000	100,000	交通費等
会 議 費	100,000	100,000	0	事務局会議費
幹 事 手 当	60,000	45,000	15,000	幹事 4 人分 (H16 年度広報幹事 1 名新設)
編集委員会費	400,000	200,000	200,000	編集関係通信費, 英文規定作成費等
広報関連費	50,000	0	50,000	院生・学生・若手研究者等への広報活動他 (2004 年度新設)
学会賞選考委員会費	100,000	300,000	▲ 200,000	学会賞選考委員会会議費, 賞状・記念品代等
企画準備委員会費	100,000	100,000	0	土壌の物理性 100 号記念号および測定法に関する企画の準備
選管委員会費	300,000	0	300,000	2004 年度評議員選挙
業務委託費	250,000	1,000,000	▲ 750,000	会誌発行業務, 会員管理事務委託費等
予 備 費	1,763,799	1,792,721	▲ 28,922	学術会議協力金, (財)日本学会事務センターの破産による未回収金等
合計	7,923,799	8,087,721	▲ 163,922	

▲: 当年度減

VIII. 2003 年度会計監査報告

土壤物理学会

会長 赤江 剛夫 殿

土壤物理学会

会計監査

金 木 亮
長野 園 宏

会計監査報告

2003 年度、土壤物理学会会計の収入支出決算書ならびに関係帳簿類について、2004 年 4 月 30 日に厳正に監査を行った結果、それらの執行は適正であり、提出のとおり相違ないことを確認した。

IX. 評議員会（メール審議）報告

評議員会（メール審議：2004 年 9 月 27 日事務局発出、回答締切 2004 年 9 月 30 日）において、全会一致で下の通り決した。

1. 土壤物理学会の名義を「後援」団体として使用することを許可する。

名称：Third International Symposium on Contaminated Sediments（第 3 回汚染堆積土に関する国際シンポジウム）

団体：「第 3 回汚染堆積土に関する国際シンポジウム」組織委員会・実行委員会

2. 土壤物理学会の名義を「共催」または「後援」団体として使用することを願う。

名称：日本学術会議 土壌・肥料・植物栄養研究連絡委員会主催のシンポジウム

団体：日本学術会議土壌・肥料・植物栄養研究連絡委員会

X. シンポジウムの開催（共催）

シンポジウム「土壌資源の秘めたる可能性と未来—土壌科学からのアプローチ—」

1. 主催：土壌・肥料・植物栄養学研究連絡委員会
2. 共催：(社)日本土壌肥料学会、日本ペドロロジー学会、日本土壌微生物学会、日本土壌動物学会、(社)農業土木学会、土壤物理学会
3. 後援：(独)農業・生物系特定産業技術研究機構、(独)農業環境技術研究所、(財)日本土壌協会、全国農業共同組合連合会（予定）
4. 日時：平成 16 年 11 月 27 日（土）10：00～17：00
5. 会場：東京大学農学部 1 号館 8 番教室

（東京都文京区弥生 1-1-1）

6. 次第

総合司会 中西友子（土壌・肥料・植物栄養研連委員、東京大学大学院農学生命科学研究科教授）

- 1) 開会の辞：三枝正彦（土壌・肥料・植物栄養研連委員長、東北大学大学院農学研究科教授）
- 2) 国際土壌科学連合（IUSS）の活動と世界的研究動向：犬伏和之（土壌・肥料・植物栄養研連・土壌科学小委員会委員長、千葉大学園芸学部教授）
- 3) 「ペドロジスト」誌に見るわが国のペドロロジー研究の軌跡と将来展望：東 照雄（土壌・肥料・植物栄養研連委員、筑波大学大学院生命環境科学研究科教授）
- 4) 先端的土壌化学とフィールド研究：米林甲陽・山田秀和（京都府立大学大学院農学研究科教授・同助教授）
- 5) 土壌物理学が拓く未来の物質循環：宮崎 毅（東京大学大学院農学生命科学研究科教授）
- 6) 土壌微生物群集の生態系機能—持続型社会構築への微生物の働きを活かす—：豊田剛己（東京農工大学大学院生物システム応用科学研究科助教授）
- 7) 持続的農業生産を支える地域資源循環：藤原俊六郎（神奈川県農業総合研究所・企画調整部長）
- 8) 土壌生態系からの温室効果ガス放出：八木一行（(独)農業環境技術研究所・温室効果ガスチーム長）
- 9) 総合討論：(司会) 長谷川功（土壌・肥料・植物栄養研連委員、日本大学生物資源科学部教授）
- 10) 閉会の辞：木村真人（日本土壌肥料学会会長、名古屋大学大学院生命農学研究科教授）

