

# 土壌の物理性

Journal of the Japanese Society of Soil Physics

第 113 号

2009 年 11 月



土壌物理学会

Japanese Society of Soil Physics



# 土壌の物理性

第 113 号 2009 年 11 月

## 目 次

---

巻頭言	小杉賢一朗 ...	1
論 文		
泥炭林土壌の温室効果ガスの生成と消失	森本 聡・永田 修・川本 健・長谷川 周一 ...	3
Evaluation of the potentialities of different soil types to yield response of soybean under deficit irrigation	S. U. AHMED, M. SENGE, K. ITO and J. T. ADOMAKO ...	13
研究ノート		
対流センサーのコンスタンタン線の発熱が対流速度測定におよぼす影響	花山 奨・安中武幸 ...	21
黒ボク土および灰色低地土の深度別アンモニウム・硝酸吸着等温パラメータの算出	遠藤 明・三島慎一郎・神山和則 ...	25
特 集		
水分・溶質移動モデル		
土中への水の浸潤 1. フラックス境界と圧力境界条件	取出伸夫・渡辺晋生・坂井 勝 ...	31
講 座		
古典を読む		
Geostatistics を先取りした土壌科学者—Richard Webster による土壌の理化学性のばらつきに関する三つの論文—	原口暢朗 ...	43
土粒子		
つながっていた	廣野祐平 ...	53
書 評		
土壌微生物通信 (1962–1986) 探訪 (1) 「過去」と対話してみませんか?	石黒宗秀 ...	55
会務報告		57
編集後記		63

---

### 表紙写真の説明

雪積もる中、調査地において測定機器のメンテナンスをしている状況。過酷な調査の一端が垣間見えます。今号掲載の森本らの論文「泥炭林土壌の温室効果ガスの生成と消失」を参照ください。



## 学会費納入のお願い（再）

土壤物理学会事務局

時下ますますご健勝のこととお慶び申し上げます。

さて、前号からお願いいたしております今年度（2009年度）会費の早期納入につきましては、多くの方々にご協力をいただきましたことに感謝申し上げます。

引き続き、未納の方には会費の納入にご協力いただきたく、再度案内申し上げました次第です。宜しくお願い申し上げます。

### 記

1. 会費の区分は、正会員 5,500 円，学生会員 3,000 円，賛助会員 22,500 円，購読会員 7,500 円となっております（学会会則第 5 条）。
2. 112 号に同封の振替用紙をご利用のうえ、会費をご入金ください。なお、誠に恐れ入りますが、手数料は各自でご負担ください。
3. 会員登録データ等の変更は、通信欄にご記入ください。
4. 前年度未納の方につきましては、今年度分と併せてご入金ください。また、通信欄にはその旨ご記入ください。
5. 何かご不明の点等ございましたら、会計幹事の森までご連絡ください。

### 問い合わせ先

土壤物理学会事務局（会計幹事）  
〒690-8504 松江市西川津町 1060  
島根大学 生物資源科学部内  
森 也寸志  
Tel 0852-32-6550，Fax 0852-32-6499  
E-mail: yasushim@life.shimane-u.ac.jp

## 「投稿規定 5」の改正について

土壤物理学会事務局・同編集委員会

「投稿時の電子ファイルの提出」については 2007 年 10 月 13 日の評議会・総会にて既に決定されております（「土壤の物理性 第 107 号」会告「運営費削減に係わる投稿規定の改正について」参照）。その後 1 年間の試行を経ましたが、特に大きな問題はありませんでした。そこで、2009 年 12 月 1 日以降、投稿規定 5 を下記のとおり改正 しますので、会員の皆様におかれてはご承知おきください。

新旧対応（改正日 2009 年 12 月 1 日）

現 行	改 正 後（2009 年 12 月 1 日以降）
5. 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。	5. 投稿する場合は、 <u>投稿原稿（本文、図表含む）および原稿送り状（別紙書式）の PDF ファイル</u> を編集委員長宛に提出する。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。

## 第 112 号の訂正とお詫び

土壤物理学会編集委員長

「目次」において下記のような誤りがありました。お詫びいたしますとともに訂正方をお願いいたします。

（誤）若月利行 →（正）若月利之

## ロゴマーク決定のお知らせ

10月24日の学会大会時に実施した会員による投票の結果、ロゴマークが決定しました。



ロゴマークは、学会誌、ホームページ他、学会が発行する印刷物において使用します。  
ロゴマークの著作権は土壌物理学会が保有します。

土壌物理学会事務局





## プログラミングの奨め

小杉賢一朗<sup>1</sup>

私は昭和40年代前半の生まれで、気持ちの上ではまだまだ若手と思っているが、近頃は学生と話をしている、やっぱり何世代も上なんだなぁと思うときが頻繁にある。特に、コンピュータ関係の話をするときはそうだ。「僕らが学生の頃は、システムとアプリケーションの入った3.5インチフロッピーディスクをAドライブに入れて、Bドライブにはデータの書かれたフロッピーを入れて・・・」なんて話をしたら、目が点になっている(3.5インチどころか、こっちは8インチだったと、先輩には言われそうだが)。そんな時代だったから、表計算ソフト(当然、エクセルではなくてロータス123)では、EMSメモリを搭載したパソコンでも、扱えるデータはせいぜい数百行だったと記憶している。我々の研究室では水文データを扱うことが多いのだが、何年にもわたる雨量や流出量のデータは、パソコンの表計算ソフトで扱える代物ではなかった。そこで、データを電話回線で計算機センターに送り(こっちはパンチカードだったと、大先輩には指摘されそうだが)、Fortranのプログラムを書いて処理していた。こんな環境だったから、当時は研究室に配属されると、まずプログラミングを教え込まれ、なかなか減らないコンパイルエラー、ランタイムエラーと格闘する日々であった。それに比べて今は、エクセルで何万行も扱えるし、ソルバー機能を使えばモデルパラメータの最適化も簡単だし、フーリエ変換までできてしまうのだから、自らプログラムを書く学生はめっきり減ってしまった。ただしそんな表計算ソフト全盛期でも、自分でプログラミングができると、データ解析の幅がずいぶんと広がる。簡単な例でいえば、様々な流域で観測された何年にもわたる水文データを使って、月別の降水量、流出量の平均値を計算するなどの処理は、自分でプログラムを書いた方が効率的である。そんな例を研究室の勉強会で紹介したところ、エクセル世代の学生も、プログラミングの良さを多少なりとも分かってくれた様である。

私は、得意という訳ではないが、プログラミングは嫌いではないので、リチャーズ式や移流分散方程式の数値解法に取り組んでいる。この分野には、皆さんの多くがよくご存知の通り、HYDRUSという有名なソフトがある。今年の三月に、三重大大学の取出伸夫先生や農工大学の斎藤広隆先生のお計らいで、Rien van Genuchten 博士を招待した研究集会を開催したが、その席で自前のコードでのシミュレーション結果を紹介したところ、発表が終わってからRienに「どうしてHYDRUSを使わないんだ」と聞かれた。理由は幾つかあって、もともと圃場の浸透流解析をメインに開発されたHYDRUSを山地斜面の水文現象に応用した場合に、扱いにくい点があること(例えば表面流の処理など)、HYDRUSでは土壌の特性が要素毎ではなくて接点毎に与えられるので、厳密な層位区分を表現しにくいこと、自前のコードに比べると、どうしても入力パラメータの設定や結果の出力に制約が生じてしまうことなどが挙げられる。

尤も、私が使用したことがあるのは初期バージョンのHYDRUS-2Dであって、最新バージョンでは上記の多くの点が改良されているし、やはりHYDRUSは非常に良くできたソフトで、計算時間などの面では自前のコードではとても太刀打ちできない。なので、現在指導している留学生には、HYDRUSを使って降雨の浸透・流出解析をしてもらっている。ただしここで問題になるのは、英語が達者な留学生がマニュアルを一生懸命読んでも、なかなか使いこなすまでには至らないという点である。入力データの準備、パラメータの設定、計算結果の出力などは、数週間の努力の末、スムーズにできるようになったものの、計算条件がシビアになってエラーが出たりすると、その対処法が簡単には見つからない。この点、不飽和浸透の数値計算をプログラミングした経験を持つ者であれば、計算の原理が分かっているので、エラーの原因に気づきやすいし、対処も比較的容易である。そもそも「これはシビアすぎて絶対数値計算できない」なんて条件設定は、端から諦めて、別のケースを検討する。さらに、例えば、溶質移動計算で移流項が大きい場合に生じる振動や数値拡散の問題など、計算結果の妥当性・信頼性についても適切な判断をすることができる。

勿論、自前でプログラミングをしたことが無くても、HYDRUSを使いこなすことは十分可能であるし、そのためのトレーニングをする機会(講習会や教科書)も、多くの先生のご努力によって用意されている。ただ私としては、市販のソフトで浸透計算をしようという学生には、一度、一次元の浸透計算をプログラミングすることをお勧めしたい(『農業土木パソコンガイド』、農業土木学会(1988)が参考になります)。その方が、そのソフトを上手に使いこなせるからである。

浸透計算・溶質移動計算に限らず、例えばクリギングなどの解析にも、現在はすばらしいアプリケーションが多数出回っている。解析ソフトだけではなくて、計測機器でも、我々の研究に役立つ新しいものが次々に開発されている。

<sup>1</sup> 京都大学農学研究科

それらを使って研究をしていると、ともすると「ユーザーレポート」的な論文を書いてしまっていたりする。同じソフトや機器でも、その原理が分かって使っている人の論文は、読み応えがあって学ぶところが多い。現代の研究者には、様々な最新の技術を、自分の道具として使いこなす器用さが必要なんだとつくづく思う。

# 泥炭林土壌の温室効果ガスの生成と消失

森本聡<sup>1</sup>・永田修<sup>2</sup>・川本健<sup>3</sup>・長谷川周一<sup>4</sup>

Production and consumption of greenhouse gases in a peatland forest soil

Satoshi MORIMOTO<sup>1</sup>・Osamu NAGATA<sup>2</sup>・Ken KAWAMOTO<sup>3</sup>・Shuichi HASEGAWA<sup>4</sup>

**Abstract:** Peat wetlands are considered to be the major sources of greenhouse gases. Many studies have been conducted to evaluate quantitatively greenhouse gases production and consumption in peat soils, however, only limited information on dynamics of greenhouse gases in peatland forest soils. In this study, emission, production, and consumption of greenhouse gases such as CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, and N<sub>2</sub>O were investigated at a soil profile in the peatland forest by combining techniques of a closed-chamber method, annual monitoring of soil gas concentrations in the unsaturated zone, and laboratory measurements on water retention and gas diffusivity for soil core samples. Results show that the annual amounts of 725 g CO<sub>2</sub>-C m<sup>-2</sup> were emitted from the soil surface and approximately 90% of the CO<sub>2</sub> was produced at the depth interval less than 10 cm. On the other hand, the soil profile acted as a CH<sub>4</sub> sink and the annual amounts of 0.47 g CH<sub>4</sub>-C m<sup>-2</sup> were oxidized (consumed) within the 0–10 cm depth interval. For the dynamics of N<sub>2</sub>O, the annual amounts of 0.249 g N<sub>2</sub>O-N m<sup>-2</sup> were emitted from the surface and both production and consumption occurred at each depth interval above the water table. Especially, the production and consumption of N<sub>2</sub>O was significant at the 22-cm depth from the surface. It was also revealed that the N<sub>2</sub>O was produced / consumed markedly even during the snowfall and snowmelt periods differing from the CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub>.

**Key Words:** carbon dioxide, methane, nitrous oxide, peatland forest, gas production and consumption

## 1. はじめに

泥炭は陸域面積の約3%を占めるのみであるが、その炭素含有量は全土壌中の約3分の1に相当する455 Pg以上とされている(Gorham, 1991)。国内において泥炭は北海道に広く分布し、その総面積は約20万haであり、現在その約70%は明治以降の開発により農地や宅地として利用されている(富士田, 2007)。泥炭の特殊

性から、このような土地利用には排水改良や客土等が不可欠であるが、それは泥炭の分解を促進させ、様々な問題を発生させてきた。泥炭の分解による急激な地盤沈下はその代表的な例である(宮地ら, 1995)。さらに、近年の地球温暖化への関心の高まりとその炭素含有量の多さから、湿地における温室効果ガスの発生も大きく注目されてきている(Alm et al., 1999; Pilegaard et al., 2003; 永田, 2006)。

このような背景から泥炭地を含めた湿地では、温室効果ガスの湿地における存在形態や輸送経路に関する研究(Le Mer and Roger, 2001; Tokida et al., 2005)をはじめとして、温室効果ガス放出に土地利用形態の変化(Naser et al., 2005; Yu et al., 2006)、地下水位変動(Yu et al., 2003; van Huissteden et al., 2006)、湿原植生の変化(Nagata et al., 2005)、積雪・融雪(Alm et al., 1999)が及ぼす影響など、温室効果ガスに関する研究は数多く行なわれている。これらの既往の研究成果から、一般に、地下水位が地表付近に存在する自然状態の泥炭地では、CH<sub>4</sub>やCO<sub>2</sub>は地表から大気へ放出(ガスフラックスが正)され、N<sub>2</sub>Oは放出されない、もしくは僅かに吸収(ガスフラックスが負)にある(Regina et al., 1996)との傾向が示されている。そして、地下水位が低下し、泥炭地に不飽和帯が形成されると、CH<sub>4</sub>は放出から吸収に転じ、泥炭基質の有機物分解によりCO<sub>2</sub>の放出が大きく増加し、N<sub>2</sub>Oの放出も増加するとの報告がされている。しかし、このように不飽和帯を有する泥炭土における温室効果ガスの研究は、客土や排水等により農耕地化された土壌での研究が大半であり、防風林内のように不飽和帯を有する自然状態に近い泥炭林や湿地林において、土壌が温室効果ガスの放出源/吸収源として機能するのかを調べた研究は少ない。Magnusson(1995)やYu et al.(2006)らは、不飽和帯を有する泥炭林や湿地林における土壌ガス濃度分布と土壌水分量や酸化還元電位について統計的相関を調べ、土壌水分量変化にともなう酸化・還元状態の違いが温室効果ガスの生成・消失と密接に関係することを示したが、温室効果ガスの生成・消失量の季節変動や、土壌内での生成・消失部位の詳細な検討は行っていない。不飽和帯を有する泥炭林や湿地林は、水文地形的・植生学的には、還元状態が容易に形成されCH<sub>4</sub>の放出源とされる湛水湿地や地下水位が地表付近に存在する泥炭土壌から、一般にCH<sub>4</sub>の吸収源である森林

<sup>1</sup>DOWA ECO-SYSTEM Co., Ltd. Hanaokamachi Aza Tsutsumisawa Odate, Akita 017-0005, Japan. Corresponding author: 森本聡, DOWA エコシステム(株)

<sup>2</sup>National Agricultural Research Center for Hokkaido Region, Sapporo 062-8555, Japan

<sup>3</sup>Graduate School of Science and Engineering, Saitama University, Saitama 338-8570, Japan

<sup>4</sup>Field Science Center for Northern Biosphere, Hokkaido University, Sapporo 060-0811, Japan

2009年4月1日受稿 2009年8月10日受理  
土壌の物理性 113号, 3–12 (2009)

土壌へと移行する重要な遷移域であり、今後、湿地全域における炭素収支や温室効果ガスの放出量の算出精度を高める上で重要な土地形態であるといえる。

そこで本研究では、農地化されておらず、不飽和帯を有する泥炭林土壌を調査対象地とし、温室効果ガス(CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O)の地表放出量および土壌内ガス濃度分布を約1年間測定するとともに、各深さの土壌試料のガス拡散係数を測定した。そして、これらの結果を用いて、温室効果ガスの生成・消失量の季節変動を明らかにするとともに、地表面及び土壌内各深さのガスフラックスを定量的に解析し、不飽和帯を有する泥炭林土壌内での温室効果ガスの生成・消失部位の検討を行なった。

## 2. 方法

### 2.1 調査地

調査は、北海道美唄市の北海道農業研究センター美唄試験地より約200 m北に位置し、約70 mの幅で東西に広がる防風林に3 m × 3 mの試験区を設けて行った。同地域は石狩泥炭地と呼ばれ、かつて約6万 haの湿原が存在していたが、開拓によりその大部分が農地となった。調査地とした泥炭林は客土が行われず、自然状態のまま防風林として残されている貴重な場所である。土壌は高位泥炭に分類され、層序は泥炭の分解程度からH1(0–3 cm), H2(3–42 cm), H3(42–76 cm)で、以下、粘土混じりのC1(76–124 cm), 粘土のC2(124 cm以下)であった。本調査地の地下水位は降雨に対応して変動したが、8月から9月は深さ約90 cmで最も低く、融雪期の4月には深さ約40 cmで最も高かった。調査期間は2007年6月13日から2008年10月20日であった。気象庁による同地域の気象統計情報(1979–2000年)によると、年平均気温は7.1 °C、年平均降水量は1,156 mmであり、最大積雪深は100 cmを超える。

### 2.2 土壌中のガスフラックス、生成量の計算法

土壌中のガス移動は圧力勾配による移流と濃度勾配による拡散とがある。一般に、気圧・温度・風速の変化によって生じる移流は土壌中のガス移動に果たす役割は小さく、土壌中のガス移動は通常拡散が支配的であるとみなされる(Laursen, 1991; 藤川ら, 2003)。そこで本研究もこの拡散移動のみに着目した。したがって、土壌中のガス移動はFickの法則を用いて次式のように表すことができる(例えば, Rolston and Moldrup, 2002; Webb, 2006)。

$$q = -D_s \frac{\Delta C}{\Delta z} \quad (1)$$

ここで  $q$  は土壌中のガスフラックス ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )、 $D_s$  は土壌ガス拡散係数 ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )、 $C$  は着目するガスの濃度 ( $\text{kg m}^{-3}$ )、 $z$  は距離 (m) である。 $D_s$  を大気中のガス拡散係数  $D_0$  で除すことにより、相対ガス拡散係数  $D_s/D_0$  が求まる。なお、 $q$ 、 $z$  とも上向きを正の値とした。

また土壌中において、質量保存側から次式が成り立つ。

$$\frac{\Delta(\theta_a C)}{\Delta t} = -\frac{\Delta q}{\Delta z} + r \quad (2)$$

ここで  $\theta_a$  は土壌の気相率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )、 $t$  は時間 (s)、 $r$  は単位体積あたりのガスの生成あるいは消失速度 ( $\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$ ) である。通常ガス移動は水や溶質移動に比べて非常に速いため、左辺に示す貯留項の変化は無視できるほど小さいと考え、(2)式は次のように簡略化することができる。

$$\Delta q = \Delta z r \quad (3)$$

これは2深度のフラックスの差 ( $\Delta q$ ) を計算することにより、2深度間 ( $\Delta z$ ) の単位体積あたりのガスの生成あるいは消失速度 ( $r$ ) が求まることを意味している。このように本研究では(1)式と(3)式を用い、土壌中のガスフラックス、生成あるいは消失速度を求めた。

### 2.3 測定項目

土壌断面と測定および採取項目を Fig. 1 に示す。

土壌ガス濃度は6, 15, 30, 40 cm深と地下水面近傍である地表面下60 cmの各深度から、先端に直径10 mm、長さ15 mmのポリエチレンフィルターをつけた採気管により、試験区内の異なる3点で採取した。同時に地表面の空気(0 cm)も異なる3点で採取した。採取した空気は予め真空にした3 mLのバイアル瓶に引き入れた。

地表面からのフラックスは、0 cmと6 cmの濃度勾配から(1)式により算出した(以下、拡散法)。また、直接測定ができるクローズドチャンバー法(以下、チャンバー法)によっても測定し、拡散法の評価を行った。

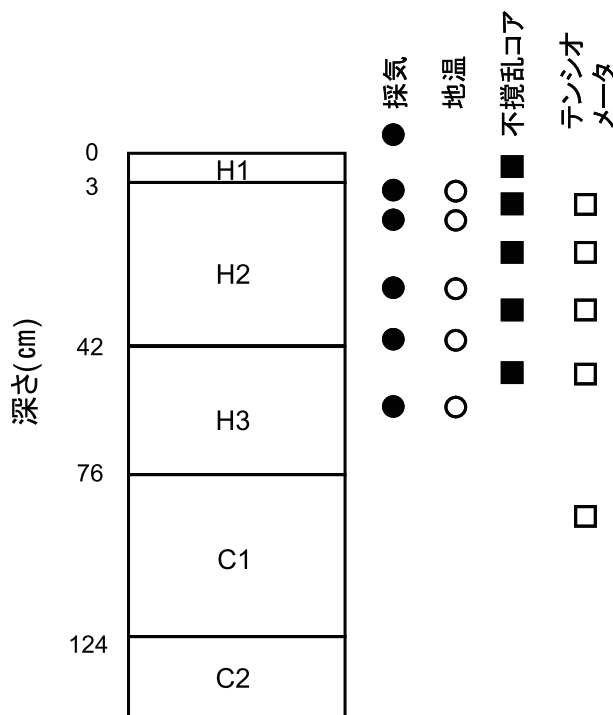


Fig. 1 調査地の土壌断面と測定および採取項目。 Soil profile and depths of measurements and core sampling.

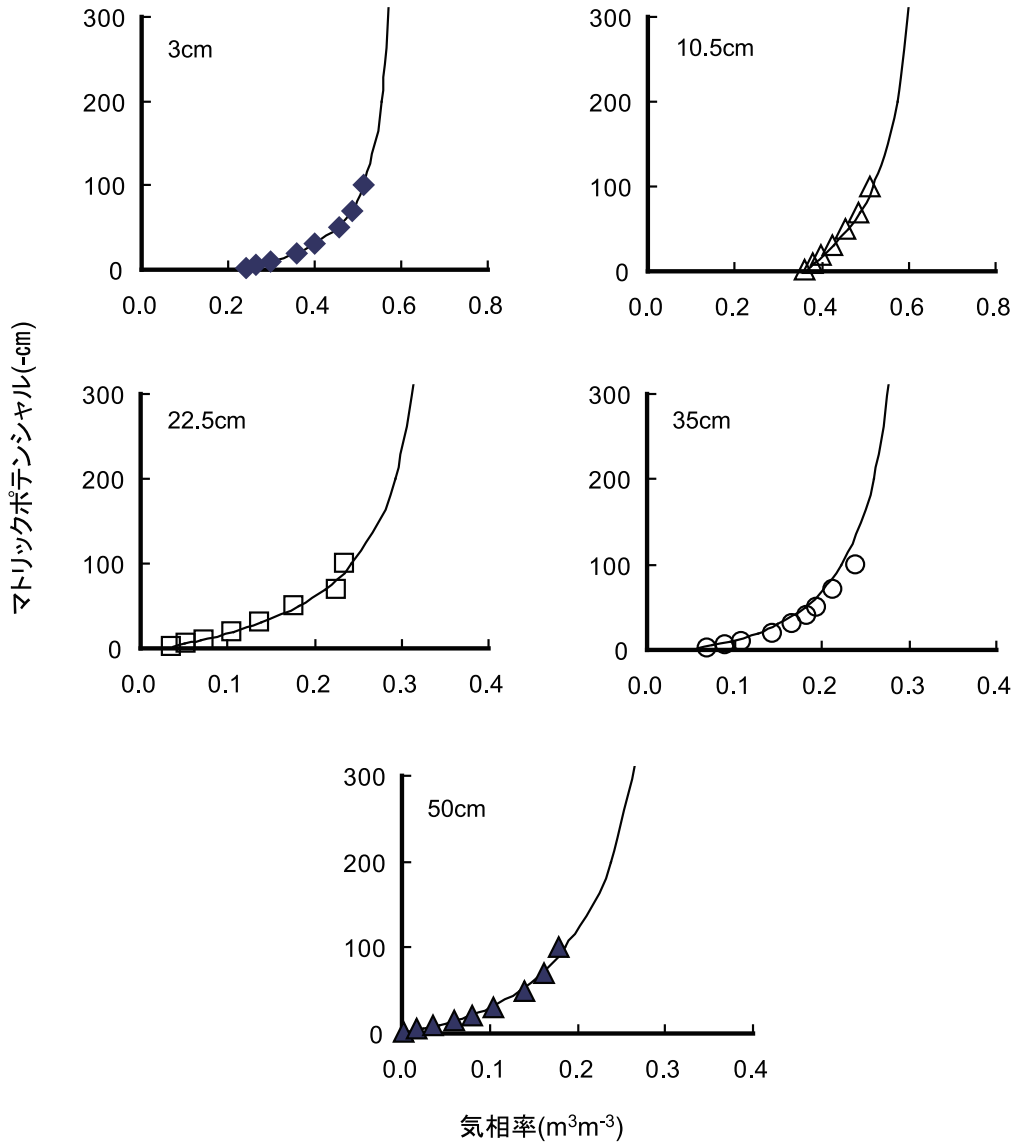


Fig. 2 気相率とマトリックポテンシャルの関係．グラフ内の値は深度，実線はモデル値を表す．

Relations between matric potential and air-filled porosity at five different depths. Fitted curves with the van Genuchten soil-water retention model are given.

チャンパーは底面積が 30 cm × 30 cm，高さが 26 cm の塩化ビニル製で，試験区周囲の異なる 3 定点にあらかじめ設置しておいたチャンパーベースに載せて測定した．測定の際には表面の植生および落葉を取り除いた．また積雪期は雪の上から測定した．この時，チャンパーと雪面の間の漏れを防ぐため，チャンパー周辺の雪を手で固めた．なお，ガス採取はチャンパーを載せる直前の 0 分と，非積雪期は 6，10，20 分後に，積雪期は 60 分後に行った．

採取した空気試料は 10 時間以内にガスクロマトグラフィー (SHIMADZU GC-8A) により CO<sub>2</sub>，CH<sub>4</sub>，N<sub>2</sub>O 濃度を分析した．チャンパー法によるガスフラックスは，CO<sub>2</sub> は 0 と 6 分後の濃度変化から，CH<sub>4</sub>，N<sub>2</sub>O は 0 と 20 分後の濃度をもとに，積雪期はどのガスフラックスも 0 と 60 分後の濃度をもとに直線回帰法で算出した (土壌環境分析法，1997)．

地温は深さ 6，15，30，40，60 cm に小型温度データ

ロガー (サーモクロン G タイプ，KN ラボラトリーズ製) を埋設し，3 時間ごとの経時測定を行った．

現場のマトリックポテンシャルは，2008 年 5 月 7 日に深さ 10.5，22.5，35，50，90 cm にテンシオメータを埋設し，1 時間ごとの経時測定を行った．それ以前の期間 (2007 年 6 月 13 日から 2008 年 5 月 7 日) における各深度のマトリックポテンシャルは，地下水位から推定した．すなわち，2008 年 5 月 7 日以降の各深度のテンシオメータの値と地下水位の関係を導くことにより，それ以前の期間におけるマトリックポテンシャルを推定した．

土壌ガス拡散係数  $D_s$  は遅沢・久保田 (1987) の方法に準拠し測定した．試料は，試験区近傍の各深さ (3，10.5，22.5，35，50 cm) から断面積 100 cm<sup>2</sup>，体積 500 cm<sup>3</sup> の円筒試料を用いて 3 反復で採取し，毛管飽和後，吸引法により土壌水分を数段階に調節した．測定範囲は試料の収縮を考慮して，マトリックポテンシャルが 0 cm から -100 cm とした．

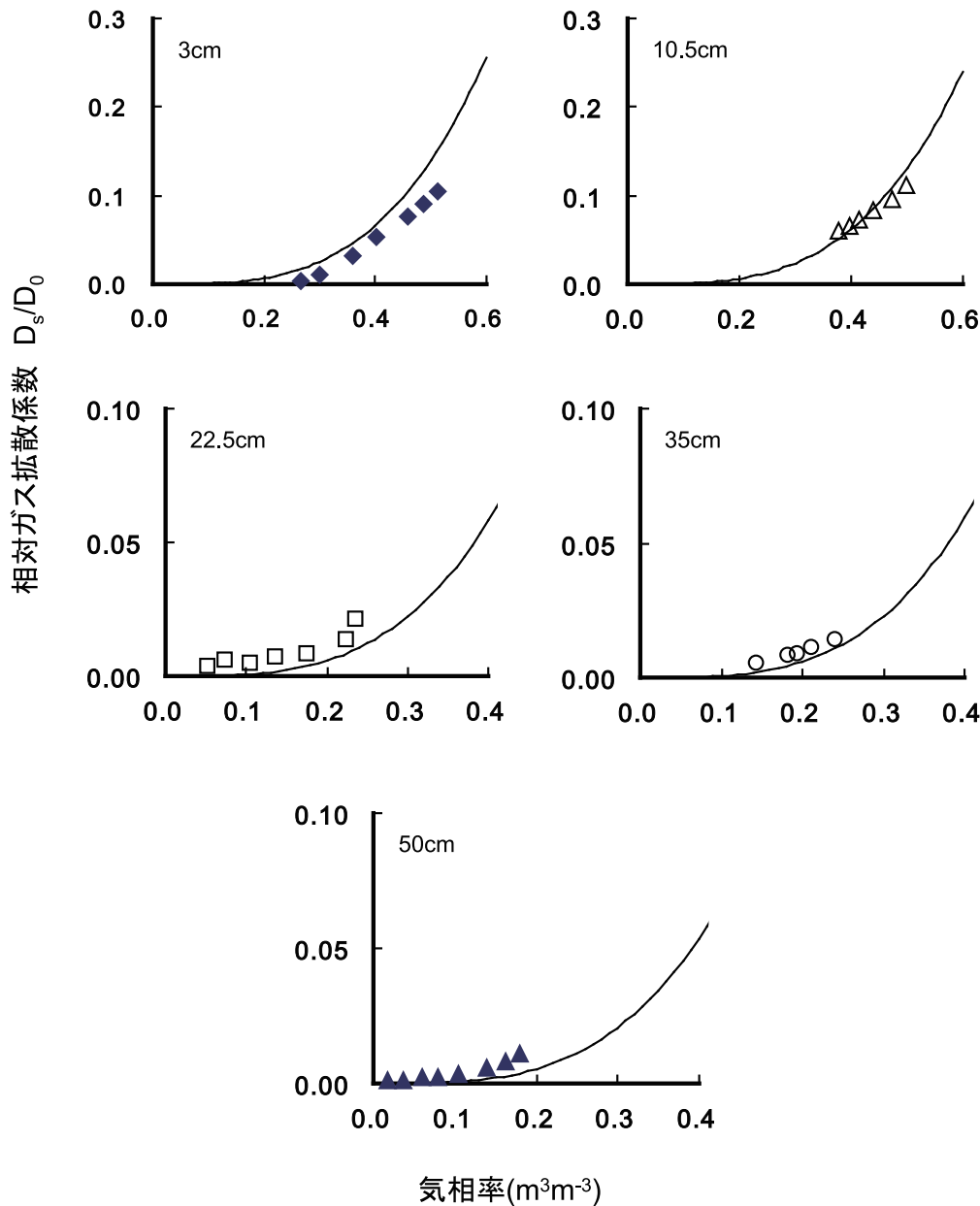


Fig. 3 気相率と相対ガス拡散係数の関係．グラフ内の値は深度，実線はモデル値を表す．

Soil-gas diffusivity as a function of air-filled porosity at five different depths. Predicted curves with the Millington and Quirk model are given.

#### 2.4 土壌ガス拡散係数の推定

土壌ガス拡散係数は気相率の関数であるため，テンシオメータから得たマトリックポテンシャルと室内試験で得た土壌ガス拡散係数から現場の土壌ガス拡散係数を推定した．

現場でマトリックポテンシャルが  $-100$  cm よりも低い場合の体積含水率（気相率）は（4）式の van Genuchten モデル（van Genuchten, 1980）を用いて推定した．

$$\theta = (\theta_s - \theta_r)(1 + |\alpha h|^n)^{-m} + \theta_r \quad (4)$$

ここで  $\theta$  は体積含水率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )， $\theta_s$  は飽和体積含水率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )， $\theta_r$  は残留体積含水率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) である． $h$  はマトリックポテンシャル (cm)， $\alpha$ ， $n$  は定数， $m$  は  $1 - 1/n$  である．（4）式にテンシオメータから得られたマトリックポテンシャルを代入することにより  $\theta$  を

求め， $\theta_s$  から引くことにより  $-100$  cm よりも低いマトリックポテンシャルに対応する気相率  $\theta_a$  を算出した．この気相率に対応するガス拡散係数は次式で示される Millington-Quirk モデル（Millington and Quirk, 1961）を用いて算出した．

$$D_s/D_0 = \theta_a^{10/3} / \Phi^2 \quad (5)$$

ここで  $\theta_a$  は気相率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )， $\Phi$  は全間隙率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) を表す．

なお，マトリックポテンシャル，気相率，ガス拡散係数のヒステリシスは考慮しなかった．また，3 cm 深にはテンシオメータを埋設しなかったため，3 cm 深のマトリックポテンシャルは静的平衡を仮定し 10.5 cm のマトリックポテンシャルの値に  $-7.5$  cm を加えた．

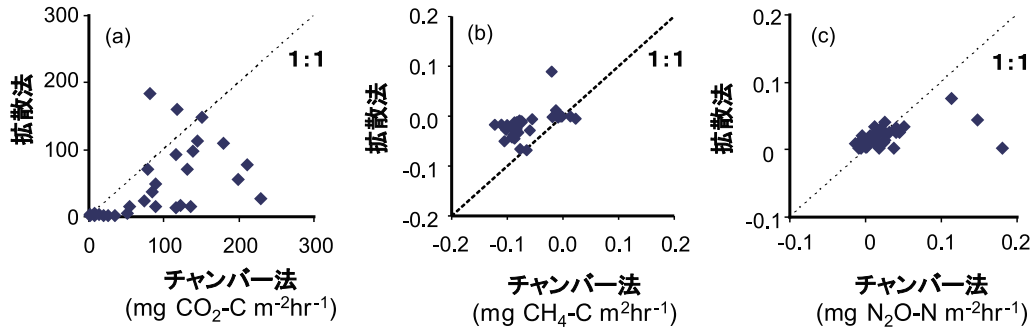


Fig. 4 地表面からのガスフラックスのチャンパー法と拡散法の比較．破線は  $y = x$  , (a)  $\text{CO}_2$  , (b)  $\text{CH}_4$  , (c)  $\text{N}_2\text{O}$  .  
Comparison of gas flux values at the soil surface obtained by the closed-chamber method and the soil-gas diffusivity-based method. Dotted lines show 1:1. (a)  $\text{CO}_2$ , (b)  $\text{CH}_4$ , and (c)  $\text{N}_2\text{O}$ .

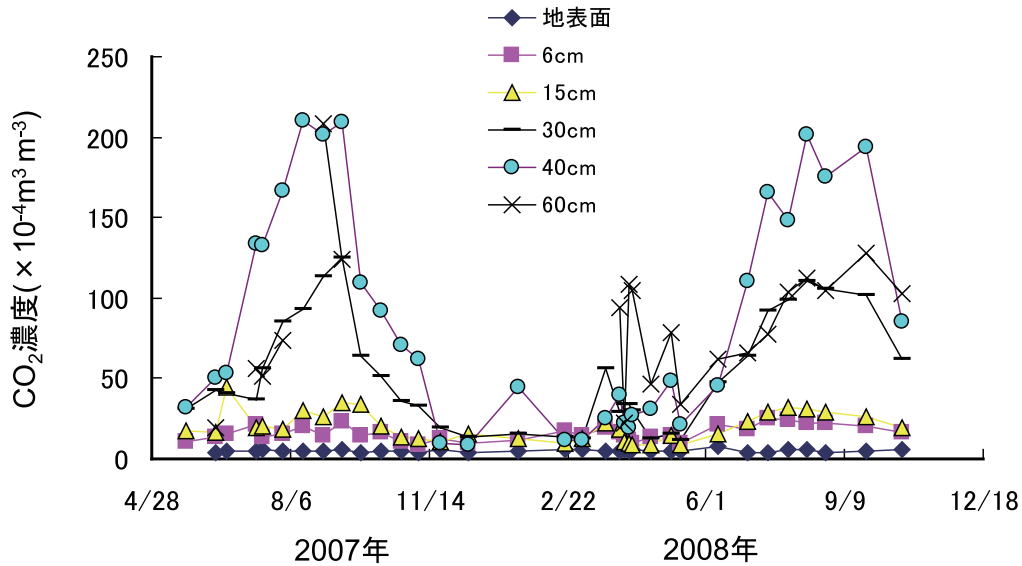


Fig. 5 地表面と土壌中の  $\text{CO}_2$  濃度 .  
Measured  $\text{CO}_2$  concentrations at the soil surface and the depths of 6, 15, 30, 40, and 60 cm.

### 3. 結果と考察

#### 3.1 マトリックポテンシャル，気相率，相対ガス拡散係数の関係

Fig. 2 に各深度の気相率とマトリックポテンシャルの関係を示す．3 cm 深と 10.5 cm 深では毛管飽和時 (0 cm 時) において気相率が  $0.2 - 0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  と粗大な間隙が多いのに対し，22.5 cm 深以下では気相率は  $0 - 0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であり粗大な間隙は少ないことがわかる．また，どの深度においても van Genuchten モデルは実測値とよい適合を示した．

Fig. 3 に各深度の気相率と相対ガス拡散係数の関係を示す．どの深度も気相率の増加と共に相対ガス拡散係数は増加する傾向にあった．Millington-Quirk モデルは 3 cm 深では実測値よりやや過大であり，22.5 cm より深い部位では過小評価となった．気相率と相対ガス拡散係数の傾向は，美唄湿原の泥炭土を対象にした Iiyama and Hasegawa (2005) と類似した．

#### 3.2 クローズドチャンパー法と拡散法の比較

Fig. 4 にチャンパー法と拡散法によるガスフラックス値の比較を示す．正の値は大気への放出，負の値は土壌の吸収を表す． $\text{CO}_2$  は全体的にチャンパー法が拡散法よりも大きい値を示し (Fig. 4 (a))， $\text{CH}_4$  は全体的にチャンパー法が拡散法よりも小さい値を示した (Fig. 4 (b))． $\text{N}_2\text{O}$  はチャンパー法の大きな 2 点を除けば，全体的に他のガスよりもよい一致を示した (Fig. 4 (c))．拡散法のフラックスの平均はチャンパー法のフラックスの平均を 100 とすると， $\text{CO}_2$  は 53 %， $\text{CH}_4$  は 27 %， $\text{N}_2\text{O}$  は大きな 2 点を除くと 105 % であった．絶対値が  $\text{CO}_2$ ， $\text{CH}_4$  ではチャンパー法が拡散法より大きくなったのに対し  $\text{N}_2\text{O}$  では良い一致を示したことは，土壌ガス拡散係数の影響よりも濃度勾配の影響が大きいと考えられる．つまり  $\text{CO}_2$ ， $\text{CH}_4$  では，6 cm 深よりも浅い部位で濃度勾配をとる必要がある．このようなことが生じるのは  $\text{CO}_2$ ， $\text{CH}_4$  の生成・消失がごく浅い層で盛んに起きているためと考えられる．同様に， $\text{N}_2\text{O}$  がチャンパー法で非常に大きい値が測定されるときも，土壌のごく表層で生成が起きていることが考えられる．

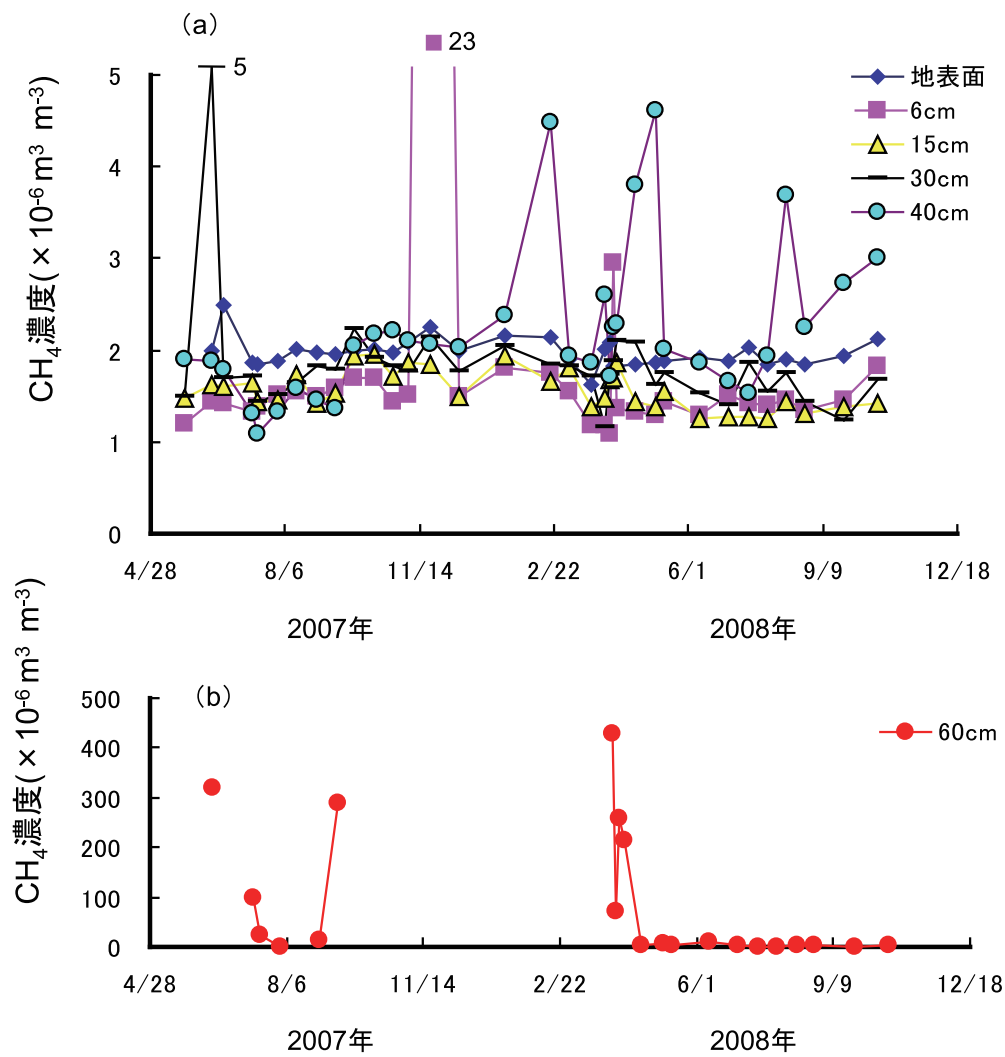


Fig. 6 地表面と土壌中の CH<sub>4</sub> 濃度 . (a) 地表面から 40 cm 深の濃度 , (b) 60 cm 深の濃度 .  
Measured CH<sub>4</sub> concentrations (a) at the soil surface and the depths of 6, 15, 30, and 40 cm, and (b) at the depth of 60 cm.

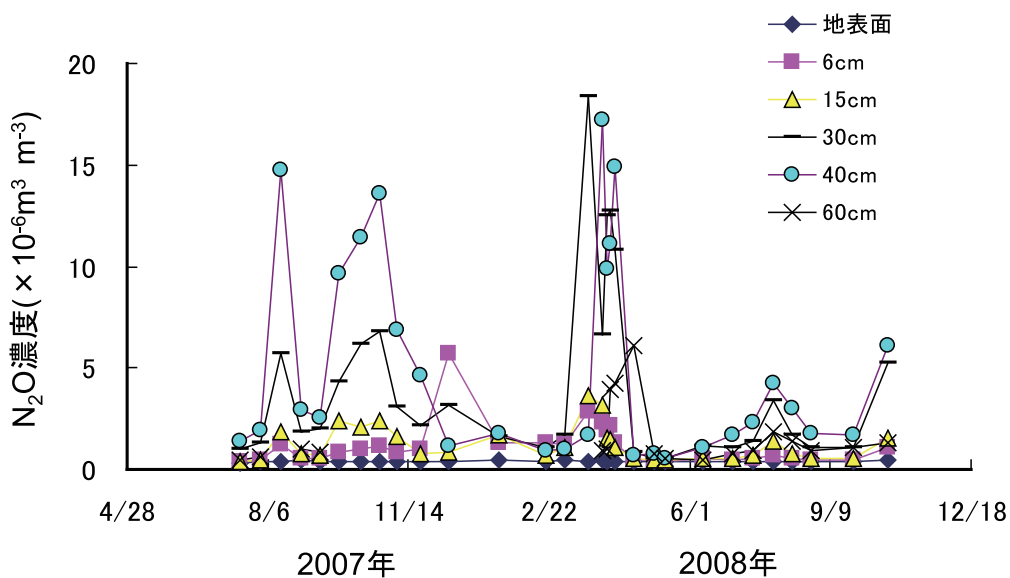


Fig. 7 地表面と土壌中の N<sub>2</sub>O 濃度 .  
Measured N<sub>2</sub>O concentrations at the soil surface and the depths of 6, 15, 30, 40, and 60 cm.



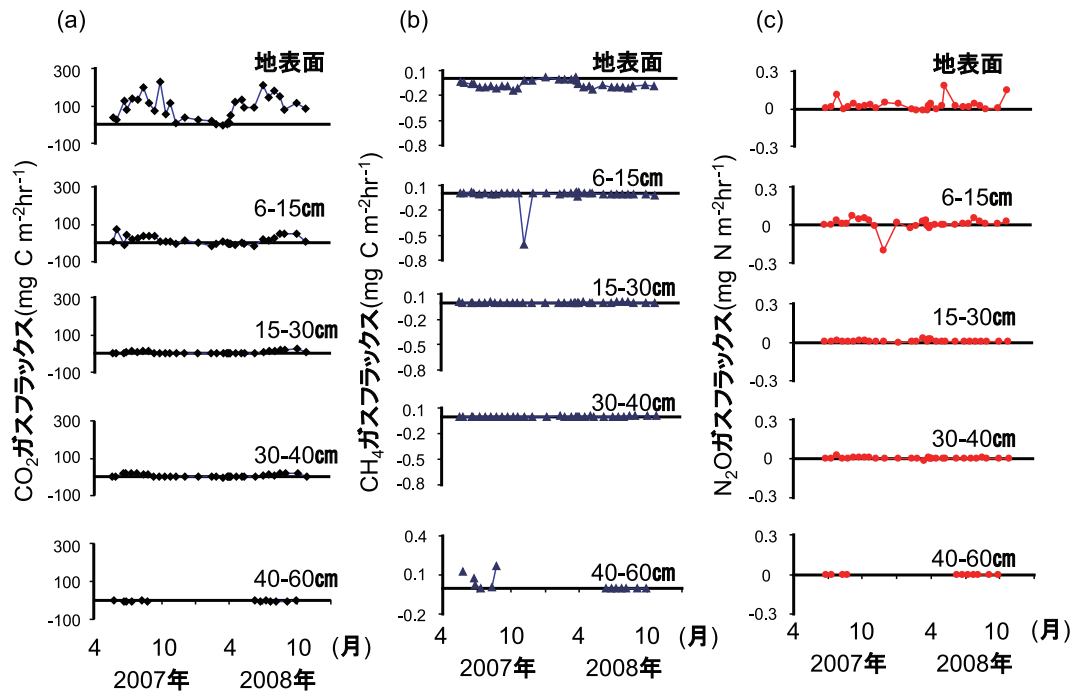


Fig. 8 地表面および土壌中のガスフラックス。グラフ内の値は濃度勾配の決定深度（地表面はチャンパー法の値）, (a)  $\text{CO}_2$ , (b)  $\text{CH}_4$ , (c)  $\text{N}_2\text{O}$ 。

Gas flux values at the soil surface and each soil-depth interval. (a)  $\text{CO}_2$ , (b)  $\text{CH}_4$ , and (c)  $\text{N}_2\text{O}$ .