XI. 評議員選挙結果（報告）

平成 16 年 10 月 6 日

土壤物理学会

会長 赤江 剛夫 殿

土壤物理学会

選挙管理委員会委員長 川崎 哲郎



評議員選挙結果（報告）

平成 17 年 3 月 31 日に現在の評議員の任期が満了することに伴い、会則第 6 条（2）「評議員 15 名 正会員の半から選挙によって選出される。」および役員選出規定

(1970年11月18日改訂)に基づいて選挙を実施し、下記の結果となりましたことをご報告いたします。

選挙の方法

- (1) 評議員候補者は会員名簿(2004年版)のうち正会員とした。
- (2) 選挙は郵便投票によった。
- (3) 選挙期日(投票締切日)は、平成16年9月30日(木)(消印有効)とした。
- (4) 会則第6条により、評議員の3期連続の重任は認められないことを明示した。

土壌物理学会評議員選出結果 (2004.9.30投票締切, 2004.10.6開票)

任期: 2005.4.1~2007.3.31

投票総数: 409票

地域	人数	選出者氏名
北海道	4	*石渡輝夫, *長澤徹明, 長谷川周一, *波多野隆介
東北	2	*安中武幸, 粕淵辰昭
関東	2	軽部重太郎, *宮崎毅

中部	2	取出伸夫, 成岡市
近畿	1	中村公人
中・四国	3	*石黒宗秀, *井上久義, *吉川省子
九州	1	長裕幸
会長委嘱	3	(未定)

注: *印は二期連続選出者。以上の選出者から、会長および副会長が互選された場合は、役員選出規定(3)(ハ)に準拠して入れ替え(繰り上げ当選)を実施する。「会長委嘱」は、今回選挙によらず、未定。

XII. 会員消息(2004年10月22日まで)

退会 正会員 高木 東 (独)農業工学研究所
現在会員数(2004年10月22日現在)

正会員数(国内)	399
同 (海外)	5
学生会員数	17
賛助会員数	10
小計	431
購読会員数	52
合計	483名

日本学術会議会長コメント

平成 16 年 4 月 14 日

本日、「日本学術会議法の一部を改正する法律」が公布されました。

今回の改正は、日本学術会議が、我が国科学者コミュニティの代表機関として、自律的・主体的に活動し、これまで以上に社会に対して積極的に貢献していくことを目的とするものであり、極めて重要なものです。

近年、各国のアカデミーは、科学者の力を結集して、科学の水準の向上を図るとともに、人口問題、南北格差問題、環境・エネルギー問題などの地球規模の諸課題を解決するために積極的に取り組んでいるところです。

これは、このような諸課題を解決するには、科学者の知見を活用することが不可欠であり、そのため、科学者が、自らの使命として積極的に協力していかなければならないと考える現れであると考えられます。

日本学術会議は、国際連合や国際科学会議 (ICSU) などの国際的な学術団体と緊密に連携し、国内における各分野の科学者や学術研究団体と協力しながら、我が国や地球規模の諸課題の解決に積極的に貢献してまいります。

日本学術会議会長 黒川 清

【参考】

- ・日本学術会議ホームページ <http://www.scj.go.jp>
- ・InterAcademy Council ホームページ <http://www.interacademycouncil.net>
- ・日本学術会議をめぐる課題と展望 (学術の動向 2004 年 1 月号)
- ・Japan shakes up council to offer scientists political clout (NATURE Vol. 428/25 MAR 2004)
- ・Japan Ponders Starting a Global Journal (SCIENCE vol. 303/12 MAR 2004)

【問い合わせ先】

日本学術会議事務局庶務課文書係
電話：03-3403-1906 (直通)
E-mail: g227@scj.go.jp

日本学術会議会長コメント

平成 16 年 5 月 21 日

日本学術会議は、本日、講演会「科学・技術への理解と共感を醸成するために」を開催しました。

昨今の国民の科学や技術離れの風潮を背景として、各界からの講演者・パネラーに、科学や技術に対する社会

との共感を得るためには科学者をはじめとする関係者は何をなすべきか、特に人類の将来を担う子どもたちに科学と技術に対する夢を育むための方策にはどのようなものがあるかなどについて活発に御議論いただきました。