### 3.3 土壌中のガス濃度

Fig. 5, 6, 7 に地表面および土壌中のガス濃度の年間変動をガスごとに示す。

地表面の  $\text{CO}_2$  濃度は季節変化がなく年間  $4 \times 10^{-4} - 6 \times 10^{-4} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  で推移した (Fig. 5)。土壌中の  $\text{CO}_2$  濃度は積雪期 (2007 年 11 月 - 2008 年 4 月) を除いて, 6 cm から 40 cm にかけて濃度が増加し 60 cm で減少あるいは増加する傾向があった。積雪期はどの深度の濃度も低くほとんど差がなかった。濃度ピークは 8 - 9 月に現れ, 40 cm が最大で  $0.021 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であった。地表面の  $\text{CH}_4$  濃度は季節変化がなく, 年間  $1.6 \times 10^{-6} - 2.7 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  で推移した (Fig. 6 (a))。深さ 6, 15, 30 cm の  $\text{CH}_4$  濃度はほぼ同じで地表面よりもやや低く  $1 \times 10^{-6} - 3 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  で推移したが, 6, 30 cm 深では突発的に大きい値が観測されることがあった。40 cm の濃度はそれらよりもやや大きく  $2 \times 10^{-6} - 4.5 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  を示した。60 cm の濃度は非常に大きい値を何度か示す傾向がみられた (Fig. 6 (b))。地下水位は夏期には地表から 50 - 90 cm の間を変動し, 冬期・融雪期は 40 - 50 cm であった。60 cm での高い濃度は地下水下の嫌氣的条件下で  $\text{CH}_4$  が生成され, 噴出し上昇してきたものと考えられる。

地表面の  $\text{N}_2\text{O}$  濃度は季節変化がなく  $0.3 \times 10^{-6} - 0.6 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  で推移した (Fig. 7)。 $\text{CO}_2$  と同様に 6 cm から 40 cm にかけて増加し, 60 cm で減少あるいは増加する傾向があった。融雪期間 (2008 年 3 月 21 日から 4 月 9 日) に 15 cm より深い層で濃度の急上昇がみられ, その後減少した。濃度ピークは 3 月 21 日に 30 cm で  $18 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  を示した。

### 3.4 土壌中のガスフラックス, 生成量

拡散法を用いて各土層におけるガスフラックスと生成量 (消失量) を算出した。地表面からのガスフラックスは, 3.2 の結果からチャンパー法により測定した値を用いた (Fig. 8)。

得られたグラフから線形補間を用いてフラックス, 生成量の年積算値を算出した。40 - 60 cm のフラックスはデータ数が少ないため年積算値の計算は行わなかった。また, 突発的な大きな  $\text{CH}_4$  フラックスは計算から除外した。年積算値は地表面からのフラックスを 100 として土壌中のフラックス, 生成量の相対値を示した (Fig. 9)。

美唄泥炭林における地表面からのフラックスの年積算値は  $\text{CO}_2$  が  $725 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ,  $\text{CH}_4$  が  $-0.47 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  が  $0.249 \text{ g N m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  であった (Table 1)。 $\text{CO}_2$  は微生物呼吸と根呼吸の両方を含む土壌呼吸の値である。既往の報告によれば,  $\text{CO}_2$  は温帯針葉樹林が  $681 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ , 温帯落葉樹林が  $647 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  であり

Table 1 美唄泥炭林で得られた地表面からのガスフラックスの年積算値と文献値との比較。 $\text{CO}_2$  は土壌呼吸値。

Comparison of the annual amounts of gas flux at the soil surface in Bibai peatland forest with literature data. Values of  $\text{CO}_2\text{-C}$  are soil respiration.

	$\text{CO}_2$ $\text{g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$	$\text{CH}_4$ $\text{g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$	$\text{N}_2\text{O}$ $\text{g N m}^{-2} \text{ y}^{-1}$
美唄泥炭林	725	-0.47	0.249
温帯針葉樹林 <sup>1)</sup>	681	—	—
温帯落葉樹林 <sup>1)</sup>	647	—	—
美唄水田 <sup>2)</sup>	—	82.16	0.078
美唄転換畑 <sup>2)</sup>	—	0.07	0.866

<sup>1)</sup>Raich and Schlesinger (1992)

<sup>2)</sup>北海道農業研究センター (2006)

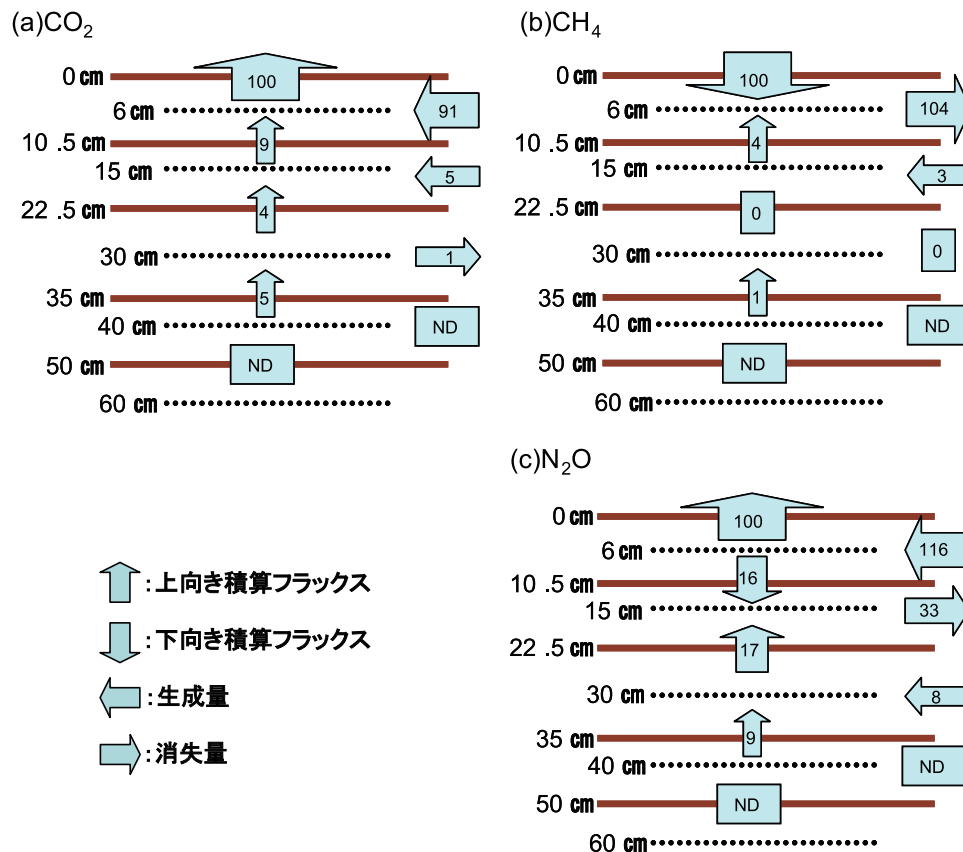


Fig. 9 年間の地表面および土壌中のガスフラックス。左側の値は深度、矢印の中の値は地表面からのフラックスを 100 としたときの値。生成量は左矢印が生成、右矢印が消失、N.D. はデータなし、(a)CO<sub>2</sub>, (b)CH<sub>4</sub>, (c)N<sub>2</sub>O を表す。

Gas flux, production, and consumption at each soil-depth interval. The values in the arrays are shown as relative percentages to the annual amounts of gas flux at the soil surface. The ND is no data. (a) CO<sub>2</sub>, (b) CH<sub>4</sub>, and (c) N<sub>2</sub>O.

(Raich and Schlesinger, 1992), 本研究はそれらよりもやや高い水準にあった。これは泥炭の持つ炭素含有量の多さが影響しているものと考えられる。CH<sub>4</sub> は美唄地域での水田が  $82.16 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ , 転換畑が  $0.07 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  であり (北海道農業研究センター, 2006), 本研究はそれらと異なり吸収であった。一般に森林の地表面は CH<sub>4</sub> の吸収源であるということが言われており (Le Mer and Roger, 2001), 本調査地の不飽和帯を有する泥炭林においても例外ではなかった。このことから, CH<sub>4</sub> の地表面のフラックスは, 土壌の特性よりも土地利用形態の影響が強いと考えられる。N<sub>2</sub>O は同地域の水田で  $0.078 \text{ g N m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ , 転換畑で  $0.866 \text{ g N m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  が報告されており (北海道農業研究センター, 2006), 泥炭林の値は水田よりも高く, 転換畑より低かった。これは, 泥炭林は水田よりも好気的条件下にあり, 泥炭の無機化による N<sub>2</sub>O の発生が水田よりも多く, 施肥や有機物の施与がないので転換畑より低いことが考えられる。

地表面からのフラックスと比較して土壌中の CO<sub>2</sub> フラックスは年間通じて変動がほとんどなく, また 15 cm より深い層ではほぼ 0 であった (Fig. 8(a)). CO<sub>2</sub> の年積算値は, 全ての深度で大気へ向かう上向きフラックスであった (Fig. 9(a)). 地表面からのフラックスに対し, 0–10.5 cm の土壌でその 91% が生成し 10.5 cm より深い層の土壌では 9% が寄与しているに過ぎなかった。これにより CO<sub>2</sub> はそのほとんどが地表面から 10.5 cm ま

で生成されており, 生成された CO<sub>2</sub> はそのまま大気へ放出されていることがわかった。これはチャンパー法と拡散法の比較による考察と一致する。CO<sub>2</sub> は 22.5–35 cm で消失となったが, 通常 CO<sub>2</sub> が土壌中で消失することは考えられないため, 濃度やガス拡散係数のばらつきによるものと考えられる。また夏期として 2007 年 7–9 月, 積雪期として 2007 年 11 月–2008 年 4 月の間のフラックスを算出した。夏期は年積算放出量の 35% を占め, 0–10.5 cm の生成量も年間の約 30% を占めた。一方積雪期は地表面からのフラックスの値も小さく, 10.5 cm より深い層ではガスフラックス, 生成量ともに 0 であった。

CH<sub>4</sub> では, 地表面からのフラックスは年間を通じて負であった (Fig. 8(b)). 6 cm から 40 cm までは年間通じてほぼ 0 であったが, 6–15 cm の土壌で 2007 年 11 月 22 日に 1 度非常に大きな値を示した。また, 40–60 cm のフラックスは他と異なり大きい正の値を数回示した。このような他と大きく異なる値が生じた理由は不明であるが, 概ね 60 cm 以深の地下水面で生成された CH<sub>4</sub> が高濃度の気泡として上昇したことが可能性として考えられる (Tokida et al., 2005; Kusmin et al., 2006)。CH<sub>4</sub> の年積算値をみると, 大気から拡散により移動してきた CH<sub>4</sub> は全て 10.5 cm までには酸化され, 消失していることがわかった (Fig. 9(b)). これは, 植物根圏における酸化的環境の発達によるメタン酸化作用 (Lombardi

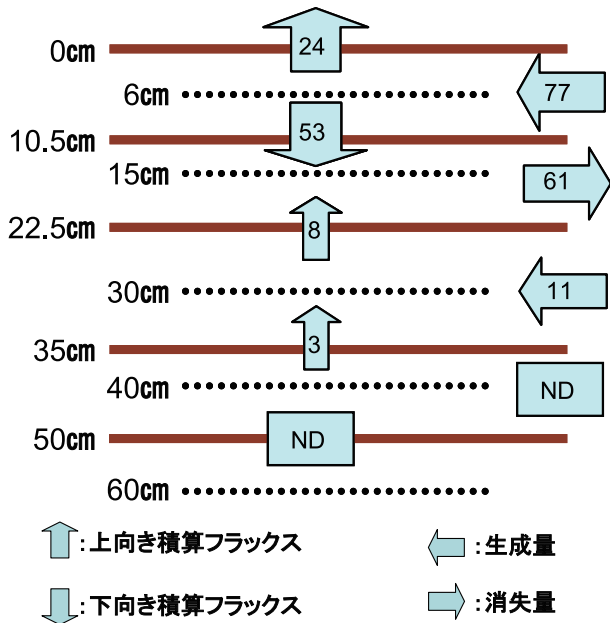


Fig. 10 積雪期の地表面および土壌中の  $N_2O$  ガスフラックス。矢印の中の値は、年間の地表面からのフラックスを 100 としたときの値。

$N_2O$  gas flux, production, and consumption at each soil-depth interval during the snowfall period. The values in the arrays are shown as relative percentages to the annual amounts of gas flux at the soil surface.

et al., 1997) が大きいものと考えられる。10.5–22.5 cm でわずかに生成の値を示した。また  $CO_2$  と同様、積雪期は土壌中での移動、生成はほとんど起こっていなかった。

$N_2O$  は、地表面からのフラックスは年間を通じて正の値であったが、6–15 cm では正負どちらの値も示し、15 cm より深い層では  $CO_2$ ,  $CH_4$  と同様、ほぼ 0 であった (Fig. 8(c))。年積算値をみると、0–10.5 cm で 116% 生成し、10.5–22.5 cm で 33% の消失があった (Fig. 9(c))。地表面付近の 0–10.5 cm では生成が盛んであるが、 $CO_2$  と異なり生成がそのまま地表面からの放出につながっていなかった。22.5 cm 以深の生成量が比較的小さいことから地表面のフラックスに影響するのは主に 0–22.5 cm である。夏期 (2007 年 7–9 月)、秋期 (2007 年 9–11 月)、積雪期 (2007 年 11 月–2008 年 4 月) を比較した結果、40 cm より浅いどの深さからも生成・消失が起こっており、 $CO_2$  や  $CH_4$  の生成・消失と大変異なった傾向を示した。Fig. 10 に積雪期のフラックスと生成を示す。Fig. 9 と同様に、地表面におけるフラックスの年積算値を 100 とした相対値で示してある。 $CO_2$  や  $CH_4$  と異なり、積雪期の移動、生成量が大きかったが、地表面からの放出量には影響しなかった。 $N_2O$  は土壌中の生成が大きいとき、それを打ち消すように消失も大きくなるという特徴がみられた。 $N_2O$  の生成、消失は、地温、土壌水分、pH 等、様々な影響を受けるため、本研究で得られた  $N_2O$  の挙動に関する要因解明については、今後、さらに検討する必要がある。

#### 4. まとめ

0 cm と 6 cm の濃度勾配から算出した拡散法のフラックスはチャンパー法のフラックスと比較したところ、 $N_2O$  はほぼ一致した。一方、 $CO_2$ ,  $CH_4$  では拡散法は過小評価であり、6 cm より浅い層での生成、消失が盛んであることが考えられた。

土壌中のガス濃度は、 $CO_2$ ,  $N_2O$  は深いほど濃度が高くなる傾向にあった。 $CO_2$  は最大濃度の季節変化がみられたが、 $N_2O$  は一定の傾向がみられなかった。 $CH_4$  は地表面の濃度が高く、土壌中ではそれより低い傾向にあったが、時折土壌中で深度に関わらず非常に高い濃度がみられた。

どのガスも地表面からのガスフラックスと比較すると、土壌中のガスフラックスはかなり小さく、15 cm より深い層ではどの時期においてもほぼ 0 であった。しかし  $CH_4$  は深部で時折大きい上向きフラックスを生じており、地下水からの放出が考えられた。

年積算値を算出した結果から、地表面からの放出に主に影響する土壌中のガスの生成・消失は  $CO_2$ ,  $CH_4$  では地表面から約 10 cm,  $N_2O$  では地表面から約 20 cm で起こっていた。また  $CO_2$ ,  $CH_4$  は積雪期の生成・消失はほとんどなかったが、 $N_2O$  では積雪期の生成・消失が盛んであった。

今後は、土壌中の温室効果ガス挙動を地温や土壌水分量の変化に起因する微生物・植物活性、および地下水位の変動と結びつけて考察するなどし、不飽和帯を形成する泥炭森林土における温室効果ガスの生成・消失の実態解明に向けてさらなる検討を行なう予定である。

#### 謝辞

本研究の一部は日本学術振興会科学研究費 (No. 18360224, 代表者小松登志子) の補助を受けた。また、平成 20 年度平和中島財団国際学術共同研究助成を受けた。埼玉大学大学院の濱本昌一郎氏からは原稿段階で貴重な指摘を受けた。記して謝意を表します。

#### 引用文献

- Alm, J., Saarnio, S., Nykänen, H., Silvola, J., and Martikainen, P.J. (1999): Winter  $CO_2$ ,  $CH_4$  and  $N_2O$  fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeochemistry*, 44: 163–186.
- 土壌環境分析法編集委員会編 (1997): 土壌環境分析法, pp.129–138, 博友社, 東京.
- 藤川智紀, 宮崎毅, 井本博美 (2003): 耕盤層を有する土壌中の  $CO_2$ ,  $O_2$  ガス挙動に関する研究. *農業土木学会論文集*, 225: 111–118.
- 富士田裕子 (2007): 北海道の湿原生態系とその保全・再生. *地球環境*, 12(1):7–20.
- Gorham, E. (1991): Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic. *Warming Ecological Applications*, 1(2):182–195.

- 北海道農業研究センター (2006): 泥炭土農耕地における土地利用形態と温室効果ガス, <http://cryo.naro.affrc.go.jp/seika/h18/h18-seisan324.htm>.
- Iiyama, I. and Hasegawa, S. (2005): Gas diffusion coefficient of undisturbed peat soils. *Soil Sci. Plant Nutri.*, 51(3): 431–435. 気象統計情報: <http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html>.
- Kusmin, A., Bazhin, N.M. and Conrad, R. (2006): Experimental test of a mechanistic model of production, flux, and gas bubble zonation in non-vegetated flooded rice field soil. *Biogeochemistry*, 78: 315–342.
- Laursen, S. (1991): On gaseous diffusion of CO<sub>2</sub> in the unsaturated zone. *J. Hydrology*, 122: 61–69.
- Le Mer, J. and Roger, P. (2001): Production, oxidation, emission and consumption of methane by soils: A review. *Eur. J. Soil Biol.*, 37: 25–50.
- Lombardi, J.E., Epp, M.A. and Chanton, J. P. (1997): Investigation of the methyl fluoride technique for determining rhizospheric methane oxidation. *Biogeochemistry*, 36: 153–172.
- Magnusson, T. (1995): Relationship between soil properties and the soil atmosphere in Swedish forest soils. *Scand. J. For. Res.*, 10: 209–217.
- Millington, R.J. and Quirk, J.P. (1961): Permeability of porous solids. *Trans. Faraday Soc.*, 57: 1200–1207.
- 宮地直道, 神山和則, 大塚紘雄, 粕淵辰昭 (1995): 美唄泥炭地における地盤沈下. *日本土壌肥科学雑誌*, 66(5): 465–473.
- Nagata, O., Takakai, F. and Hatano, R. (2005): Effect of Sasa invasion on global warming potentials in Sphagnum dominated poor fen in Bibai, Japan. *Phyton*, 45: 299–307.
- 永田修 (2006): 泥炭地・湿原における温室効果ガス. *土壌の物理性*, 104: 85–95.
- Naser, H.M., Nagata, O. and Hatano, R. (2005): Greenhouse gas fluxes and global warming potentials in crop fields on soil dressed peatland in Hokkaido, Japan. *Phyton*, 45: 285–293.
- 遅沢省子, 久保田徹 (1987): 土壌のガス拡散係数の測定法. *日本土壌肥科学雑誌*, 58(5): 528–535.
- Pilegaard, K., Mikkelsen, T.N., Beier, C., Jensen, N.O., Amundsen, P. and Ro-Poulsen, H. (2003): Field measurements of atmosphere-biosphere interactions in a Danish beech forest. *Boreal Env. Res.* 8: 315–333.
- Raich, J.W. and Schlesinger, H.W. (1992): The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, 44B: 81–99.
- Regina, K., Nykänen, H., Silvola, J., and Martikainen, P.J. (1996): Fluxes of nitrous oxide from boreal peatlands as affected by peatland type, watertable and nitrification. *Biogeochemistry*, 35: 401–418.
- Rolston, D.E., and Moldrup, P. (2002): 4.3 Gas diffusivity, Methods of soil analysis Part 4-Physical methods, Eds. Dane, J. H. and Topp, G. C., SSSA Book Series No.5, pp.1113–1139, Soil Sci. Soc. Am..
- Tokida, T., Miyazaki, T., Mizoguchi, M., and Seki, K. (2005): In situ accumulation of methane bubbles in a natural wetland soil. *Eur. J. Soil Sci.*, 56: 389–395.
- Yu, Z., Shangguan, X., Pollard, D. and Barron, E. J. (2003): Simulating methane emission from a Chinese rice field as influenced by fertilizer and water level. *Hydrol. Process.*, 17: 3485–3501.
- Yu, Z., Faulkner, S.P. and Patrick Jr. W.H. (2006): Redox potential characterization and soil greenhouse gas concentration across a hydrological gradient in a Gulf coast forest. *Chemosphere*, 62: 905–914.
- van Huissteden, J., van den Bos, R. and Alvarez, I.M. (2006): Modelling the effect of water-table management on CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes from peat soils. *Netherlands J. Geosciences*, 85-1: 3–18.
- van Genuchten, M.T. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 892–898.
- Webb, S.W. (2006): Chapter 2 Gas transport mechanisms, Gas transport in porous media (Theory and applications of transport in porous media), Eds. Ho, C.K., and Webb, S.W., pp.5–26, Springer.

## 要 旨

泥炭地は潜在的に温室効果ガスの放出源となり得るため、その土壌中の挙動を明らかにすることは重要である。本研究では、これまであまり報告例のない泥炭林土壌中における温室効果ガス (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O) の挙動を、クローズドチャンバー法と土壌ガス拡散係数と濃度勾配に基づく拡散法を用いて約 1 年間調査した。その結果、次の点が明らかになった。CO<sub>2</sub> の地表面からの年間放出量は 725 g C m<sup>-2</sup> であり、その 90 % が 0 から約 10 cm までに生成されていた。CH<sub>4</sub> の年間吸収量は 0.47 g C m<sup>-2</sup> であり、地表面から約 10 cm までに大気から移動してきた全てが酸化され消失していた。10 cm 以下での CH<sub>4</sub> の移動はほとんどなかったが、地下水表面近傍で何度か大きな上向きフラックスを生じていたことから、地下水表面下で発生していることが示唆された。N<sub>2</sub>O の地表面からの年間放出量は 0.249 g N m<sup>-2</sup> であり、土壌のどの深さでも生成、消失が起こっていた。生成、消失が活発なのは地表面から約 22cm であった。CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> と異なり N<sub>2</sub>O は積雪期に生成、消失が活発であった。

キーワード：二酸化炭素, メタン, 亜酸化窒素, 泥炭林, ガスの生成と消失

# Evaluation of the potentialities of different soil types to yield response of soybean under deficit irrigation

Shakil Uddin AHMED<sup>1</sup>, Masateru SENGE<sup>2</sup>, Kengo ITO<sup>2</sup> and John Tawiah ADOMAKO<sup>2</sup>

**Abstract:** An experiment was conducted in a vinyl house at Gifu University, Japan, from June to November 2007 to evaluate the potentialities of the three soil types under various water deficit conditions to yield of soybean. The soil type was the first factor with three different soil types, comprising of clay loam, sandy clay loam, and sandy loam soils, classified as Inceptisol, Ultisol, and Andisol, respectively. Water deficit ( $D$ ) was the second factor with four levels including  $D_1$  (0 – 25 %),  $D_2$  (25 – 50 %),  $D_3$  (50 – 75 %) and  $D_4$  (75 – 100 %) water deficits of total available water (TAW).