日本学術会議の声明「社会との対話に向けて」に述べられているように、日本学術会議は、今後とも、我が国の科学者コミュニティを代表する機関として、国民、社会の科学と技術への共感と信頼を得ることができるよう、科学者一人ひとりが地域の小中学校などの教育機関や地域社会とともに考え、教育や科学館事業などに積極的に参加することを通して、市民や子どもたちに科学の重要性や科学への夢を伝える行動「プロジェクト Science X」を実施していきます。

日本学術会議会長 黒川 清

【参考】

- ・声明「社会との対話に向けて」

【問い合わせ先】

日本学術会議事務局庶務課文書係
電話：03-3403-1906 (直通)
E-mail: g227@scj.go.jp

日本学術会議会長コメント

平成 16 年 7 月 15 日

日本学術会議が加入している国際学術団体であるインターアカデミーカウンシル (IAC) は、国連のコフィー・アナン事務総長からの諮問に応じて「アフリカの農業が有する未来と可能性の実現—アフリカの農業生産性と食料安全保障を改善するための科学技術戦略—“Realizing the promise and potential of African agriculture: Science and technology strategies for improving agricultural productivity and food security in Africa”」と題する報告書を取りまとめ、本年 6 月 25 日、国連本部において同事務総長に提出しました。

この報告書では、アフリカの農業生産の改善のために科学と技術は何をなすべきかについて、多方面からの戦略的提言が試みられています。特に、効果的な農業研究のための研究体制ネットワークの整備、大学や試験研究機関の研究施設の充実、新しい世代の農業研究者の育成、農産物の市場経済政策の整備、新しい科学技術のパイロットプログラムの作成などについて提言しています。本報告書は、アフリカの農業に関して、現時点では最も権威あるものと考えられ、今後、世界中の各方面で重要な役割を果たすものと期待されます。

日本学術会議は IAC の理事アカデミーの一つとして、本報告書の作成に積極的に取り組んでおり、石井龍一会

員（日本大学生物資源科学部教授）が日本学術会議を代表し参加しました。

日本学術会議は、今後とも IAC をはじめ国連機関や国際科学会議（ICSU）などの国際的学術団体と緊密に連携し、国内外の科学者や学術研究団体と協力しながら、地球規模の諸課題の解決に積極的に貢献してまいります。

日本学術会議会長 黒川 清

【参考】

・ InterAcademy Council ホームページ <http://www.interacademycouncil.net>

【問い合わせ先】

日本学術会議事務局庶務課文書係

電話：03-3403-1906（直通）

E-mail：g227@scj.go.jp

日本学術会議会長コメント

平成 16 年 8 月 3 日

日本学術会議では、本日、亀井善之農林水産大臣に対し「地球環境・人間生活にかかわる水産業及び漁村の多面的な機能の内容及び評価について」答申を行いました。これは平成 13 年に行った「農業及び森林の多面的な機能の評価」の答申と同様に、学術的な幅広い見地から総合的に検討を行ったものであり、国民の皆様に日本の水産業・漁村が果たしている重要な役割が広く理解され、その発展については地域社会の新たな発展のために必

要な政策に基礎を与えるものと確信しています。

「水産業・漁村の多面的な機能」とは、①食料・資源の供給、②自然環境の保全、③地域社会の維持、④生命財産の保全、⑤生活と交流の「場」の提供という、水産業・漁村の持つ役割を担うものであって、水産業・漁村が適正に維持管理されているところに存する機能です。

良く知られている機能としては、①日本を世界一の平均寿命を持つ長寿国にした食文化、②水産物に含まれるビタミン、栄養素、また医薬品原料などの提供、③物質循環系を補完し、あるいは生態系を保全する沿岸動植物の動態と、これを護る漁民の活動、④所得・雇用の創出、文化の継承などの社会活動、⑤日本に独特な長い海岸線の安全を護る活動、⑥沿海域・沿岸域の景観を護り、都市住民の交流・保養・学習などの「場」の提供などがあります。

この答申を契機に、ここに整理された水産業及び漁村の多面的な機能が、日本の国にとって必要欠くべからざるものとして認識され、また定量的な評価のための研究が推進されて、水産業及び漁村に対する適切な施策が講じられる基盤が確立されることを期待します。

日本学術会議会長 黒川 清

【参考】

・ 日学ホームページ <http://www.scj.go.jp>

【問い合わせ先】

日本学術会議事務局庶務課文書係

電話：03-3403-1906（直通）

E-mail：g227@scj.go.jp

一編集後記一

本号がお手元にく頃には、マスコミのオリンピック報道も下火になっているかもしれません。近代オリンピック発祥の地で17日間にわたって開催された今大会は、史上最多の37個のメダルを獲得し、日本が大きく躍進した大会として記憶に残るのではないのでしょうか。

とかくメダルの「数」や「色」に関心が集まりがちな中であって、日本選手の活躍が、そこに至る過程とともに紹介されたのが印象的でした。「体操ニッポン」の復活は、かつて冬の時代と言われた時期にジュニア世代の強化に力を注ぎ、新たな技の追求よりも基本フォームの確

立に地道に取り組んだ成果だそうです。

さて、私たち研究者の世界では、本年度から国立大学が法人化し、また来年度はいくつかの独法試験研究機関で中期計画最終年度を迎えます。「効率化」「評価」「見直し」といったキーワードに、研究機関、研究者を取り巻く環境の厳しさや時々刻々の変化を否が応でも感じてしまう昨今ですが、こういう時こそ、安易に結果を求めるのではなく、しっかりと将来を見据え、地道な努力を続けたいものです。

(編集委員 田中宏明)

土壌物理学会

事務局構成

会 長	赤江 剛夫 (岡山大学)
副 会 長	長谷川周一 (北海道大学)
庶務幹事 (総務)	成岡 市 (三重大学)
〃 (広報)	渡辺 晋生 (三重大学)
会計幹事	諸泉 利嗣 (岡山大学)
編集幹事	吉迫 宏 ((独) 農業工学研究所)
会計監査	金木 亮一 (滋賀県立大学)
〃	長野間 宏 ((独) 農業・生物系特定産業技術研究機構)
編集委員会	委員 長 井上 久義 ((独) 農業・生物系特定産業技術研究機構)
	委 員 石黒 宗秀 (岡山大学)
	井上 光弘 (鳥取大学)
	木原 康孝 (島根大学)
	酒井 俊典 (愛媛大学)
	櫻井 克年 (高知大学)
	西村 直正 (岐阜大学)
	佐藤泰一郎 (高知大学)
	田中 宏明 ((独) 農業・生物系特定産業技術研究機構)
	近森 秀高 (岡山大学)
	取出 伸夫 (三重大学)
	中尾 誠司 ((独) 農業・生物系特定産業技術研究機構)
	中村 公人 (京都大学)
	平沢 正 (東京農工大学)
	三浦 健志 (岡山大学)
	吉川 省子 ((独) 農業・生物系特定産業技術研究機構)
	吉田 正則 ((独) 農業・生物系特定産業技術研究機構)

土壌の物理性 第98号 (会員配布) 2004年11月20日発行

発行 土 壌 物 理 学 会

〒700-8530 岡山県岡山市津島中3-1-1

岡山大学環境理工学部

環境管理工学科 生産基盤管理学分野内

電 話 086-251-8874

E-mail narioka@bio.mie-u.ac.jp

URL <http://wwwsoc.nii.ac.jp/jssp3/index.html>

銀行口座 中国銀行 法界院支店 (店番号104)

普通 1775225 土壌物理学会 会長 赤江剛夫

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://wwwsoc.nii.ac.jp/jssp3/index.html>) で最新のものを確認して下さい。

E-mail 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

複写される方に

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

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

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

Notice about Photocopying

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

Japan Academic Association for Copyright Clearance (JAACC)

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

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

Journal of the Japanese Society of Soil Physics

No. 98

November 2004

Contents

46th Symposium, Japanese Society of Soil Physics (Program)

Revision about editing rules

Correspondence of JSSP to bankruptcy of Business Center for Academic Societies Japan

ForewordR. HATANO··· 1

Original Papers

Latent Heat Transfer in a Salt-affected Nonswelling Clay
.....I. SAKAGUCHI, H. MOCHIZUKI, M. INOUE and S. INANAGA··· 3

Analysis of Ground Freezing Process by Unfrozen Water Content Obtained from
TDR Data in Hetao Irrigation District of ChinaL. WANG and T. AKAE··· 11

Practical Aspects of TDR for Simultaneous Measurements of Water and Solute in a
Dune Sand FieldH. DEHGHANISANJ, T. YAMAMOTO and M. INOUE··· 21

Changes in the Water Holding Capacity of Abandoned Terrace Paddy Fields Follow-
ing AfforestationY. SHINOMIYA, A. TORII, Y. INAGAKI and T. YAMADA··· 31

Readers' columnY. SHINOMIYA··· 41

Book review.....K. WATANABE··· 43
S. HASEGAWA··· 44

Announcements 45

Editor's Postscript 53

Japanese Society of Soil Physics

Department of Environmental Management Engineering
Faculty of Environmental Science and Technology, Okayama University
3-1-1 Tsushima-naka, Okayama 700-8530, Japan