The crop water requirement (CWR) of soybean in the three soil types significantly decreased with the increasing water deficit levels, and the highest was in Inceptisol, followed by Ultisol and then Andisol under all water deficit levels. Grain yield of soybean per unit area in Inceptisol was the highest, followed by Ultisol and then Andisol under all water deficit levels. The values of yield efficiency (YE), indicating the grain yield per unit CWR, was strongly influenced by water deficit level, and the maximum YE occurred at the water deficit level  $D_3$  (50 – 75 %) in all the three soil types. However, there were no significant differences at 5 % level among the maximum values of YE in the three soil types. The lowest yield response factor ( $K_y$ ), indicating the relative yield loss to relative water deficit, was seen in Inceptisol ( $K_y = 0.42$ ), followed by Ultisol ( $K_y = 0.64$ ) and then Andisol ( $K_y = 0.87$ ) under the water stress lower than 50 – 75 % of TAW. These results indicate that deficit irrigation in Inceptisol contained the finest soil texture is the most effective for economic water usage among the three soil types under the water deficit lower than 50 – 75 % of TAW ( $D_3$ ).

**Key Words :** deficit irrigation, soybean, crop water requirement, yield efficiency, yield response factor

## 1. Introduction

Soybean is economically an important crop with widespread consumption and utilization in vegetable oil and veterinary industries. Soybean crop seldom attains its full yield potential because of limitations on physiological

processes imposed by environmental stresses. It is true that insects and diseases sometimes drastically reduce yields, but in the long run, such reductions are small compared with those caused by unfavorable weather. Shortage of available water is one of the most significant environmental stresses that cause yield reductions in a wide range of crops including soybean (Frederick and Hesketh, 1994).

Water resources in many areas of the world are limited but their demand is increasing. Irrigation agriculture is under economic and political pressure to improve the efficiency with which water is used. Efficient use of water resources depends on reducing water losses, which can be minimized through use of new irrigation techniques such as irrigation programs with deficient evapotranspiration. Demand for evapotranspiration can be reduced either through agronomic measures or use of deficit irrigation programs. The main approach in deficit irrigation practice is to increase crop water use efficiency by partially supplying the irrigation requirement and allowing water stress to planned plant with the least impact on crop yield. Deficit irrigation management requires optimizing the degree of plant stress within the restriction of available water.

Different soil types are known to influence the total available water to plants and, therefore, the time when crop water stress develops during a period of drying. This effect is incorporated in irrigation scheduling systems based on water balance estimates. However, it is generally assumed that the rate of transpiration from a crop with full canopy development and adequate water is controlled only by atmospheric condition and by physical and physiological properties of the canopy with soil type having little or no effect. There are few experiments on evapotranspiration from crop species grown on different soil types. Also, the reports of soil type effects on total water use by a well-watered crop exist, but the cause of water deficit effects is not known.

Therefore, the research was conducted with the objective to evaluate the potentialities of different soil types to yield response of soybean under water deficit conditions. This research can be used to determine water saving irrigation schedules for different soil types to ensure optimum production of soybean.

<sup>1</sup>Graduate School of Agriculture, Gifu University, Yanagido 1-1, Gifu City, Japan.

<sup>2</sup>Faculty of Applied Biological Science, Gifu University, Yanagido 1-1, Gifu City, Japan. Corresponding author: Masateru Senge, 岐阜大学応用生物科学部

2009年7月21日受稿 2009年9月24日受理  
土壤の物理性 113号, 13–19 (2009)

**Table 1** Physical properties of three soil types.

Soil types	Soil texture			Textural class	Particle density (g cm <sup>-3</sup> )	Textural density (g cm <sup>-3</sup> )	Total porosity (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	Three phase distribution (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )		
	Sand (g g <sup>-1</sup> )	Silt (g g <sup>-1</sup> )	Clay (g g <sup>-1</sup> )					Solid phase	Water phase $\theta_{FC}(34.7 \text{ kPa})$	Air phase
Inceptisol	0.40	0.27	0.33	clay loam	2.61	1.06	0.60	0.40	0.39	0.21
Ultisol	0.59	0.18	0.23	sandy clay loam	2.65	1.37	0.48	0.52	0.32	0.16
Andisol	0.63	0.20	0.17	sandy loam	2.49	1.07	0.57	0.43	0.35	0.22

**Table 2** Moisture properties of three soil types.

Soil Types	Field Capacity $\theta_{FC}$ (31 kPa) (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	Wilting Point $\theta_{PWP}$ (1553 kPa) (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	Total Available Moisture $\theta_{FC} - \theta_{PWP}$ (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )
Inceptisol	0.390	0.228	0.162
Ultisol	0.323	0.182	0.141
Andisol	0.350	0.185	0.165

## 2. Materials and Methods

This research was conducted in a vinyl house with open surrounding sides, located in the experimental farm of Gifu University, Japan, from June to November 2007. A factorial experiment was arranged in randomized block design with three replications.

The first factor was the soil property with three different soil types namely; Inceptisol, Ultisol and Andisol. The physical properties of the three soil types are shown in Tables 1 and 2. The Inceptisol, which was taken from a paddy field in Yanagido farm of Gifu University, was clay loam. It had the highest fine particles consisting of clay and silt, and the highest water content at field capacity and wilting point. The Ultisol also taken from Yanagido farm of Gifu University, was sandy clay loam with the highest bulk density and the lowest total available moisture. The Andisol, taken from Minokamo farm of Gifu University, was sandy loam, locally named as "Kurobku soil" with the highest total available moisture.

The second factor was the water stress ( $D$ ) with four levels of water deficit treatments imposed as  $D_1$  (0 – 25 %),  $D_2$  (25 – 50 %),  $D_3$  (50 – 75 %) and  $D_4$  (75 – 100 %) of available water deficit. The water deficit level  $D_2$  (25 – 50 %), for example, meant that the available water was maintained between 25 % and 50 % of total available water (TAW) throughout the growing season. When the maximum allowable depletion of available water got close to 50 % of TAW, water was applied to restore the available water to the deficit level of 25 % of TAW. TAW is defined as the water content between field capacity ( $\theta_{FC}$ ) and permanent wilting point ( $\theta_{PWP}$ ).

Plastic pots of 10 liters volume and 23.8 cm diameter were filled with 10 kg air-dried soil and then five soybean seeds were planted in each pot. The soybean cultivar used was *Glycinemax* L. Merrill. One week later, the seedlings

were thinned to only 2 seedlings, and maintained until the end of the growth period. Basal fertilizers were applied just once during the seedling stage at the rate of 20 N, 180 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> and 100 K<sub>2</sub>O kg ha<sup>-1</sup>. The period of irrigation lasted for 22 weeks from June 9 to November 9. The average temperature was 22.4°C and the relative humidity was 67.5 % for the duration of the experiment. Data were analyzed using Tukey's multiple comparison test ( $p < 0.05$ ) (Nagata and Yoshida, 1997). The PC software 'Excel Statistics' (Version 5.0, Esumi Co. Lts., Japan) was used for the calculations.

Agronomic variables evaluated in this research were crop water requirement (CWR, g/pot), oven dry (at 65°C for 96 h) weight of total biomass including roots (TDB, g/pot) and air-dried grain yield of soybean (Y, g/pot), and leaf area index (LAI, m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup>). LAI was measured at 84 DAS according to Fehr and Cavines (1977) using a portable leaf area meter (Model LI 3000A; LI-COR Inc. Lincoln, NE, USA) from each pot. Crop water requirement (CWR, g/pot) was calculated from the evapotranspiration during the irrigated period of soybean according to Allen et al. (1998). Daily evapotranspiration (ET) was measured by weighing the pot every day.

## 3. Results and Discussions

### 3.1 Crop water requirement (CWR) and water stress coefficients ( $K_s$ )

Table 3 shows that crop water requirement (CWR) in each soil type significantly decreased with the increasing water deficit levels imposed. Furthermore, when the CWR under each of the corresponding water deficit levels was compared among the three soil types, the following trend was observed; Inceptisol > Ultisol > Andisol in that order. Therefore, the above CWR relationship indicates that plants can undergo water stress quickly in Andisol which is coarse textured (sandy loam) soil, whereas plants in the

**Table 3** The effect of water deficit level on crop water requirement (CWR), leaf area index (LAI), total dry biomass, grain yield, water use efficiency (WUE) and yield efficiency (YE) of soybean under different soil types.

Soil Types	Water Deficit Level (%)	CWR (g/pot)	LAI (m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup> )	Total dry biomass (g/pot)	Grain yield (g/pot)	WUE (g g <sup>-1</sup> )		YE (g g <sup>-1</sup> )	
						=	/	=	/
Inceptisol	D <sub>1</sub> (0 – 25)	116,504 A a	5.1 A a	214 A a	31.8 A a	0.00184 AB c		0.000273 B c	
	D <sub>2</sub> (25 – 50)	92,949 A b	4.7 A b	176 A b	29.5 A b	0.00189 A b		0.000317 A b	
	D <sub>3</sub> (50 – 75)	76,794 A c	4.1 A c	146 A c	26.7 A c	0.00190 A a		0.000348 A a	
	D <sub>4</sub> (75 – 100)	60,608 A d	3.1 A d	121 A d	18.8 A d	0.00200 A a		0.000310 A b	
Ultisol	D <sub>1</sub> (0 – 25)	90,034 B a	4.6 B a	172 B a	27.4 B a	0.00191 A b		0.000304 A b	
	D <sub>2</sub> (25 – 50)	77,877 B b	4.2 B b	151 B b	25.4 B b	0.00194 A b		0.000326 A a	
	D <sub>3</sub> (50 – 75)	63,442 B c	3.3 B c	124 B c	21.4 B c	0.00195 A b		0.000337 A a	
	D <sub>4</sub> (75 – 100)	51,980 B d	2.3 B d	106 B d	14.8 B d	0.00204 A a		0.000285 B c	
Andisol	D <sub>1</sub> (0 – 25)	88,883 B a	4.4 B a	160 C a	26.6 B a	0.00180 B a		0.000299 A a	
	D <sub>2</sub> (25 – 50)	68,961 C b	3.5 C b	128 C b	21.5 C b	0.00186 A a		0.000312 A a	
	D <sub>3</sub> (50 – 75)	54,355 C c	2.5 C c	102 C c	17.5 C c	0.00188 A a		0.000332 A a	
	D <sub>4</sub> (75 – 100)	40,919 C d	0.8 C d	74 C d	6.7 C d	0.00181 A a		0.000164 C b	

Means followed by different small letters (a – d) in the same column in each soil types under different water deficit levels are significantly different according to Tukey’s multiple comparison test (p < 0.05).

Means followed by different capital letters (A – C) vertically at same water deficit level among the three soil types are significantly different according to Tukey’s multiple comparison test (p < 0.05).

finer textured Inceptisol (clay loam) have ample time to adjust to low soil water matric pressure, and may remain unaffected by water stress. Tables 1 and 2 support the above explanation.

Fig. 1 shows that CWR linearly correlated with leaf area index (LAI) without differences among the three soil types. Based on this result, it can be said that among all the agronomic factors, LAI as a growth indicator was the most sensitive in the control of evapotranspiration rate. This result agrees with Setiyono et al. (2008) who found the same phenomenon that transpiration is directly controlled by leaf area index.

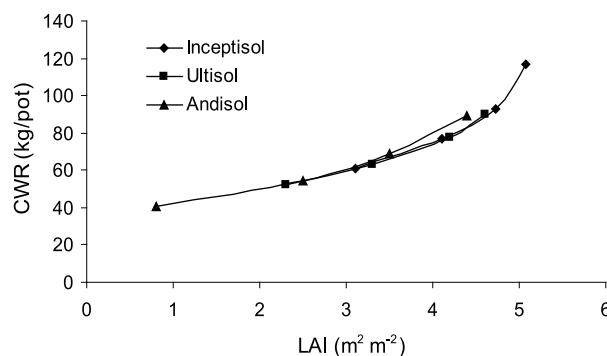
According to Allen et al. (1998), evapotranspiration under water stress condition is referred to as the adjustment evapotranspiration (ET<sub>cadj</sub>, mm d<sup>-1</sup>) which can be calculated by the following equation.

$$ET_{cadj} = K_s ET_c \quad (1)$$

where ET<sub>c</sub> (mm d<sup>-1</sup>) is the crop evapotranspiration under standard condition, K<sub>s</sub> is water stress coefficient (no dimension).

The value of K<sub>s</sub> is important for estimating ET<sub>cadj</sub>, and

can be used for deficit irrigation scheduling. K<sub>s</sub> describe the effect of water stress on crop transpiration (Allen et al. 1998). Assuming that the evapotranspiration at D<sub>1</sub> (0 – 25 %) occurred under the ideal condition for plant growth in which the soil water content is near the field capacity, the actual evapotranspiration (ET<sub>a</sub>) at D<sub>1</sub> is crop evapotranspiration (ET<sub>c</sub>), which means the evapotranspiration of plant under standard conditions (Allen et al., 1998). Water stress coefficient (K<sub>s</sub>) is calculated as the ratio between the actual evapotranspiration (ET<sub>a</sub>) at each water deficit level and the crop evapotranspiration (ET<sub>c</sub>). The ratio of water deple-



**Fig. 1** The relation between crop water requirement (CWR) and leaf area index (LAI).

tion to the total available water in the root zone, referred to as “p”, is an indicator of the water deficit level. For example, the average value of “p” under the water management of  $D_2$  (25 – 50 %) treatment is calculated as “p” =  $(0.25 + 0.50)/2 = 0.38$ .

Fig. 2 shows that the  $K_s$  value decreased linearly with the increase of available water deficit level “p”. It indicates that the  $K_s$  value (water stress coefficients) in Andisol is more sensitive to water deficit than the other two soil types. This is mainly due to the coarse textured nature of Andisol (Table 1).

### 3.2 Total dry biomass (TDB) and water use efficiency (WUE)

Table 3 shows that total dry biomass (TDB, g/pot) of soybean in each of the three soil types significantly decreased with the increase of water deficit levels. Furthermore, the TDB of soybean in the three soil types under each of the corresponding water deficit levels, significantly decreased in the order of Inceptisol > Ultisol > Andisol. The TDB of the three soil types linearly correlated with CWR under the water deficit levels (Fig. 3). This result indicated that the decrease in total dry biomass was due to the considerable reduction in plant growth and canopy structure caused by the water stress conditions. This phenomenon agrees with Shao et al. (2008) who found that the biomass of soybean plant was reduced by the water stress imposed.

Water use efficiency (WUE,  $g\ g^{-1}$ ) is defined as the ratio of total dry biomass (TDB, g/pot) to the crop water requirement (CWR, g/pot). Table 3 shows that the WUE value slightly increased with the increase of water deficit level, except water deficit level  $D_4$  in Andisol. Consequently, the highest WUE value was obtained at the water deficit level  $D_4$  in Ultisol and Inceptisol, while the highest WUE in Andisol was at water deficit level  $D_3$ . However, there was no difference at 5 % significant level among the WUE values of the same water deficit level from  $D_2$  to  $D_4$  in the three soil types. This result indicated that there was little influence of the soil types on WUE value at the same water deficit level.

### 3.3 Grain yield and yield efficiency (YE)

The grain yield of soybean in the three soil types decreased with the increase of water deficit levels (Table 3). Similar to TDB, the grain yield of soybean in the three soil types under each of the corresponding water deficit levels, significantly decreased in the order of Inceptisol > Ultisol > Andisol. Figs. 4 and 5 shows that the grain yield of soybean was strongly influenced by both CWR and LAI among the three soil types. These results indicated that the reduction in CWR by water stress caused the decrease of soil water uptake with soluble nutrients and consequently the decrease of soybean grain yield through reduction in

photosynthesis.

Yield efficiency (YE,  $g\ g^{-1}$ ) is defined as the ratio of grain yield (Y, g/pot) to crop water requirement (CWR, g/pot). There was an effect of water deficit ( $D$ ) on the YE value in the three soil types at 5 % significant level (Table 3). Table 3 shows that the YE value slightly increased with

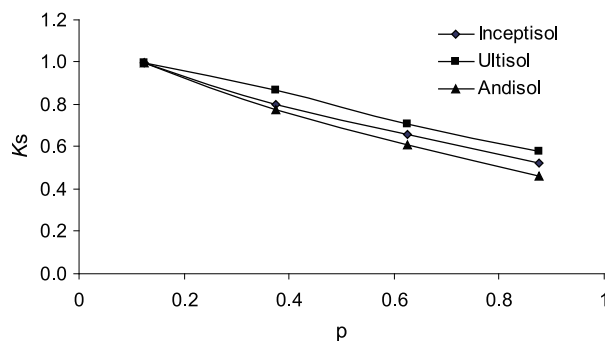


Fig. 2 The effect of available water deficit (p) on water stress coefficient ( $K_s$ ).

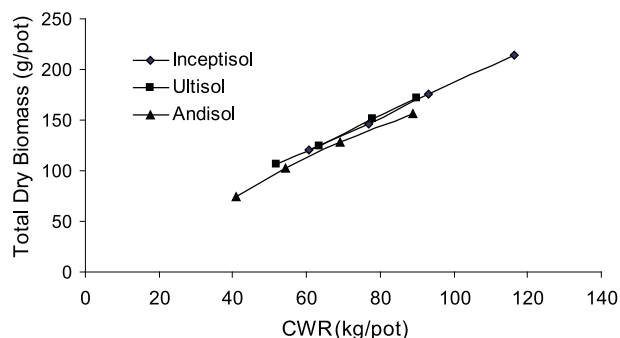


Fig. 3 The relation between total dry biomass (TDB) and crop water requirement (CWR).

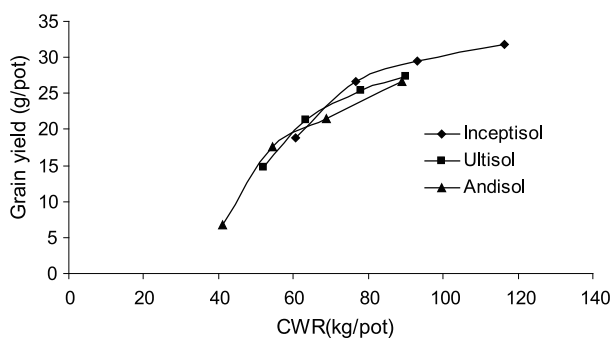


Fig. 4 The relation between the grain yield (Y) and crop water requirement (CWR).

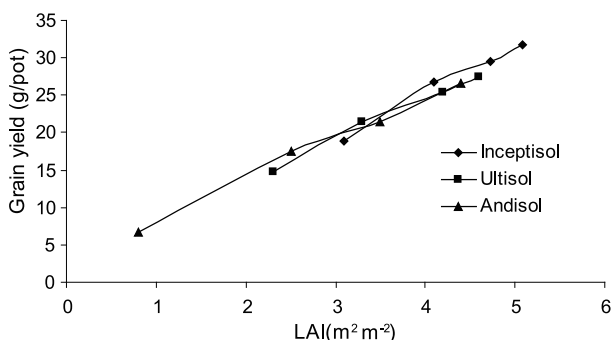


Fig. 5 The relation between the grain yield (Y) and leaf area index (LAI).



**Table 4** The effect of water deficit level on water stress coefficient ( $K_s$ ) and yield response factor ( $K_y$ ) of soybean under different soil types.

Soil Types	Water deficit level (%)	Yield (g/pot)	ET <sub>a</sub> (g/pot)	$K_s = \frac{ET_a}{ET_m}$	$1 - \frac{Y_a}{Y_m}$	$1 - \frac{ET_a}{ET_m}$	$K_y$
Inceptisol	D <sub>1</sub> (0 – 25)	31.8	116,504	1	0	0	-
	D <sub>2</sub> (25 – 50)	29.5	92,949	0.80	0.07	0.20	0.36
	D <sub>3</sub> (50 – 75)	26.7	76,794	0.66	0.16	0.34	0.47
	D <sub>4</sub> (75 – 100)	18.8	60,608	0.52	0.41	0.48	0.85
Ultisol	D <sub>1</sub> (0 – 25)	27.4	90,034	1	0	0	-
	D <sub>2</sub> (25 – 50)	25.4	77,877	0.86	0.07	0.14	0.54
	D <sub>3</sub> (50 – 75)	21.4	63,442	0.70	0.22	0.30	0.74
	D <sub>4</sub> (75 – 100)	14.8	51,980	0.58	0.46	0.42	1.09
Andisol	D <sub>1</sub> (0 – 25)	26.6	88,883	1	0	0	-
	D <sub>2</sub> (25 – 50)	21.5	68,961	0.78	0.19	0.22	0.86
	D <sub>3</sub> (50 – 75)	17.5	54,355	0.61	0.34	0.39	0.88
	D <sub>4</sub> (75 – 100)	6.7	40,919	0.46	0.75	0.54	1.39

$Y_a$  : actual yield,  $Y_m$  : maximum yield = yield under no water stress condition ( $D_1$ ),  $ET_a$  : actual evapotranspiration,  $ET_m$  : maximum evapotranspiration = evapotranspiration under no water stress condition ( $D_1$ ).

the increase of water deficit level from  $D_1$  to  $D_3$ . However, there was no significant difference at 5 % level among the YE values of the three soil types at the water deficit level  $D_3$ . These results indicated that soil moisture and aeration at the water deficit level  $D_3$  were the most appropriate for maximizing the YE value, and the maximum values of YE were slightly influenced by the soil types. On the other hand, significant differences appeared among the YE values at the water deficit levels  $D_1$  and  $D_4$  of the three soil types. The smallest YE value at full irrigation ( $D_1$ ) was shown in Inceptisol, which contained the finest soil texture, probably due to lack of aeration in the soil. On the other hand, the smallest YE value at the deficit irrigation which controlled soil moisture near the wilting point ( $D_4$ ) was in Andisol with the coarsest soil texture probably due to excessive water stress.

### 3.4 Yield response factor ( $K_y$ )

According to Doorenboss and Kassam (1979), in order to quantify the effect of water stress, it is necessary to derive the relationship between relative yield decrease and relative evapotranspiration deficit given by the following equation.

$$1 - \frac{Y_a}{Y_m} = K_y \times \left( 1 - \frac{ET_a}{ET_m} \right) \quad (2)$$

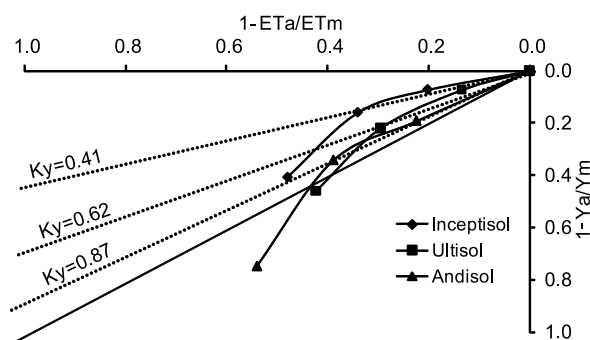
where  $1 - Y_a/Y_m$ : relative yield decrease,  $Y_a$ : actual yield,  $Y_m$ : maximum yield (under no stress condition),  $1 - ET_a/ET_m$ : relative evapotranspiration decrease,  $K_y$ : yield response factor,  $ET_a$ : actual evapotranspiration, and  $ET_m$ : maximum evapotranspiration

Under conditions of limited water distributed equally over the total growing season, involving crops with different  $K_y$  values, the crop with higher  $K_y$  value will suf-

fer a greater yield loss than the crop with a lower  $K_y$  value (Moutonnet, 2000). The  $K_y$  values for most crops are derived on the assumption that the relationship between relative yield ( $Y_a/Y_m$ ) and relative evapotranspiration ( $ET_a/ET_m$ ) is linear and valid for water deficit of up to about 50 percent or  $1 - ET_a/ET_m = 0.5$  (Kirda et al., 1999). According to a report by Doorenboss and Kassam (1979), the  $K_y$  of soybean under water deficit for the whole growing period was found to be 0.85.

The  $K_y$  values of soybean in the three soil types, calculated by using the above equation (2), are shown in Table 4. The smallest  $K_y$  value was in Inceptisol, followed by Ultisol and then Andisol under all water deficit levels. Deficit irrigation in Inceptisol was effective ( $K_y < 1.0$ ) for economic water usage under all water deficit levels. On the other hand, the deficit irrigation in both Ultisol and Andisol was effective ( $K_y < 1.0$ ) under the water deficits lower than 50 – 75 % of TAW ( $D_3$ ).

The relative yield ( $1 - Y_a/Y_m$ ) linearly decreased with the relative water deficit ( $1 - ET_a/ET_m$ ) up to the  $D_3$  water deficit levels (50 – 75 % of TAW ) and thereafter, greatly



**Fig. 6** Yield response factor ( $K_y$ ) for water deficit of soybean under three soil types..

decreased from  $D_3$  to  $D_4$  water deficit level among the three soil types, and the mean value of  $K_y$  was 0.41, 0.62, and 0.87 in Inceptisol, Ultisol, and Andisol, respectively (Fig. 6). However, the above results indicated that the  $K_y$  values of soybean were strongly influenced by soil physical properties, especially soil texture. The response of water stress to soybean grain yield was the smallest in fine-textured soil like Inceptisol ( $K_y = 0.41$ ), and was the greatest in coarse-textured soil like Andisol ( $K_y = 0.87$ ). It can be concluded from these results that the effect of deficit irrigation for saving irrigation water was great in Inceptisol with fine soil texture, followed by Ultisol with medium soil texture, and then Andisol with coarse soil texture.

### 3.5 Optimum deficit irrigation

The highest grain yield of soybean per unit area was produced under the full irrigation ( $D_1$ ) in all the three soil types. The highest grain yield of soybean ( $Y$ , g/pot) at full irrigation was obtained in Inceptisol ( $Y = 31.8$  g/pot), followed by Ultisol ( $Y = 27.4$  g/pot), and then Andisol ( $Y = 26.6$  g/pot). On the other hand, the optimum grain yield of soybean with the highest yield efficiency (YE) was obtained by the deficit irrigation, in which water deficit level was maintained at 50 – 75 % of TAW ( $D_3$ ). The water stress coefficient ( $K_s$ ) at  $D_3$  was 0.66, 0.70, and 0.61 in Inceptisol, Ultisol, and Andisol, respectively. The YE value at water deficit level  $D_3$  was 1.27 times as much as that under the full irrigation ( $D_1$ ) in the Inceptisol, and 1.11 times those of both Ultisol and Andisol. It was observed that the grain yield of soybean per unit area under deficit irrigation at 50 – 75 % of TAW ( $D_3$ ) was reduced by 16.0, 21.9, and 34.2 %, but could conserve 21.6, 9.8 and 9.9 % of irrigation water to produce the same yield compared to the full irrigation ( $D_1$ ) in the Inceptisol, Ultisol and Andisol, respectively.

## 4. Conclusions

The present study indicates that the decrease of CWR by water stress resulted in a decrease of LAI, TDB and a subsequent decrease in soybean grain yield with significant differences among the three soil types. The soybean plants in Inceptisol could absorb and transport more water-soluble nutrients from soil through the roots with a subse-

quently higher grain yield due to its fine-textured properties that could retain much more water than the other two soil types.

Yield efficiency (YE) values indicated that soil moisture and soil aeration at the water deficit level 50 – 75 % of TAW ( $D_3$ ) were the most appropriate for maximizing the YE values in the three soil types, and the maximum values of YE were slightly influenced by the three soil types.

The lowest yield response factor  $K_y$  under the water stress below 50 – 75 % of TAW was in Inceptisol (0.42), followed by Ultisol (0.64) and then Andisol (0.87). These results suggest that deficit irrigation in Inceptisol (clay loam) provided the most effective economic water usage among the three soil types, followed by Ultisol (sandy clay loam) and then Andisol (sandy loam) under the water deficit level lower than 50 – 75 % of TAW ( $D_3$ ).

## References

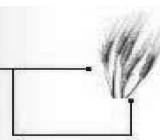
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. and Smith, M. (1998): Crop evapotranspiration, guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and drainage paper no.56. p.301, FAO, Rome.
- Doorenbos, J and Kassam, A.H. (1979): Yield response to water. pp.1–57, FAO, Rome.
- Frederick, J.R., and Hesketh, J.D. (1994): Genetic improvement in soybean, physiological attributes. In Slaver, G.A. (Ed), Genetic improvement of field crops. pp.237–286, Marcel Dekker, New York.
- Shao, H.B., Chu, L.-Y., Juleel, C.A., and Zhao, C.-X. (2008): Water-deficit stress-induced anatomical changes in higher plants. *C. R. Biologies*, 331: 215–225.
- Kirda, C., Moutonnet, P., Hera, C. and Nielsen, D.R. (1999): Crop yields response to deficit irrigation. pp.21–38, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht.
- Moutonnet, P. (2000): Deficit Irrigation Practice. Water reports no.22. FAO, Rome.
- Nagata, Y. and Yoshida, M. (1997): Basis of statistical multiple comparison tests (in Japanese). 187p, Scientist Co., Tokyo.
- Setiyono, T.D., Weiss, A., Specht, J. E., Cassman, K. G. and Dobermann, A. (2008): Leaf area index simulation in soybean grown under near-optimal conditions. *Field Crops Research*, 10: 10–16.

## 要 旨

土壌特性の違いが節水灌漑下におけるダイズ収量への影響を評価するために、2007年6月から11月にかけて岐阜大学内のビニールハウス内で、次の二因子で三反復の栽培実験を実施した。第一因子は土壌特性の相違であり、Inceptisol (clay loam)、Ultisol (sandy clay)、Andisol (sandy loam)の3つの土壌型に分かれる。第二因子は土壌水分管理の方法であり、圃場容水量からの土壌水分欠損量(D)によって処理した。すなわち、土壌水分欠損量が総容易有効水分量の0~25% ( $D_1$ )、25~50% ( $D_2$ )、50~75% ( $D_3$ )、75~100% ( $D_4$ )の4レベルの試験区を設けた。

ダイズの総消費水量は、3種類の土壌型とも土壌水分欠損レベルが増加するにつれて減少し、同じ土壌水分欠損レベルでは、Inceptisolの総消費水量が最大となり、次いでUltisol、Andisolの順に大きい。単位面積当たりの穀物収量も、同じ土壌水分欠損レベルに対してInceptisolが最大となり、次いでUltisol、Andisolの順に大きい。収穫効率(単位消費水量当たりの収穫量)は、土壌水分欠損レベルによって強く影響され、その値は3種の土壌型とも $D_3$ レベルで最大となった。しかし、収穫効率の最大値は3種の土壌間で有意な差が見られなかった。収量反応係数( $K_y$ :消費水量減少量に対する収穫減少量の比)は、土壌水分欠損量が総容易有効水分量の50~75% ( $D_3$ レベル)以下の場合、Inceptisol ( $K_y = 0.42$ )で最小となり、次いでUltisol ( $K_y = 0.64$ )、Andisol ( $K_y = 0.87$ )の順に小さくなる。以上のことから、3種の土壌型の中で、土壌組成が最も細かいInceptisolにおける節水灌漑が経済的な水利用の観点から最も有効であることが明らかになった。

キーワード：節水灌漑，ダイズ，水利用効率，収穫効率，収量反応係数



## 土壌水分測定 ECH<sub>2</sub>O プローブ

### EC-5



プローブ長さ5cmのデュアルセンサーです。0~100%VWCまでの幅広いレンジで測定が可能です。塩分濃度の影響を最小限に抑えてあるので、あらゆるタイプの土壌水分測定に利用できます。

### 10HS



新しくラインアップされたプローブ長さ10cmのデュアルセンサーです。EC-5に比べ広い範囲の測定が行え、0~100%VWCまでの幅広いレンジで測定が可能です。塩分濃度の影響を最小限に抑えてあるので、あらゆるタイプの土壌水分測定に利用できます。

## 土壌水分・温度・電気伝導度測定 ECH<sub>2</sub>O プローブ

### EC-TM



土壌水分と温度の同時測定が可能です。EC-5と同等の性能を有し、温室や塩類土壌の測定に適しています。

### 5TE



ECH<sub>2</sub>O-TEがモデルチェンジしました。土壌水分と温度、電気伝導度(EC)の同時測定が可能です。EC-5、EC-TMと同等の性能を有します。

## 水ポテンシャルセンサー



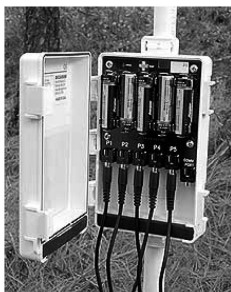
MPS-1 水ポテンシャルセンサーは、土壌中の水ポテンシャルを測定します。水の植物による利用可能性の決定、土壌ストレスの決定、灌漑スケジュールの決定などに利用することができます。データロガーとの接続で長期間の連続モニタリングが可能です。

## 葉濡れセンサー



葉濡れセンサー(LWS)は、誘電率から葉の濡れを測定する誘電率センサーです。水と氷の誘電率は空気より遙に高いので、センサー面の濡れ、又は霜の存在に強く反応します。高感度センサーは、センサー表面から約1cmの範囲の誘電率を測定し、わずかな量の水を検出する能力を持っています。また、省電力のセンサーは、長期間の測定を可能にし、センサーのキャリブレーションも必要としません。

## データロガー



Em50 5チャンネルデータロガーはすべてのデカゴン社製センサーとの接続が可能です。全天候型のケースは、屋外での長期間の使用にも耐えられるように設計されています。また、低消費電力設計で、1時間の測定間隔で1500日の長期測定が可能です。

## ハンドヘルドリーダー



プロチェックは、土壌水分センサーをはじめ、葉濡れセンサー、水ポテンシャルセンサーなど、すべてのセンサーの接続が可能な読取り装置です。測定データの保存、ダウンロード、各センサーのキャリブレーション式の設定ができます。

※デカゴン製品の総合カタログをお送りいたします。下記までお問い合わせください。

# 対流センサーのコンスタンタン線の発熱が 対流速度測定におよぼす影響

花山 奨<sup>1</sup>・安中武幸<sup>1</sup>

Effect of heated constantan line of the sensor on a measurement of convective velocity  
in a paddy field

Susumu HANAYAMA<sup>1</sup>・Takeyuki ANNAKA<sup>1</sup>

**Abstract:** This study investigated the effect of local water flow around the constantan (Co) line of a sensor caused by heating the line on the measured convective velocity of ponded water in a paddy field. Then, a method of calibrating the sensor, considering this effect, was examined. The output voltages of the sensor at a water temperature of 20°C were 6 % larger than those at 30°C when the energy supplied to the Co line was 0.52 W m<sup>-2</sup>, indicating that an increase in water temperature accelerated the local water flow. Based on this, a method of calibrating the sensor while supplying the Co line with 0.13 W m<sup>-2</sup> energy was developed. This calibration, which was expressed by a linear function, had a significant correlation ( $r^2 = 0.97$ ) between the sensor output and convective velocities in the 0.0 to 1.25 mm s<sup>-1</sup> range.

## 1. はじめに

田面水の対流は、大気と田面水間のガス交換を促進させるなど (Mowjood and Kasubuchi, 2002), 水田における物質循環に寄与するものである。例えば、酸素や二酸化炭素の大気と田面水間のガス交換は、田面水中の生物活動に影響を与え、水田の生態系にも深く関与する。それゆえ、田面水の対流速度を調べることは重要である。

植生のない水田において田面水の対流速度が昼夜を通して 0.1 ~ 1.4 mm s<sup>-1</sup> で変動し、一日の半分において対流速度は 0.6 mm s<sup>-1</sup> 以下になった (Fujimaki et al., 2000)。一方, Hanayama et al. (2009) は、植生のある水田の場合、田面水の対流速度の日変化において対流速度は 0.3 ~ 0.7 mm s<sup>-1</sup> で変動し、植生のない場合とくらべて遅くなることを示した。

上記の田面水の対流速度に関する研究は、Fujimaki et al. (2000) によって開発された対流速度測定法を用いて行われた。Fujimaki et al. (2000) の対流速度の測定法は、一定の電圧を印加して発熱させたコンスタンタン線

(以後、Co 線) を水中に置き、水の対流による Co 線の温度変化を測定することで、対流速度を算出するものである。この方法で問題となるのは Co 線の発熱によって Fig. 1 に示されるような Co 線周辺に水の流れ(以後、近傍流と称する)が生じてしまうことである。すなわち、田面水に對流が生じていなくても、Co 線の発熱による近傍流によって測定値は 0 mm s<sup>-1</sup> 以上を示すことになる。花山ら (2008) は、発熱による Co 線周囲の近傍流が 0.3 mm s<sup>-1</sup> 以下の対流速度の測定に影響することを示唆した。それゆえ、Co 線発熱による近傍流は夜間や植生がある条件下の田面水の低速の対流速度の測定に影響をおよぼすと考えられる。

また、水温が日変化する野外測定において、日中の水温上昇によって水の粘性が低下する。水の粘性低下が発熱による近傍流を発達させ、このこともまた低速の対流速度の測定に影響をおよぼすと予測される。

本研究では、発熱による Co 線周囲の近傍流とその水温への依存性を調べることで、近傍流の影響を考慮した対流センサーの較正法を提案することの二つを目的とした。

## 2. 実験方法

### 2.1 測定システムと測定原理

測定システムは前報 (花山ら, 2008) と同様のものを用いた。ここでは簡略して測定システムと測定原理を述べる。Fig. 2 が測定システムの概略図であり、センサー部、ブリッジ、自作アンプ、直流安定化電源 2 台 (PU-2604, イーケイジャパン), リレーコントローラー (SDM-CD16AC, Campbell Sci.), データロガー (CR10X

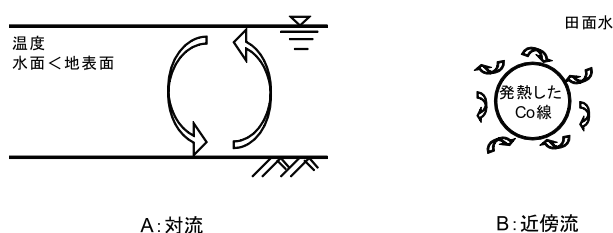


Fig. 1 対流と近傍流の概念図。  
Schematic diagrams of convection and local water flow.

<sup>1</sup>Faculty of Agriculture, Yamagata University, 1-23 Wakaba-machi, Tsu-ruoka, Yamagata, 997-8555, Japan. Corresponding author: 花山 奨, 山形大学農学部  
2009年2月12日受稿 2009年9月26日受理  
土壌の物理性 113号, 21-24 (2009)

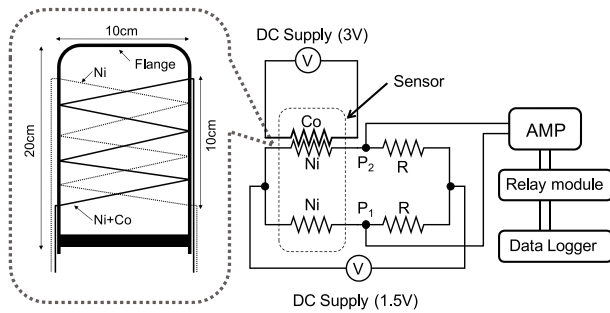


Fig. 2 対流速度測定装置の概略図.  
Outline of measurement apparatus for convective velocity.

Campbell Sci.) で構成される。なお、直流安定化電源、リレーコントローラー、およびデータロガーは 12 V のバッテリーで作動させた。センサー部は、単線のニッケル (Ni) 線 (直径 0.10 mm, 長さ 500 mm) と Ni 線 (直径 0.10 mm, 長さ 500 mm) に Co 線 (直径 0.11 mm, 長さ 500 mm) を張り合わせた Ni + Co 線から構成される。このセンサーを田面水中に設置し、ヒーターとして機能する Co 線を発熱させた後の水の流れによる温度変化を Ni + Co 線の Ni 線の抵抗変化として計測する。この抵抗の変化  $\Delta R$  はブリッジ回路を利用して電圧  $e$  に変換され、その電圧  $e$  は次式であらわされる。

$$e = V_1 R_1 / R_2 [1 / (1 + R_2 / \Delta R)] \quad (1)$$

ここで、 $V_1$  はブリッジに印加する電圧、 $R_1$  は抵抗  $R$  の抵抗、 $R_2 = R_1 + R_{Ni}$  ( $R_{Ni}$  は Ni 線の抵抗) である。 $V_1$ 、 $R_1$  および  $R_2$  は定数であるから、(1) 式より  $e$  の増減は  $\Delta R$  に依存する。すなわち、水の流れが大きいほど Co 線の温度上昇が抑えられ、その結果  $\Delta R$  が小さくなり  $e$  は減少する。

## 2.2 発熱による Co 線周囲の近傍流に関する測定

発熱による Co 線周囲の近傍流が生じない条件における出力値の変化を調べるため寒天培地を用いた測定を行った。寒天培地は以下のようにして作成した。内寸縦 28 cm × 横 16 cm × 高さ 9 cm のプラスチック製容器に底面から 2.5 cm の高さにセンサーを固定した後、約 40°C の固化前の 0.5% 寒天溶液を厚さ 5 cm になるよう流し入れ、常温で固化させた。固化後、この容器を恒温器内に設置し、温度 20°C と 30°C のもとで測定を行った。

次に、水温が発熱による Co 線周囲の近傍流におよぼす影響を調べるため、以下の測定を行った。内寸縦 32 cm × 横 24 cm × 高さ 11 cm のプラスチック製容器に底面から 5 cm の高さにセンサーを固定し、そこに水を深さ 10 cm になるよう入れた。この容器を恒温器内に設置し、温度 20°C と 30°C のもとで測定を行った。なお、蒸発による容器内の水の対流を抑えるため水面上に食品包装用の透明フィルムを浮かせて蒸発を抑制した。

それぞれの条件における測定は 5 反復とした。これらの測定においてブリッジに印加する電圧は 1.5 V とし、Co 線に印加する電圧は 1.5 V と 3.0 V とした。なお、Co 線に印加する 1.5 V および 3.0 V の電圧によって生ずる熱量はそれぞれ  $0.13 \text{ W m}^{-1}$  と  $0.52 \text{ W m}^{-1}$  になる。

## 2.3 対流速度とセンサーの出力値の関係

対流速度とセンサーの出力値の関係を Fujimaki et al. (2000) の方法を用いて調べた。水の対流速度をコントロールすることは困難なので、この方法は一定温度の水中でセンサーを移動させ、センサーの移動速度を水の対流速度とみなすものである。この方法で得られた関係を用いてセンサーの較正式が求められる。測定は、温度 20°C の水を満たした内寸縦 30 cm × 横 100 cm × 深さ 20 cm のアクリル製容器の上面にレールを設置し、レール上にセンサーを固定した台車を載せ、この台車をシンクロモーターによってさまざまな速さで牽引して行った。測定時間は 180 秒間とし、測定開始 30 秒後に Co 線を加熱させ、150 秒後に加熱を停止した。それぞれの牽引速度で得られる出力値は、90 秒から 150 秒の間の電圧変化を平均したものとした。測定においてブリッジと Co 線に印加する電圧は前報 (花山ら, 2008) と同様にそれぞれ 1.5 V, 3.0 V とした。なお、後述される改良測定法では、ブリッジと Co 線に印加する電圧はともに 1.5 V とした。

## 3. 結果と考察

### 3.1 水温が Co 線周囲の近傍流におよぼす影響

水温が発熱による Co 線周囲の近傍流におよぼす影響について検討するにあたり、センサーの温度依存性を調べた。そこで、近傍流が生じないよう 0.5% 寒天培地を使って、培地温度 20°C と 30°C におけるセンサーの出力値 (式 (1) 中の  $e$ ) を比較したものを Fig. 3 に示す。両温度において、出力値はほぼ同様に変化し、センサーの温度依存性はないといえる。

Fig. 4 は 20°C と 30°C の寒天で固化していない水を用いた場合におけるセンサー出力値の変化を示す。測定はそれぞれの水温において 5 反復行ったが、Fig. 4 には各水温における測定の代表例一つを選び、それらを描画した。その結果、センサーの出力値は水温の上昇によって低下することが示された。それぞれの水温において、

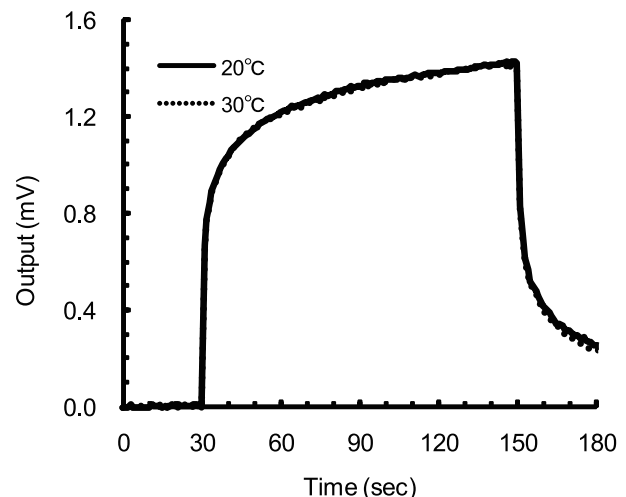
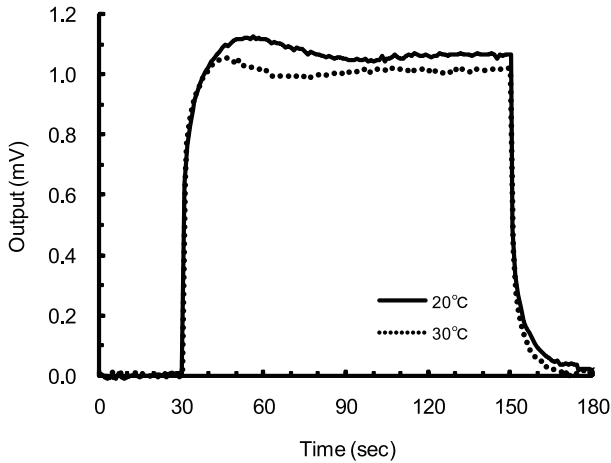
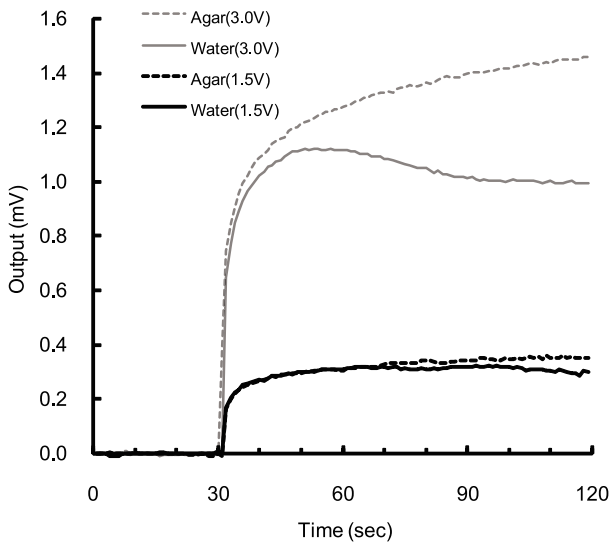


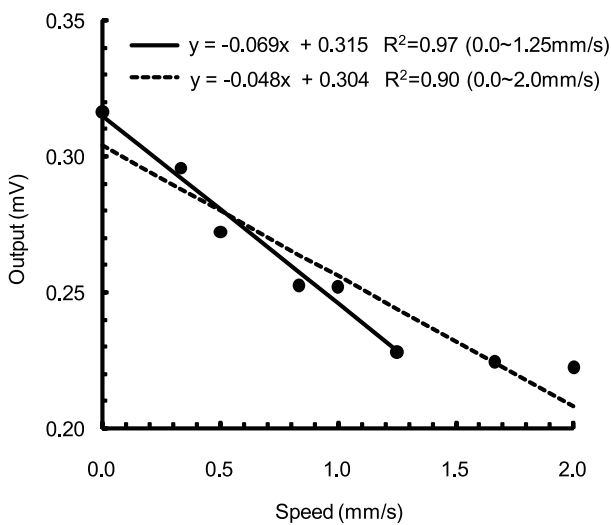
Fig. 3 センサーの温度依存性。  
Temperature dependence on the output voltages of a sensor.



**Fig. 4** 水温によるセンサー出力値の差異 (Co 線発熱量  $0.52 \text{ W m}^{-2}$ ).  
Change in the output voltages with different water temperatures when the energy supplied to the Co line was  $0.52 \text{ W m}^{-2}$ .



**Fig. 5** 異なる Co 線発熱量におけるセンサー出力値の変化 .  
Change in the output voltages with different energy supplied to the Co line.



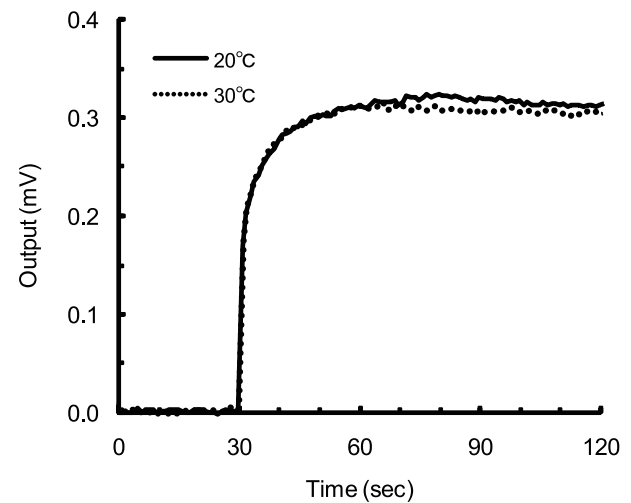
**Fig. 6** センサーの較正 (Co 線発熱量  $0.13 \text{ W m}^{-2}$ ).  
Calibration of sensor when the energy supplied to the Co line was  $0.13 \text{ W m}^{-2}$ .

出力値が安定した 90 ~ 150 秒の間の出力値を平均し、さらに平均化された出力値の 5 反復の平均値は  $20^\circ\text{C}$  で  $1.063 \text{ mV}$ ,  $30^\circ\text{C}$  で  $1.003 \text{ mV}$  となり、約 6 % の差となった。

前述の (1) 式より、水温上昇によるセンサー出力値の低下は近傍流の増加を意味する。水の動きが極めて少ない場合、発熱によって Co 線周囲に温度勾配が形成され、この温度勾配を駆動力として近傍流が生じる。水温  $20^\circ\text{C}$  と  $30^\circ\text{C}$  における水の定圧比熱容量はそれぞれ  $4.1816 \text{ J K}^{-1} \text{ g}^{-1}$ ,  $4.1782 \text{ J K}^{-1} \text{ g}^{-1}$  (国立天文台, 2008) であり、その差は約 0.1 % である。Co 線は一定の熱量で加熱されており、また水温  $20^\circ\text{C}$  と  $30^\circ\text{C}$  において水の比熱に差はあまりないことから、Co 線周囲の温度勾配は水温によって変化しないと考えられる。一方、水の粘度は  $20^\circ\text{C}$  から  $30^\circ\text{C}$  への水温変化において  $1.002 \times 10^{-3} \text{ Pa s}$  から  $0.797 \times 10^{-3} \text{ Pa s}$  (国立天文台, 2008) と約 20 % 低下する。この水温上昇による水の粘性低下が発熱による Co 線周囲の近傍流を増加させたと考えられる。

### 3.2 測定法の改良

これまでの結果から、低速の対流を測定するには Co 線の発熱が大きすぎることがわかった。そこで、Co 線の発熱を減少させて計測が可能であるか検討した。Fig. 5 は、Co 線に印加する電圧 3.0 V および 1.5 V におけるセンサー出力値の変化を水と 0.5 % 寒天培地を使って調べたものである。電圧 3.0 V の場合、水と寒天培地の間に於いて計測開始から 30 秒後に Co 線を発熱させ、発熱後数秒で出力値に差が生じ始めた。一方、電圧 1.5 V の場合、水および寒天培地の双方にて、出力値は発熱開始時の 30 秒から 70 秒の間ほぼ同様な変化を示した。70 秒より以降、寒天培地における出力値は水における出力値より大きくなった。発熱を減少させても時間の経過に伴い Co 線周辺に近傍流が生じてしまうが、発熱後短時間において近傍流はかなり抑制されることがわかった。そ



**Fig. 7** 水温によるセンサー出力値の差異 (Co 線発熱量  $0.13 \text{ W m}^{-2}$ ).  
Change in the output voltages with different water temperatures when the energy supplied to the Co line was  $0.13 \text{ W m}^{-2}$ .

ここで、60～70 秒の間の出力値を使ってセンサーの較正式を求めた。

Fig. 6 が上述の条件における対流速度とセンサー出力値の関係を示すものであり、対流速度 0.0 から 1.25 mm s<sup>-1</sup> の範囲において高い線形性が得られた。一方、対流速度 0.0 から 2.0 mm s<sup>-1</sup> の範囲における線形性は対流速度 0.0 から 1.25 mm s<sup>-1</sup> の範囲のそれより低下した。この低い線形性の原因は、対流速度 1.25 mm s<sup>-1</sup> 以上において出力値の差がきわめて小さかったことにある。

ところで、発熱を減少させても Co 線周囲に近傍流が生じた。この発熱量でも Co 線周囲の近傍流が水温の影響を受けるか調べた。水温 20°C と 30°C で 5 反復ずつ測定し、各水温の代表例一つを選び、それらを Fig. 7 に示した。発熱開始時の 30 秒からおよそ 40 秒後の 70 秒から少し出力値に差が生じた。この傾向は残り 4 反復の測定においても同様であった。発熱開始時の 30 秒から 70 秒の間において出力値が安定した 60～70 秒間の値を用いている限り水温の影響を測定において考慮する必要はないと判断される。

#### 4. まとめ

本研究は、発熱による Co 線周囲の近傍流とその水温への依存性を調べることで、近傍流の影響を考慮した対流センサーの較正法を提案することの二つを目的とした。それぞれの目的に対し以下の結果が得られた。発熱による Co 線周囲の近傍流が水温上昇に伴い増加する

ことを明らかにした。近傍流の影響を考慮した場合、Co 線の発熱を 0.13 W m<sup>-1</sup> 以下に制限することで、0.0～1.25 mm s<sup>-1</sup> の範囲において対流速度測定におけるセンサーの較正が可能となった。

#### 謝辞

本研究の実施にあたり山形大学農学部の富樫司氏（現庄内赤川土地改良区）および渡邊強氏（現福島県庁）にご助力をいただいた。ここに感謝の意を表す。

#### 引用文献

- Fujimaki, Y., Mowjood, M.I.M. and Kasubuchi, T. (2000): Measurement of convective velocity of ponded water in a paddy field. *Soil Sci.*, 165: 404–411.
- 花山 奨, 粕淵辰昭, 安中武幸 (2008): 田面水の対流速度を測定する装置の改良. *土壌の物理性*, 109: 51–56.
- Hanayama, S., Kasubuchi, T. and Annaka, T. (2009): Convective velocity of ponded water in the vegetated paddy lysimeter. *Paddy and Water Environ.*, 7: 255–258.
- Hanayama, S., Natsuga, M., Annaka, T. and Kasubuchi, T. (2006): Effect of vegetation on the convection of ponded water in a paddy field. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 52: 579–583.
- 国立天文台編 (2008): 理科年表. p.377, 丸善, 東京.
- Mowjood, M.I.M. and Kasubuchi, T. (2002): Effect of convection on the exchange coefficient of oxygen and estimation of net production rate of oxygen in ponded water of a paddy field. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 48: 673–678.

#### 要 旨

対流センサーのコンスタンタン線 (Co 線) の発熱による Co 線周囲の近傍流が対流速度測定に及ぼす影響を明らかにし、加えてその影響を考慮した対流センサーの較正法について検討した。Co 線の発熱量を 0.52 W m<sup>-2</sup> とし、水温 20 と 30 における対流センサーの出力値を比較したところ約 6% の差が生じ、Co 線周囲の近傍流は水温上昇に伴い促進されることが明らかとなった。この影響を考慮して、Co 線の発熱量を 0.13 W m<sup>-2</sup> に減少させセンサーの較正をした。その結果、対流速度 0.0～1.25 mm s<sup>-1</sup> の範囲において高い相関 ( $r^2 = 0.97$ ) が示され、センサーの較正が可能となった。

キーワード：対流，コンスタンタン線，発熱，水温，近傍流



# 黒ボク土および灰色低地土の深度別アンモニウム・硝酸吸着等温パラメータの算出

遠藤 明<sup>1</sup>・三島 慎一郎<sup>2</sup>・神山 和則<sup>2</sup>

Determination of adsorption isotherm parameters for ammonium and nitrate for the Andosol and Gray lowland soil with respect to each depth

Akira ENDO<sup>1</sup>, Shin-ichiro MISHIMA<sup>2</sup>, Kazunori KOHYAMA<sup>2</sup>

**Abstract:** In order to simulate the behavior of  $\text{NO}_3^-$  in the agricultural land, it is necessary to obtain the information of the relationship between solute concentrations of pore water and adsorbed solute amount, which are described as the adsorption isotherm (AI) lines at six depths. However, the parameters list of the AIs, which depend on soil type, has not yet been provided with all as inventory data. Therefore, it is necessary to provide with all parameter list as inventory data immediately. For the purpose of collection in substantial inventory data of AIs of  $\text{NH}_4^+$  and  $\text{NO}_3^-$ , as the first step, the authors conducted the adsorption experiment of Andosol and Gray lowland soil at the arbitrary depth. As a result, the AI lines in all soil type except for Andosol (30 cm depth of upland field) could be expressed as Langmuir type AI. In the Andosol (upland field), maximum adsorption  $\text{NH}_4^+$  tended to decrease with depth except for  $z = 50$  cm, while adsorbed  $\text{NO}_3^-$  was strongly dependent on depth and its maximum adsorption tended to increase with depth. **Key Words:** Andosol, Gray lowland soil, adsorption isotherm (AI), nitrate leaching from agricultural land

## 1. はじめに

近年、農作物の高品質・多収穫を目的に、施肥基準を超える施肥がなされてきた事例が見受けられる（農林水産省大臣官房統計部，2003）。農畜産由来の窒素成分が地下に浸透する結果、浅層地下水・河川水・閉鎖系水域の富栄養化による水質汚濁が進行している。農耕地土壌中の無機態窒素の輸送量の大小は、一般的に土壌間隙水中の移流の大きさと、土粒子と土壌溶液の間の吸脱着の強度に依存する。移流分散の大きさは、透水性と土壌水分保持特性といった土壌の物理的性質や溶質種の分子拡散係数に支配される。一方、吸着能力の大小は主に粘土鉱物の種類や量に依存し、対象とする溶質種の吸着等温線（adsorption isotherm、以下 AI と記す）の形状により

表現される。農耕地からの窒素溶脱のシミュレーションを行うためには、この吸着等温線のパラメータを取得しなければならない。しかし、現在、各種土壌型に依存する無機態窒素の吸着等温線のパラメータリストが整備されておらず、さらに、深度毎の AI パラメータの蓄積は非常に少ないのが現状である。このため、農耕地からの窒素溶脱のシミュレーションを行うために必要なインベントリーデータを整備する必要がある。

黒ボク土は変異荷電特性を有する、アロフェンやイモゴライト等の粘土鉱物を多く含有している傾向にある。このため、低 pH 領域においてアニオンを吸着する事実が多く、研究者により明らかにされてきた（Wada, 1989）。黒ボク土におけるイオン種の吸着実験では、pH により吸着特性が変化するため、pH を一定に保持し、且つ吸着時の土壌溶液温度を一定に保持しなければならない。筆者らは、Tani et al. (2004) の吸着実験の方法（ただし、試料の凍結乾燥は行わない）を用い、黒ボク土（地目：畑および水田）と灰色低地土（地目：水田）における硝酸イオンとアンモニウムイオンの吸着等温線を取得し、3 種類の土壌の両イオン種の吸着特性を比較検討した。また、様々な農耕地の土壌型における、両イオン種の吸着等温線のパラメータを整備し、シミュレーションを行うために必要なインベントリーデータを充実することを目標に、手はじめに 3 種類の土壌について、両イオンの吸着等温線のパラメータを取得した。

## 2. 吸着実験の方法

試料は、栃木県農業試験場本場の畑地および水田（表層多腐植質黒ボク土）と栃木県小山市内の水田（中粗粒灰色低地土）の深度 10, 30, 50, 70, 90 および 100 cm から採取した。その後、試料を室内の暗所におき 7 日間風乾したのち粉碎した。AI を測定する試料は、粉碎した風乾土壌を 2 mm ふるいにかけて、通過したものを使用した。はじめに、試料約 2 g を 50 mL 容蓋付き遠沈管に入れ、次いで 1 mol L<sup>-1</sup> 塩化ナトリウム水溶液を約 30 mL 入れて 1 時間振盪した後、上澄液を遠心分離により排除した。塩化ナトリウムでイオン交換を行うため、この過程を 3 回繰り返した。次に、塩化ナトリウムで飽和した土

<sup>1</sup>Toyo College of Food Technology, 4-23-2 Minamihanayashiki, Kawanishi, Hyogo 666-0026, Japan. Corresponding author: 遠藤明, 学校法人東洋食品工業短期大学包装食品工学科

<sup>2</sup>National Institute for Agro-Environmental Sciences, 3-1-3 Kannondai, Tsukuba, Ibaraki 305-0864, Japan

2009年4月24日受稿 2009年9月24日受理  
土壌の物理性 113号, 25-30 (2009)

**Table 1** アンモニウムイオン ( $\text{NH}_4^+$ ) の深度別吸着等温パラメータ.  
Parameters for the adsorption isotherm of ammonium ion ( $\text{NH}_4^+$ ).

Depth (cm)	Andosol (upland field)			Andosol (paddy field)			Gray lowland field (paddy field)		
	$k_1$	$k_2$	$k_1/k_2$	$k_1$	$k_2$	$k_1/k_2$	$k_1$	$k_2$	$k_1/k_2$
10	15.558	$5.179 \times 10^{-3}$	3003.59	12.030	$3.207 \times 10^{-3}$	3751.17	17.118	$1.472 \times 10^{-2}$	1162.99
30	13.141	$3.735 \times 10^{-3}$	3518.69	11.043	$3.209 \times 10^{-3}$	3441.69	15.016	$1.019 \times 10^{-2}$	1473.88
50	2.483	$3.165 \times 10^{-4}$	7846.09	12.978	$5.131 \times 10^{-3}$	2529.30	27.038	$2.042 \times 10^{-2}$	1323.96
70	4.701	$2.040 \times 10^{-3}$	2304.28	13.584	$4.775 \times 10^{-3}$	2844.71	20.299	$1.635 \times 10^{-2}$	1241.76
90	6.320	$2.931 \times 10^{-3}$	2156.20	18.556	$6.880 \times 10^{-3}$	2697.11	17.296	$1.765 \times 10^{-2}$	979.77
100	2.861	$9.049 \times 10^{-3}$	3160.21	21.752	$9.049 \times 10^{-3}$	2403.88	20.713	$1.906 \times 10^{-2}$	1087.05

粒子表面を洗浄するために、遠沈管に約 30 mL の蒸留水を入れ振盪し、遠心分離により上澄液を除去した。この過程を、上澄液の EC が  $50 \mu\text{S cm}^{-1}$  以下になるまで繰り返し続けた。次に、黒ボク土 (畑および水田) において、初濃度 0.75, 1.5, 3.0 および  $6.0 \text{ g L}^{-1}$  の硝酸アンモニウム水溶液を遠沈管に 5 mL 入れた。一方、灰色低地土 (水田) においては、初濃度 0.25, 0.5, 1.0, 2.0 および  $4.0 \text{ g L}^{-1}$  の硝酸アンモニウム水溶液を遠沈管に 5 mL 入れた。次に、希釈した塩酸または水酸化ナトリウム水溶液を用いて遠沈管内の土壌溶液を pH 6 に調整した。このとき、遠沈管中に含まれる水分 (試料を洗浄した際に残存している水分と pH 調整を行った際の水分) により、硝酸アンモニウム濃度が希釈されているため、その濃度を補正するために遠沈管重量を測定した。その後、遠沈管に蓋をして 24 時間の恒温室にて 2 時間振盪した。この状態の硝酸アンモニウムの吸着を、平衡状態の吸着とし、その時の pH を再度計測した。最後に、遠心分離により上澄み液を取り出し、孔径  $0.20 \mu\text{m}$  のシリンジ用メンブレンフィルター (Advantec 社製) を用いて濾過し、任意の希釈倍における濾過液のアンモニウムイオンおよび硝酸イオンを、イオンクロマトグラフ (IC7000, 横河電機) により測定した。

### 3. 実測吸着量の吸着等温式へのカーブフィッティング

Langmuir (1918) 型吸着等温式は、イオン種の脱着速度と吸着速度が等しい平衡状態の下での、吸着量と溶液溶質濃度を表した関係式であり、(1) 式で表される。

$$s(c) = \frac{k_1 c}{1 + k_2 c} \quad (1)$$

ここに、 $s$ : 風乾土 1 kg あたり吸着量 ( $\text{mg kg}^{-1}$ ),  $c$ : 溶液溶質平衡濃度 ( $\text{mg L}^{-1}$ , 以下、平衡濃度と記す),  $k_1$ ,  $k_2$ : 吸着パラメータであり、特に  $k_1/k_2$  は最大吸着量 ( $\text{mg kg}^{-1}$ ) である (颯田, 1995)。

また、今回、(1) 式を用いてカーブフィッティングを行うことが不可能であったため、黒ボク土 (畑) の深度 30 cm における AI のみは、Freundlich (1906) 型吸着等温式である (2) 式により表した。

$$s(c) = K c^{1/b} \quad (2)$$

ここに、 $K$  と  $b$  は吸着パラメータである。(2) 式は  $b > 1$  の条件で AI が凸型となるが、 $b < 1$  の条件では凹型の形状になる。吸着パラメータはフリーソフトウェアのグラフ描画ソフト Sma4Win を用い、非線形カーブフィッティング法により算出した。実際の農耕地では、無機態窒素を含む間隙水が降下浸透する際、平衡吸着状態に到達する前に降下する場合も多々あることが容易に推察される。本報では、表面物理学で云うところの、溶液の溶質が土粒子に接触してから脱着するまでの平均滞在時間 (mean sojourn time) は考慮しない。

## 4. 実験結果および考察

### 4.1 試料の pH 条件の確認

pH6.0 調整時における遠沈管内土壌溶液の pH は、黒ボク土 (畑), 黒ボク土 (水田) および灰色低地土 (水田) において、それぞれ pH 5.998 ( $n = 30, \sigma = 0.019$ ), pH 6.002 ( $n = 30, \sigma = 0.027$  および pH 5.843 ( $n = 30, \sigma = 0.171$ ) であり、pH 一定の条件を満足した状態であったといえる。また、吸着平衡後の溶液中のアンモニウム・硝酸濃度と比較して、亜硝酸イオン濃度が極端に低かったことから、pH 調整、振盪、遠心分離の各処理過程において、吸着実験の条件を擾乱するような顕著な硝化は起きなかったと考えられる。吸着平衡後の pH が、黒ボク土 (畑), 黒ボク土 (水田) および灰色低地土 (水田) において、それぞれ pH 5.989 ( $n = 30, \sigma = 0.019$ ), pH 6.012 ( $n = 30, \sigma = 0.060$ ) および pH 5.997 ( $n = 30, \sigma = 0.019$ ) であったことから、吸着平衡前後での pH は変化しなかったといえる。

### 4.2 アンモニウムイオンの吸着パラメータ

黒ボク土 (畑および水田) と灰色低地土における深度毎のアンモニウムイオンの AI と吸着パラメータを、それぞれ Fig. 1 と Table 1 に示す。両土壌型ともに、平衡濃度の増加にともない吸着量が増大する傾向にあった。また、3 種類の土壌ともに低濃度領域での AI の勾配が大きく、平衡濃度の増加にともない勾配が緩やかに減少する傾向にあった。黒ボク土 (畑) では、表層深度 10, 30 cm の深度の低濃度領域における AI の勾配が最も大きく、最大吸着量も  $3004 \sim 3518 \text{ mg kg}^{-1}$  と高かったが、下層土の深度 50 cm 以深では低濃度領域の AI の勾配が小さく、最大吸着量は表層土壌の 75% 程度であった (深度 50 cm を除く)。深度 50 cm におけるアンモニ

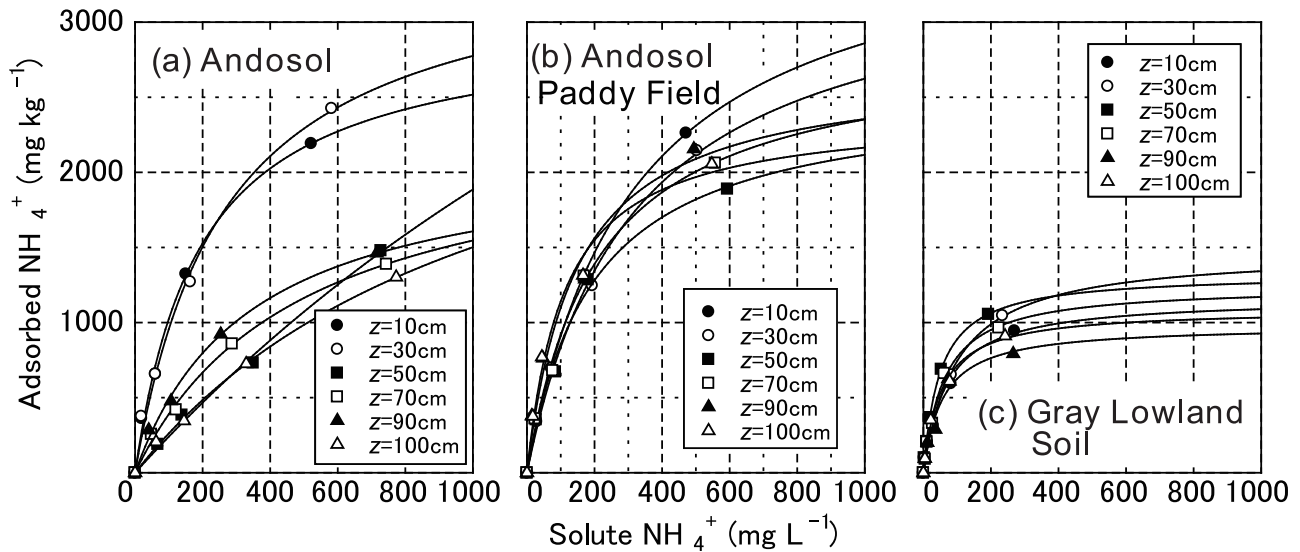


Fig. 1 深度毎のアンモニウムイオンの吸着等温線（横軸：平衡濃度，縦軸：風乾土 1 kg あたり吸着量）. (a) 黒ボク土（畑）, (b) 黒ボク土（水田）, (c) 灰色低地土（水田）.

Adsorption isotherm lines for ammonium ion ( $\text{NH}_4^+$ ) at different depths.

ウムイオンの最大吸着量が非常に高かった原因は、パラメータ  $k_2$  のオーダーが  $10^{-4}$  であり、AI が線形で表される Henry 型吸着等温線に近い形状を呈し、吸着量が単調増加傾向にあったためである。黒ボク土（水田）においても、黒ボク土（畑）と同様に、低濃度領域における AI の勾配が最も大きかった。また、最大吸着量は表層 10 cm で  $3751 \text{ mg kg}^{-1}$  と最も高く、深度の増加とともに減少する傾向が認められた。一方、灰色低地土の低平衡濃度領域  $0 \sim 50 \text{ mg L}^{-1}$  における AI の勾配は、深度に依らずほぼ同様であった。また、最大吸着量は各深度を問わず黒ボク土の 50% 程度であった。施肥直後の間隙水は高濃度のアンモニウム態窒素濃度を含有するが、降水・湛水による浸潤によって、溶質が徐々に移流拡散していくことで、その濃度が低下する。また、硝化作用によりその濃度は、時間の経過とともに減少指数関数的に低下する（直川，2006）。このことから、アンモニウムイオンの AI で最も重要なのは、肥料が溶出して硝化が完了するまでの比較的低濃度の領域における AI の傾きにあると考えられる。この AI の傾きの大きさを比較することにより、 $0 \sim 50 \text{ mg L}^{-1}$  の低濃度領域において黒ボク土よりも灰色低地土において、多くのアンモニウムイオンが吸着することが明らかになった。

#### 4.3 硝酸イオンの吸着パラメータ

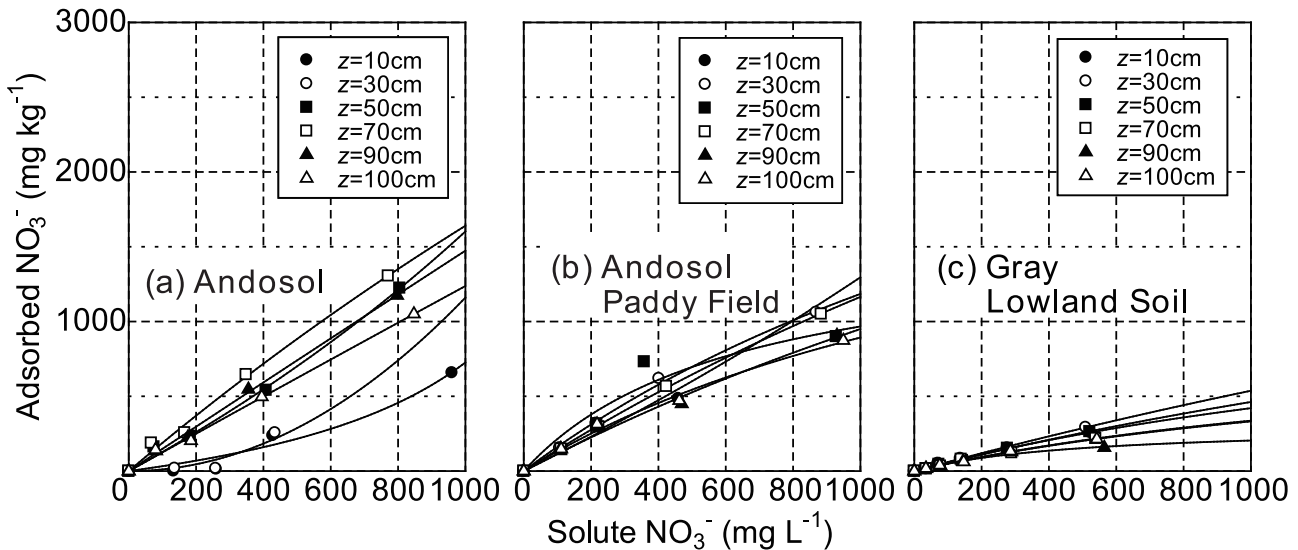
黒ボク土（畑）、黒ボク土（水田）および灰色低地土（水田）における深度毎の硝酸イオンの AI と吸着パラメータを、それぞれ Fig. 2 と Table 2 に示す。黒ボク土（畑）の深度 10, 30 および 50 cm 以外の土壌の AI の形状は凸型であった。これは、吸着剤表面と吸着質間に吸着を促進させる引力が作用していることを示しており、黒ボク土が硝酸を吸着するという既往の知見（Wada, 1989; 亀和田, 1997）と一致する。黒ボク土（畑）の土壌断面を観察したところ、地表面から深度 50 cm までは厚層多

腐植質黒ボク土（土色 7.5YR 2/1）、深度 50 cm 以深の下層土（土色 7.5YR 5/8）では、褐色の風化変質腐朽スコリアを含む軽石層が確認された。黒ボク土（畑）の AI は、深度 10, 30 および 50 cm において凹型を示した。このことは、深度 10, 50 cm における Langmuir 型の AI パラメータ  $k_2$  が負であったことと、深度 30 cm における Freundlich 型の AI パラメータ  $b$  が 1 よりも小さかったことに反映される。特に、黒ボク土（畑）の深度 10, 30 cm における AI の勾配は低濃度において非常に小さく、吸着量は約  $400 \text{ mg L}^{-1}$  の平衡濃度から急上昇する傾向を示した。また、深度 50 cm 以深（風化変質腐朽スコリアを含む軽石層）の硝酸イオン吸着量は、表層深度 10 ~ 30 cm の 5 ~ 7 倍程度であった（平衡濃度範囲  $100 \sim 200 \text{ mg L}^{-1}$  において）。表層黒ボク土壌における硝酸イオンの低吸着能の傾向と、深度 50 cm 以深における比較的高い吸着能の傾向を示した本実験結果は、亀和田（1997）が示した実験結果と一致している。表層黒ボク土壌が下層土壌と比較して硝酸イオン吸着能が小さくなった原因としては、腐植がアロフェン等の粘土鉱物の変異荷電部位に吸着し、この腐植が土粒子を覆う結果として正荷電を減少させたり、土粒子に吸着した腐植のカルボキシル基が負荷電を発生させたりすることが考えられる（Table 4 より、黒ボク土（畑）の深度 10, 30 cm の土壌はアロフェン質黒ボク土であることが判る）。著者らは年間を通じ、サンプリング地点の表層土を 1 ヶ月毎に定期的採取し、土壌抽出液の pH 等のモニタリングを行っている。その結果、pH は常時 6 付近（平均 pH = 5.985,  $\sigma = 0.447$ ,  $n = 14$ ）にあり、季節毎に大きな変化が認められないことから、年間を通じて表層土の AI の形状は変化しないと考えられる。また、低濃度領域における表層黒ボク土壌の硝酸吸着能力が小さいことを考慮すると、当該農耕地では、硝酸化成作用により生成した硝酸が雨水

**Table 2** 硝酸イオン ( $\text{NO}_3^-$ ) の深度別吸着等温パラメータ.  
Parameters for the adsorption isotherm of nitrate ion ( $\text{NO}_3^-$ ).

Depth (cm)	Andosol (upland field)			Andosol (paddy field)			Gray lowland field (paddy field)		
	$k_1$	$k_2$	$k_1/k_2$	$k_1$	$k_2$	$k_1/k_2$	$k_1$	$k_2$	$k_1/k_2$
10	0.3075	$-5.767 \times 10^{-4}$	-533.19	1.1206	$1.350 \times 10^{-4}$	8085.40	0.6092	$4.480 \times 10^{-4}$	1359.97
30	0.0011 <sup>*K</sup>	0.4970 <sup>*b</sup>	—	1.6907	$4.270 \times 10^{-4}$	3958.67	0.6140	$1.430 \times 10^{-4}$	4297.31
50	1.2447	$-2.232 \times 10^{-4}$	-5575.30	2.4826	$1.568 \times 10^{-3}$	1583.06	0.5734	$2.410 \times 10^{-4}$	2378.37
70	1.9138	$1.667 \times 10^{-4}$	11483.37	1.4483	$2.440 \times 10^{-4}$	5944.99	0.5239	$5.550 \times 10^{-4}$	944.71
90	1.4864	$8.566 \times 10^{-5}$	17353.23	1.1818	$2.440 \times 10^{-4}$	4837.08	0.6181	$2.028 \times 10^{-3}$	304.80
100	1.2514	$1.134 \times 10^{-4}$	11035.19	1.3933	$1.134 \times 10^{-4}$	2486.13	0.5144	$5.490 \times 10^{-4}$	937.16

数値 \*K および \*b は Freundlich 型吸着等温式である (2) 式のパラメータを表す



**Fig. 2** 深度毎の硝酸イオンの吸着等温線 (横軸: 平衡濃度, 縦軸: 風乾土 1 kg あたり吸着量). (a) 黒ボク土 (畑), (b) 黒ボク土 (水田), (c) 灰色低地土 (水田).

Adsorption isotherm lines for nitrate ion ( $\text{NO}_3^-$ ) at different depths.

とともに降下浸透し, 硝酸を含有した浸透水が下層風化軽石層まで到達したのち, 下層土壤に硝酸イオンが吸着されることが容易に推察される.

黒ボク土 (水田) の土壤断面は, 深度 0 ~ 15 cm が厚層多腐植質黒ボク土 (土色 5YR 2/1), 深度 15 ~ 72 cm が粘土分に富む厚層多腐植質黒ボク土 (土色 5YR 2/1), そして深度 72 cm 以深は風化変質腐朽スコリアを含む市軽石層 (土色 10YR 4/6) であった.  $0 \sim 200 \text{ mg L}^{-1}$  の低濃度領域における各深度の測定値は, それぞれほぼ重なり,  $c = 110 \text{ mg L}^{-1}$  において  $s \approx 150 \text{ mg kg}^{-1}$ ,  $c = 220 \text{ mg L}^{-1}$  において  $s \approx 320 \text{ mg kg}^{-1}$  であり, 表層黒ボク土 (畑) の 5 ~ 6 倍の硝酸吸着能が認められた.

一方, 灰色低地土 (水田) では黒ボク土とは対照的に, 低濃度領域における AI の勾配が非常に小さく, 最大吸着量は深度 30 cm を除き  $304 \sim 2378 \text{ mg kg}^{-1}$  と少なかった. また,  $c = 200 \text{ mg L}^{-1}$  以下の低濃度領域においては, 黒ボク土 (水田) と同様に, 各測定値がほぼ重なり,  $c = 100 \text{ mg L}^{-1}$  において  $s \approx 63 \text{ mg kg}^{-1}$ ,  $c = 200 \text{ mg L}^{-1}$  において  $s \approx 110 \text{ mg kg}^{-1}$  と, 黒ボク土 (水田) の約 50 % の硝酸吸着能を示した. リン酸アンモニウム液法 (土壤標準分析・測定法委員会, 1986) による黒ボク土 (水田) と灰色低地土 (水田) のリン酸吸収係

数を測定したところ, 黒ボク土 (水田) では  $12.3$  (深度 90 cm) ~  $17.4$  (深度 50 cm)  $\text{mg g}^{-1}$ , 灰色低地土 (水田) では  $6.20$  (深度 90 cm) ~  $9.49$  (深度 10 cm)  $\text{mg g}^{-1}$  であり, 本測定結果からも, 灰色低地土のアニオン吸着能が黒ボク土 (水田) よりも 50 % 程度少ないことが明らかになった.

本研究および今後の研究では, データベースとして利用する目的で, 吸着等温パラメータを整備して公表したいと考えている. そのためには, 各土壤層の基本的な理化学的記載が必要であるため, Table 3 と Table 4 に, 3 種類の土壤の深度毎の理化学的性質と選択溶解法 (伊藤, 1997) による鉄・アルミニウム・ケイ素含有率をそれぞれ記した.

## 5. まとめ

農耕地における無機態窒素の溶脱量を算定する既存の数理モデルに対し, 吸着量を過大評価した AI を適用すると, 窒素溶脱量を過小評価し, 環境に対する負のインパクトを小さく見積もる危険性が高い. このため, 本報にてカーブフィッティングを実施したように, 特に低濃度領域における AI の勾配を正確に表現することは非常に重要である. 今回実施した 3 種類の土壤における AI の

**Table 3** 3種類の土壌における深度毎の理化学的性質.

Chemical properties at different depths for three types of soils.

Soil type	Depth (cm)	pH (H <sub>2</sub> O)	EC (mS cm <sup>-1</sup> )	N content (g kg <sub>soil</sub> <sup>-1</sup> )	C content (g kg <sub>soil</sub> <sup>-1</sup> )	C/N ratio	CEC (cmol kg <sub>soil</sub> <sup>-1</sup> )	Na content (cmol kg <sub>soil</sub> <sup>-1</sup> )	K content (cmol kg <sub>soil</sub> <sup>-1</sup> )	Ca content (cmol kg <sub>soil</sub> <sup>-1</sup> )	Mg content (cmol kg <sub>soil</sub> <sup>-1</sup> )
Andosol (Upland field)	10	6.22	0.120	5.07	81.91	16.17	48.81	0.28	0.55	16.70	5.58
	30	6.10	0.100	5.27	86.20	16.37	48.54	0.39	0.55	17.17	4.40
	50	6.05	0.080	1.71	28.19	16.49	35.82	0.38	0.10	3.16	1.33
	70	6.12	0.080	0.94	12.04	12.81	43.69	0.35	0.18	3.43	1.65
	90	6.13	0.050	0.90	11.82	13.10	34.83	0.25	0.16	1.78	1.14
	100	6.11	0.030	0.47	5.46	11.55	30.83	0.27	0.14	1.96	0.35
Andosol (Paddy field)	10	6.60	0.179	5.43	80.52	14.82	54.97	0.28	0.96	24.25	4.99
	30	6.59	0.102	4.66	82.42	17.67	40.42	0.41	0.45	15.18	5.17
	50	6.34	0.124	4.93	87.57	17.75	52.46	0.39	0.33	14.76	2.84
	70	6.31	0.106	3.40	58.85	17.32	42.59	0.38	0.22	15.19	1.87
	90	6.66	0.081	1.26	12.37	9.84	24.87	0.43	0.68	9.77	1.68
	100	6.62	0.098	1.69	24.11	14.23	25.64	0.49	0.50	12.37	2.53
Gray lowland soil (paddy field)	10	5.82	0.150	2.14	24.86	11.60	18.50	0.18	0.15	8.04	1.56
	30	6.16	0.083	1.27	19.32	15.20	17.84	0.21	0.12	11.87	2.04
	50	6.23	0.079	0.89	13.15	14.81	22.77	0.24	0.16	11.00	2.82
	70	6.47	0.056	0.79	9.11	11.48	18.19	0.23	0.41	10.15	1.83
	90	6.44	0.085	0.70	7.60	10.91	15.78	0.24	0.24	10.20	1.65
	100	6.45	0.083	0.58	5.89	10.21	14.57	0.41	0.15	9.09	1.19

ECは電気伝導率, CECは陽イオン交換容量の略である. pHおよびECは, それぞれガラス電極法と1:5水浸出法により測定した. 全窒素量と全炭素量は乾式燃焼法を用いて測定した. CECはショールンベルガー法を用いて測定した. Na, K, Ca, Mg量はCEC測定の際に得られた土壌の酢酸アンモニウム浸出液を用い, 原子吸光法により定量した.

**Table 4** 3種類の土壌における深度毎の土性・粘土含有率・選択溶解法による可溶鉄・アルミニウム・ケイ素含有量.

Soil texture, clay content and soluble Fe, Al, Si amounts at different depths for three types of soils.

Soil type	Depth (cm)	Soil Texture	Clay content (g g <sub>soil</sub> <sup>-1</sup> )	Fe <sub>ox</sub> (g kg <sub>soil</sub> <sup>-1</sup> )	Al <sub>ox</sub> (g kg <sub>soil</sub> <sup>-1</sup> )	Al <sub>py</sub> (g kg <sub>soil</sub> <sup>-1</sup> )	Si <sub>ox</sub> (g kg <sub>soil</sub> <sup>-1</sup> )	Al <sub>py</sub> / Al <sub>ox</sub>	Si <sub>ox</sub> content (%)
Andosol (Upland field)	10	CL	0.54	20.9	74.2	15.7	9.0	0.21	0.5
	30	SCL	0.58	18.4	68.0	15.8	11.2	0.23	0.6
	50	SL	0.72	23.4	95.1	12.9	14.6	0.14	1.1
	70	SCL	0.74	22.7	106.7	8.9	16.5	0.08	1.2
	90	SCL	0.65	24.2	105.0	7.2	11.7	0.07	0.8
	100	SCL	0.58	20.3	98.9	8.6	17.1	0.09	1.0
Andosol (Paddy field)	10	HC	0.62	19.4	77.9	14.3	19.4	0.18	1.2
	30	LiC	0.49	23.3	85.9	20.7	21.0	0.24	1.0
	50	LiC	0.34	21.7	73.9	17.8	13.9	0.24	0.5
	70	LiC	0.33	23.8	76.5	13.2	8.4	0.17	0.3
	90	HC	0.42	24.8	65.2	6.2	11.3	0.10	0.5
	100	LiC	0.35	20.8	55.7	8.2	14.3	0.15	0.5
Gray lowland soil (paddy field)	10	LiC	0.28	17.1	25.0	7.9	5.3	0.32	0.1
	30	SCL	0.1	18.0	26.3	9.6	4.7	0.36	0
	50	CL	0.17	24.5	20.7	7.6	3.9	0.37	0.1
	70	CL	0.15	9.9	23.4	12.3	1.6	0.53	0
	90	CL	0.18	7.0	22.4	11.4	2.0	0.51	0
	100	CL	0.15	15.8	23.0	8.8	2.1	0.38	0

Fe<sub>ox</sub>, Al<sub>ox</sub> および Si<sub>ox</sub> は, それぞれ 0.2 (mol L<sup>-1</sup>) 酸性シュウ酸溶液 (pH 3.0) 抽出による鉄含有量, アルミニウム含有量およびケイ素含有量の略である. Al<sub>py</sub> は 0.1 (mol L<sup>-1</sup>) ピロリン酸ナトリウム溶液 (pH 10.0) 抽出によるアルミニウム含有量の略である. 鉄およびアルミニウムは原子吸光法を用いて測定した. ケイ素は吸光度定量法を用いて測定した. Al<sub>py</sub> / Al<sub>ox</sub> < 0.5 且つ Si<sub>ox</sub> content ≥ 0.5 (%) の条件を満たす土壌はアロフェン質黒ボク土を表している (三枝ら, 1993).

形状のほとんどは凸型を呈した。しかし、黒ボク土(畑)の深度 0~50 cm の AI は凹型を呈した。これは、吸着剤と吸着質との間に作用する引力が非常に弱い場合に見られることが、近藤ら(2001)により示されている。

農耕地土壌中の無機態窒素の輸送動態を明らかにするための数値解析を実施する上で、本研究で得られた新たな知見を農耕地からの窒素溶脱シミュレーションのパラメータとして用いることで、各層位からの浅層地下水へと流出する無機態窒素の量を概算できるものと考えられる。さらに、環境に対する負のインパクトの大きさを見積もることも可能であり、窒素流出に対する地下水汚染の脆弱性を表現する指標を策定できるであろう。今後は、様々な土壌型の無機態窒素の吸着等温線を取得し、各深度の AI パラメータのインベントリを充実したいと考えている。

### 謝辞

本研究を実施するにあたり、栃木県農業試験場土壌作物栄養研究室および栃木県小山市の寺島征男氏からの圃場の土壌を提供して頂いたので、ここに深く感謝申し上げます。また、岩手県立盛岡農業高校の Ms. Sara Simon 氏に英文校閲を行って頂いたことを感謝いたします。

### 引用文献

- Freundlich, H.M.F.(1906): Über die adsorption in lösungen. Z. Phys. Chem., 57: 385-470.  
 伊藤豊彰(1997): 選択溶解法による可溶鉄・アルミニウム・

- ケイ素, 土壌環境分析法, 土壌環境分析法編集委員会. pp. 288-297, 博友社, 東京.  
 亀和田國彦(1997): 黒ボク土における養水分移動と作物生育に関する土壌溶液論的研究. 栃木県農業試験場報告, 46. p. 94.  
 近藤精一, 石川達雄, 安部郁夫(2001): 液相吸着, 吸着の科学 第2版. pp. 95-141, 丸善, 東京.  
 Langmuir, I.(1918): The adsorption of gases on plane surface of glass, mica and platinum. J. Am. Chem. Soc., 40: 1361-1402.  
 畑田尚哉(1995): 表層土壌中有害物質の挙動に関する基礎的研究—放射性の鉛・ヨウ素に注目した検討—. p. 2, 京都大学原子炉実験所学位論文.  
 直川拓司(2006): 肥料の種類と性質, 窒素質肥料各論, 肥料の事典, 尾崎尚人ら編. pp. 78-89, 朝倉書店, 東京.  
 日本土壌肥料学会監修(1986): 土壌標準分析・測定法. pp. 124-127, 博友社, 東京.  
 農林水産省大臣官房統計部(2003): 平成14年度持続的生産に関する実態調査, 農林水産統計 平成15年8月公表. p. 36.  
 三枝正彦, 松山信彦, 阿部篤郎(1993): 東北地方におけるアロフェン質黒ボク土と非アロフェン質黒ボク土の分布. 日本土壌肥科学雑誌, 60(4): 423-430.  
 Tani, M., Okuten, T., Koike, M., Kuramochi, K. and Kondo, R.(2004): Nitrate adsorption in some andisols developed under different moisture condition. Soil Sci. Plant Nutr., 50: 439-446.  
 Wada, K.(1989): Allophane and imogolite. In Minerals in Soil Environments, 2nd Ed. Eds. J.B. Dixon and S.B. Weed, pp.1051-1087, SSSA Book Ser. 1. SSSA, Madison, WI.

### 要 旨

近年, 化学肥料の施肥の増加により, 河川および地下水の硝酸汚染が進行している。農耕地中の硝酸の動態を把握するためには, 土壌深度毎の吸着等温線(AI)の情報を得る必要がある。しかし, 土壌型に依存するAIのパラメータリストは, まだ整備されていない状況にあるため, パラメータリストを早急に整備する必要がある。著者らは, アンモニウムイオンと硝酸イオンのパラメータリストを整備することを目的に, 手始めに黒ボク土(畑地), 黒ボク土(水田)および灰色低地土(水田)の土壌の吸着等温実験を行った。その結果, 黒ボク土(畑地)の深度30 cmを除くすべての試料においてLangmuir型のAIを得た。本研究では, 深度10~100 cmにおけるAIパラメータを算出し, シミュレーションプログラムの入力に必要な, アンモニウムイオンおよび硝酸イオンの吸着特性を比較できた。

キーワード: 黒ボク土, 灰色低地土, 吸着等温線(AI), 農耕地からの窒素溶脱

# 土中への水の浸潤 1. フラックス境界と圧力境界条件

取出伸夫<sup>1</sup>・渡辺晋生<sup>1</sup>・坂井 勝<sup>2</sup>

Infiltration into a soil profile: 1. Flux and pressure boundary conditions.

Nobuo TORIDE<sup>1</sup>, Kunio WATANABE<sup>1</sup>, Masaru SAKAI<sup>2</sup>

## 1. はじめに

土中への水の浸潤現象は、もっとも身近な土中の不飽和水分移動現象である。地表面から水が侵入すること自体は単純な現象ではあるが、土の内部の水分の動きは、土の性質である水分保持特性と不飽和透水係数のみならず、地表面や地下部の境界条件、土の初期条件などの影響を受ける複雑な現象である(中野, 1991; 宮崎, 1984)。

土への浸潤水量の把握は、農地における灌漑水量の決定など、現実の問題と密接な関係を持つため、古くから研究が行われてきた。そのため、古典的な浸潤に関する研究は、Green-Ampt 式に代表される地表面からの浸潤フラックスを表す浸潤方程式に焦点が当てられている(宮崎, 2000)。Green-Ampt 式は単純な式であるが、著者の卓越した物理的な直感力により導出されていることもあり、その後、多くの理論的、また実験による検証が行われている(Hillel, 2001; Jury and Horton, 2006)。Green and Ampt の原著については、「古典を読む」シリーズの105号において、長谷川(2007)によって解説が行われている。

一方、不飽和水分移動の基礎方程式であるリチャーズ式の数学的解法に基づく浸潤研究は、Philip(1957a-e)が代表的である。その後の一連の数学的解法に基づく研究については、Warrick(2003)に詳細が解説されている。Philip は、一連の研究に基づき、水平浸潤と垂直浸潤の浸潤フラックスや垂直浸潤の前線の進行速度など、広く用いられている関係式を導出している(Jury and Horton, 2006)。しかし、筆者自身も含めて、多くの土壌物理研究者にとって、非線形方程式であるリチャーズ式の解法は、あまりに難解であり、数学的な理解不足が、物理的な背景を理解しきれない要因となっていることは否定できないと思われる。

この「モデル特集」で主に用いている不飽和水分・溶質移動汎用プログラム HYDRUS-1D(Šimůnek et al., 2008)は、リチャーズ式の非線形性に対する長年の研究成果を取り込みながら改良されており、得られる数値解の安定

性と信頼性が非常に高い。そうした汎用プログラムが利用できる現在、Philip らの研究や浸潤方程式を振り返りながら、土の浸潤現象の数値実験の結果に基づき、浸潤現象について改めて整理することの意義は大きいと考えた。

そこで、「モデル特集」の基礎編として、土への水の浸潤現象を今後数回にわたって取り上げる。まずは、もっとも単純な境界条件として、一定フラックス境界条件と一定圧力境界条件を解説した。水の浸潤過程における土中の圧力水頭分布、不飽和透水係数分布、水分量分布の浸潤前線の変化に注目し、それぞれの条件の特徴を示した。また、浸潤前線の形状を決める要因として、浸潤過程の水分フラックスにおける圧力勾配成分と重力成分の果たす役割を論じた。次号以降では、さらに初期水分量の及ぼす影響、浸潤前線の進行速度、Green-Ampt モデルの検討、下端境界条件の影響、成層土への浸潤などを取り上げる予定である。

## 2. 不飽和水分移動式と境界条件

鉛直一次元の水分フラックス  $q_w$  ( $L T^{-1}$ ) は、バッキンガム-ダルシー則で与えられる。

$$q_w = -K(h) \frac{\partial h}{\partial z} - K(h) \quad (1)$$

ここで、 $K(h)$  は不飽和透水係数 ( $L T^{-1}$ ) であり、土中水の圧力水頭  $h$  ( $L$ ) (以下、単に圧力とも表記) の関数、 $z$  は上向き正の位置 ( $L$ ) である。ダルシー則の右辺第1項は圧力勾配に基づくフラックス成分であり、第2項は重力によるフラックス成分である。ダルシー則を水の保存則に代入すると、鉛直一次元非定常水分流れのリチャーズ式が得られる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} \right) \right] + \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad (2)$$

ここで、 $\theta$  は体積含水率 ( $L^3 L^{-3}$ ) (以下、単に水分量とも表記)、 $t$  は時間 ( $T$ ) である。

このリチャーズ式の圧力水頭表記は、次式で与えられる。

$$C_w(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} \right) \right] + \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad (3)$$

<sup>1</sup>Graduate School of Bioresources, Mie University, 1577 Kurima-Machiya, Tsu, Mie 514-8507, Japan. Corresponding author: 取出伸夫, 三重大学大学院生物資源学研究所

<sup>2</sup>Utah State University, Dep. Plants, Soils, and Climate  
2009年10月23日受稿 2009年11月13日受理  
土壌の物理性 113号, 31-41 (2009)

**Table 1** 砂質ロームとシルト (van Genuchten モデル) のパラメータ値と初期状態 .

Soil type	$\theta_r$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	$\theta_s$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	$\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	$n$ (-)	$K_s$ ( $\text{cm d}^{-1}$ )	$h_i$ (cm)	$\theta(h_i)$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	$K(h_i)$ ( $\text{cm d}^{-1}$ )
Sandy loam	0.065	0.41	0.075	1.89	106.1	-500	0.079	$5.5 \times 10^{-6}$
Silt	0.034	0.46	0.016	1.37	6	-500	0.228	$9.5 \times 10^{-4}$

ここで,

$$C_w(h) = \frac{\partial \theta}{\partial h} \quad (4)$$

であり, 水分容量とよばれ, 水分保持曲線  $\theta(h)$  の勾配で与えられる (Jury and Horton, 2006). 一方, (1) 式の水分フラックスを  $\theta$  の関数として表すと,

$$q_w = -K(\theta) \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) = -D_w(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \quad (5)$$

ここで,

$$D_w(\theta) = K(\theta) \frac{\partial h}{\partial \theta} = \frac{K(\theta)}{C_w(\theta)} \quad (6)$$

であり, 水分拡散関数とよばれる.  $h$  は  $\theta$  の関数であるため,  $K(h)$  と  $C_w(h)$  は  $\theta$  の関数として表記できる. このとき, 水分量表記のリチャーズ式は次式で表される (Jury and Horton, 2006).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_w(\theta) \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \right] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (7)$$

圧力水頭表記の (3) 式や水分量表記の (7) 式は,  $h$  と  $\theta$  を従属変数に持つリチャーズ式を, 水分保持曲線の関係により, いずれかの従属変数を持つ形式に変形した表記である. そのため, あくまで数学的な表記法の違いであるが, 本解説では, 浸潤過程の圧力分布と水分分布を解析するために, 圧力水頭表記や水分量表記のダルシー則やリチャーズ式を利用する.

浸潤過程の地表面境界条件として, (8) 式の一定フラックス条件と (9) 式の一定圧力条件を比較する.

$$-K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \Big|_{z=0} = q_0 \quad (8)$$

$$h(0, t) = h_0 \quad (9)$$

ここで,  $q_0$  ( $\text{L T}^{-1}$ ) は地表面水分フラックス,  $h_0$  は地表面圧力である. また, 計算には, (10) 式の一定初期圧力  $h_i$ ,  $z = -L$  における下端境界条件には (11) 式の自由排水条件 (斎藤ら, 2006) を用いた.

$$h(z, 0) = h_i \quad (10)$$

$$\frac{\partial h}{\partial z} \Big|_{z=-L} = 0 \quad (11)$$

浸潤前線が下端に到達すると, 土中の水分分布は下端境界の影響を受けて変化する. 今回は地表面境界の影響に焦点を当てた議論を行うため, 浸潤前線が下端に到達する以前の浸潤過程を対象とする. そのため, 以下に示す計算例においては, (11) 式の自由排水条件は浸潤前線に影響を及ぼしていない. 下端境界の及ぼす影響については, 続報で解説する.

### 3. 水分移動特性モデル

土の水分保持曲線と不飽和透水係数を表す水分移動特性モデルには, van Genuchten モデルを用いた (小杉, 2007; 坂井・取出, 2009).

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = S_e = (1 + |\alpha h|^n)^{-m} \quad (12)$$

$$K(S_e) = K_s S_e^\ell \left[ 1 - \left( 1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (13)$$

ここで,  $\theta_r$  は残留体積含水率 ( $\text{L}^3 \text{L}^{-3}$ ),  $\theta_s$  は飽和体積含水率 ( $\text{L}^3 \text{L}^{-3}$ ),  $S_e$  は有効飽和度 (-),  $\alpha$  ( $\text{L}^{-1}$ ),  $n$  (-),  $m$  ( $= 1 - 1/n$ ) は水分保持曲線の形状を与えるパラメータ,  $K_s$  は飽和透水係数 ( $\text{L T}^{-1}$ ),  $\ell$  は間隙結合係数 (-) である.

計算には, Table 1 に示す Carsel and Parrish (1988) による砂質ローム, シルトの 2 種類の土を用いた. 不飽和透水係数のパラメータである間隙結合係数の適正な値については議論があるが, 今回は広く用いられる  $\ell = 0.5$  とした (坂井・取出, 2009). Fig. 1 に, 砂質ロームとシルトの水分保持曲線  $\theta(h)$  と不飽和透水係数  $K(h)$  を示す. シルトは砂質ロームに比べて同じ圧力における水分量が大きく, 保水性が高い. 一方, 不飽和透水係数は, 圧力の高い飽和付近では砂質ロームの方がシルトに比べて大きい. しかし,  $h = -31$  cm で逆転し, 乾燥領域では砂質ロームの  $K$  は極端に小さい. そのため, 砂質ロームとシルトの不飽和水分移動を比較する際には,  $h = -31$  cm が注目すべき圧力である.

(12) 式の van Genuchten モデルの水分保持曲線を  $h$  で微分すると, (4) 式の水分容量  $C_w$  が得られる (Jury and Horton, 2006).

$$C_w(h) = \frac{\alpha^n (\theta_s - \theta_r) (n-1) (-h)^{n-1}}{[1 + \alpha (-h)^n]^{2-1/n}} \quad (14)$$

Fig. 2 に, 砂質ロームとシルトの水分容量  $C_w(h)$  を示す. 高水分の高圧力領域では砂質ロームの  $C_w$  はシルトに比べて大きく,  $h = -7.4$  cm に鋭いピーク値を持つ. しかし,  $h = -66$  cm 以下では, 砂質ロームの  $C_w$  はシルトよ



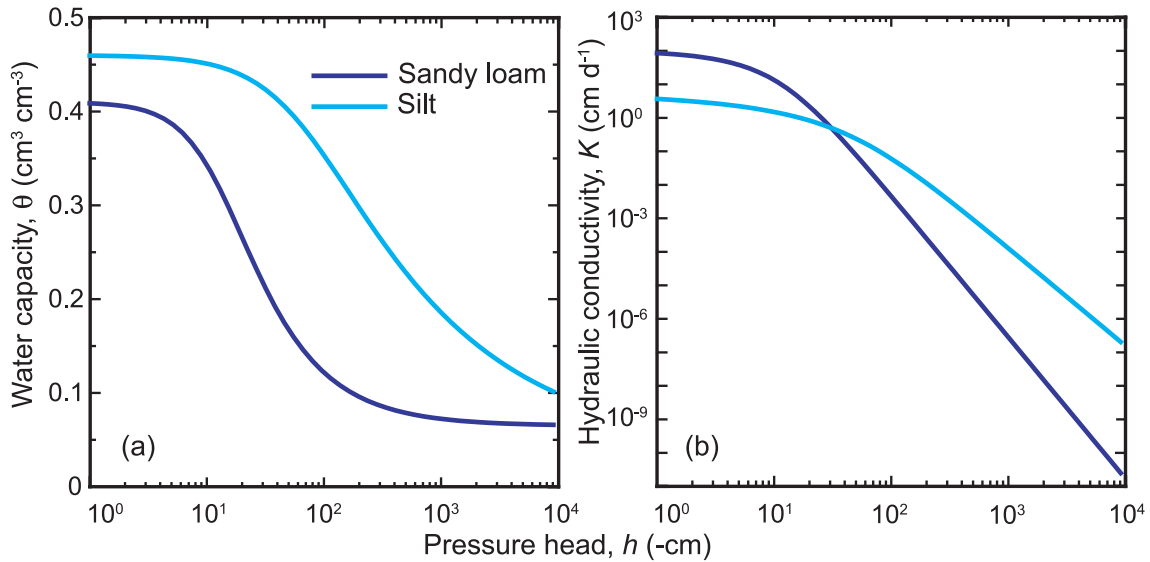


Fig. 1 砂質ロームとシルト (van Genuchten モデル) の (a) 水分保持曲線  $\theta(h)$  と (b) 不飽和透水係数  $K(h)$  .

り小さく、低圧力領域では極端に小さい。そのため、砂質ロームの比較的乾いた領域では、圧力が大きく変化しても水分量の変化は小さい。一方、シルトの場合、 $C_w$  の大きなピーク値は見られないが、 $h = -66$  cm より低圧力領域においても、砂質ロームに比べて緩やかな減少を示す。

#### 4. 一定フラックスによる非湛水浸潤

降雨などによる地表面境界の水分フラックスが土の飽和透水係数  $K_s$  よりも小さいとき、与えられた水分は土に浸潤し、地表面には湛水が生じない。このように地表面のフラックスが土の浸透能を超えない条件を、湛水条件に対して散水条件とよぶ (中野, 1991; 宮崎, 2000)。ここでは、土の浸透能を超えない一定フラックス  $q_0$  を与える浸潤について考える。時間  $t$  における積算浸潤水量は  $q_0 t$  であり、土の種類や初期条件に依存しないため、供給支配 (supply-controlled)、あるいはフラックス支配 (flux-controlled) の非湛水浸潤 (nonponding infiltration) とよばれる (Hillel, 2001)。なお、このモデル特集の斎藤ら (2006) は、湛水が生じる浸潤の境界条件を示している。

Hillel (2001) は、湛水による浸潤の水分分布について、表層の完全飽和領域、下方に広がるわずかに水分不飽和の一定水分量の伝達領域 (transmission zone)、その下部で水分量の増加が継続している湿潤領域 (wetting zone)、乾燥している直下の土と明瞭な境界を示す浸潤前線 (wetting front) の 4 領域に区分している。湿潤領域の水分分布は、下方の浸潤前線に向けて水分量が小さくなり、水分分布の勾配は大きくなる。

本解説においても、土中水の圧力水頭、透水係数、水分量分布の形状の変化に注目するため、分布の領域に関する同様の区分を行う。しかし、不飽和浸潤を対象にしているため、Hillel (2001) の定義する明瞭な境界を持つ浸潤前線が現れないことも多い。また、封入空気が要因である表層と伝達領域の水分量の違いは、数値実験においては生じない。そこで本解説では、Fig. 3 の模式図に

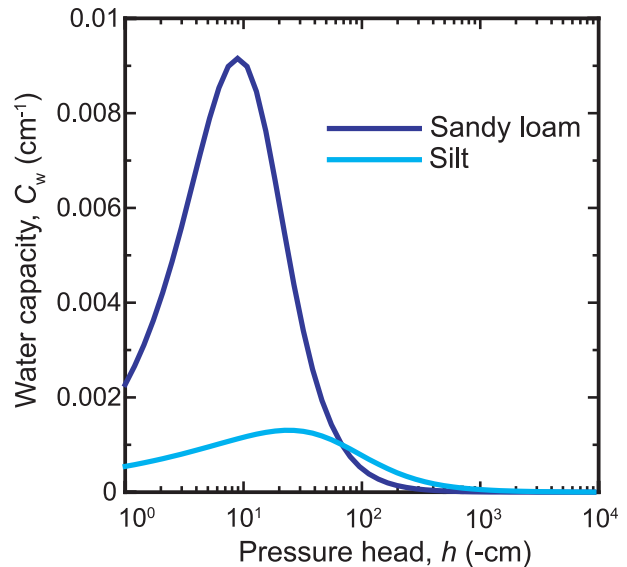


Fig. 2 砂質ロームとシルト (van Genuchten モデル) の水分容量  $C_w(h)$  .

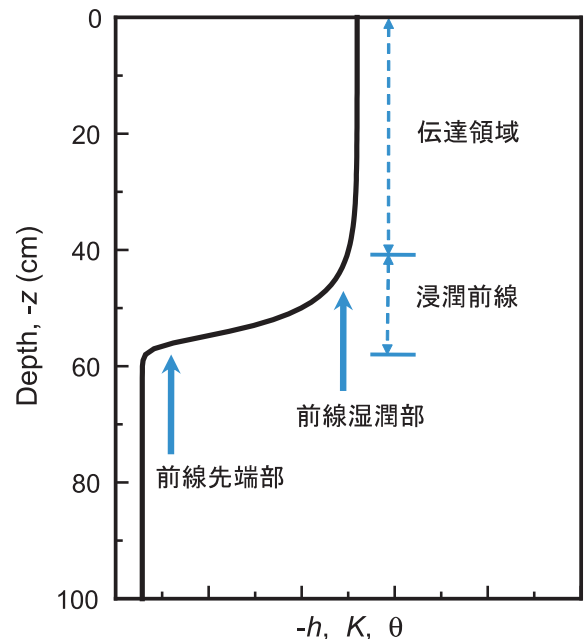


Fig. 3 浸潤過程の分布の模式図 .

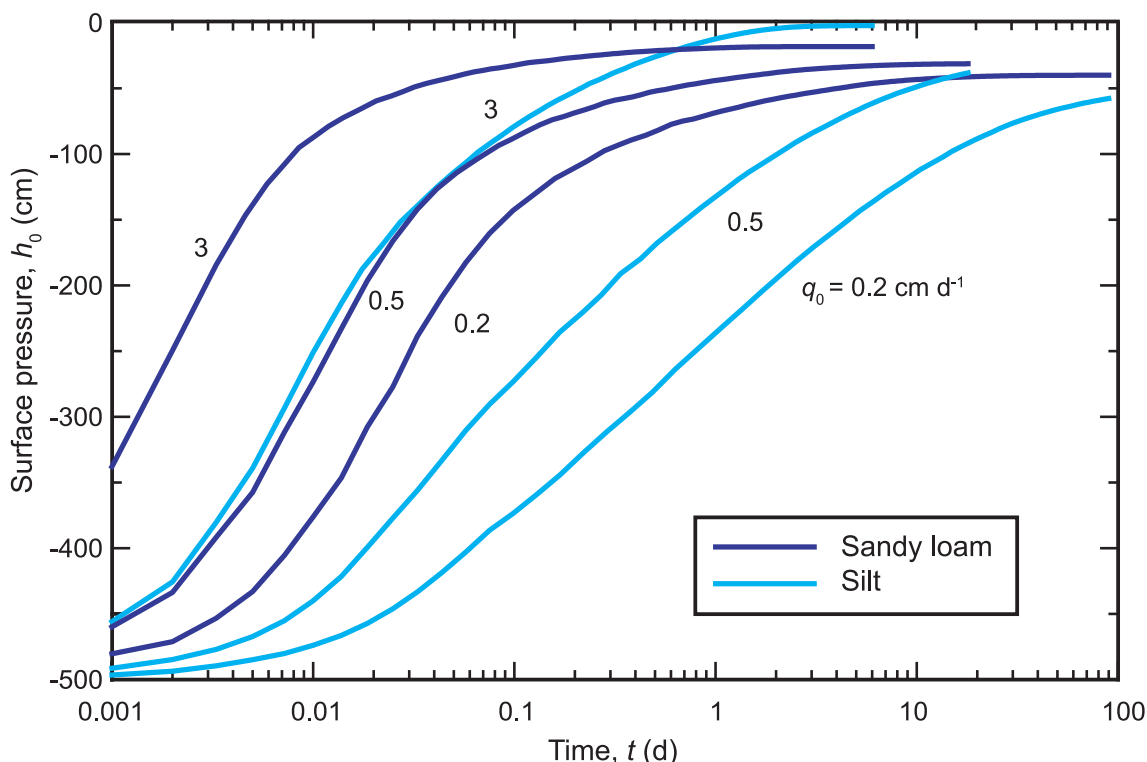


Fig. 4 3種類の強度の一定フラックス条件 ( $q_0 = 3, 0.5, 0.2 \text{ cm d}^{-1}$ ) における地表面圧力  $h_0$  の時間変化。

Table 2 一定フラックス条件における砂質ロームとシルトの収束圧力水頭  $h_\infty$  と体積含水率  $\theta(h_\infty)$  .

Soil type	$q_0$ ( $\text{cm d}^{-1}$ )	$h_\infty$ (cm)	$\theta(h_\infty)$ ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ )
Sandy loam	3	-18.2	0.278
	0.5	-30.7	0.215
	0.2	-39.2	0.188
Silt	3	-2.3	0.458
	0.5	-30.7	0.425
	0.2	-55.1	0.395

示すように、地表面から一定の水分量（圧力，透水係数）の領域を伝達領域，そして下方へ水分量（圧力，透水係数）が減少する領域全体を浸潤前線とする．そして、さらに浸潤前線を、下方の初期水分量の土との境界部分を前線先端部（以下、単に先端部とも表記）、上方の勾配が緩やかな湿潤領域を前線湿潤部（以下、単に湿潤部とも表記）とよぶ．

これから示す浸潤はすべて、長さ 100 cm，初期圧力  $h_i = -500 \text{ cm}$  の砂質ロームおよびシルト層を対象とする．Table 1 には、初期状態の  $h_i = -500 \text{ cm}$  における  $\theta(h_i)$  と  $K(h_i)$  も併記した．Fig. 4 は、地表面に対して、3種類の強度の一定フラックス ( $|q_0| = 3, 0.5, 0.2 \text{ cm d}^{-1}$ ) を与えたときの地表面圧力  $h_0$  の対数軸上の時間変化である．Fig. 5 は、それぞれの浸潤過程の圧力，透水係数，水分分布の時間変化である．飽和透水係数は、砂質ロームが  $K_s = 106.1 \text{ cm d}^{-1}$ ，シルトが  $K_s = 6 \text{ cm d}^{-1}$  であり (Table 1)， $3 \text{ cm d}^{-1}$  以下のいずれのフラックス条件においても湛水は生じない．分布の表示時間は、同じ浸潤水量における分布を比較するため、積算浸潤水量が 3, 6, 9 cm となる時間を示した．また、座標は上向

きを正としているため、下方へのフラックス  $q$  は負の値を持つ．しかし、ここでは、すべて下方への浸潤を対象としているので、本文と図中において、フラックス強度  $|q_0|$  の絶対値は省いて表記する．

一定フラックス  $q_0$  を地表面に与えると、初期には乾いていた地表面が濡れていき、地表面圧力  $h_0$  は増加し、一定圧力  $h_\infty$  に漸近する (Fig. 4)．(1) 式においてフラックス一定の条件を満たすため、地表面圧力  $h_0$  の増加により  $K(h_0)$  が増加すると、圧力勾配  $dh/dz$  が減少する．この  $h_0$  の増加は、 $q_0$  が大きいほど早く、またシルトに比べて砂質ロームの方が速やかに増加する．十分に時間が経過すると、表面圧力は一定値  $h_\infty$  に収束して地表面の圧力勾配はゼロ ( $dh/dz = 0$ ) になり、(1) 式のフラックスは  $q_0 = K(h_\infty)$  の重力流れとなる．それぞれの条件における収束圧力  $h_\infty$  と対応する水分量  $\theta(h_\infty)$  を Table 2 に示す．

砂質ロームの地表面圧力はほぼ収束しているのに対し、シルトの地表面圧力はここで示した計算時間内には収束していない (Fig. 4)．特に低フラックス条件では、収束にはさらに多くの時間を要するため、浸潤前線が下端に到達する前に表面圧力が  $h_\infty$  に収束するには、より長い土層に対する計算が必要である．この  $h_0$  の増加速度と収束に要する時間は、浸潤前線の水分分布の形状と密接な関係を持つ．この点は、以下に示す 6 節のフラックス成分において考察する．

Fig. 5 (a)–(c) は、浸潤過程の土中の圧力分布である．砂質ロームでは初期圧力  $h_i = -500 \text{ cm}$  から  $h = -100 \text{ cm}$  程度までの前線先端部に極端に大きな圧力勾配が形成される．そして、分布を示した全ての時間において、表面圧力は  $h_\infty$  に収束しており、前線の形状は変化して

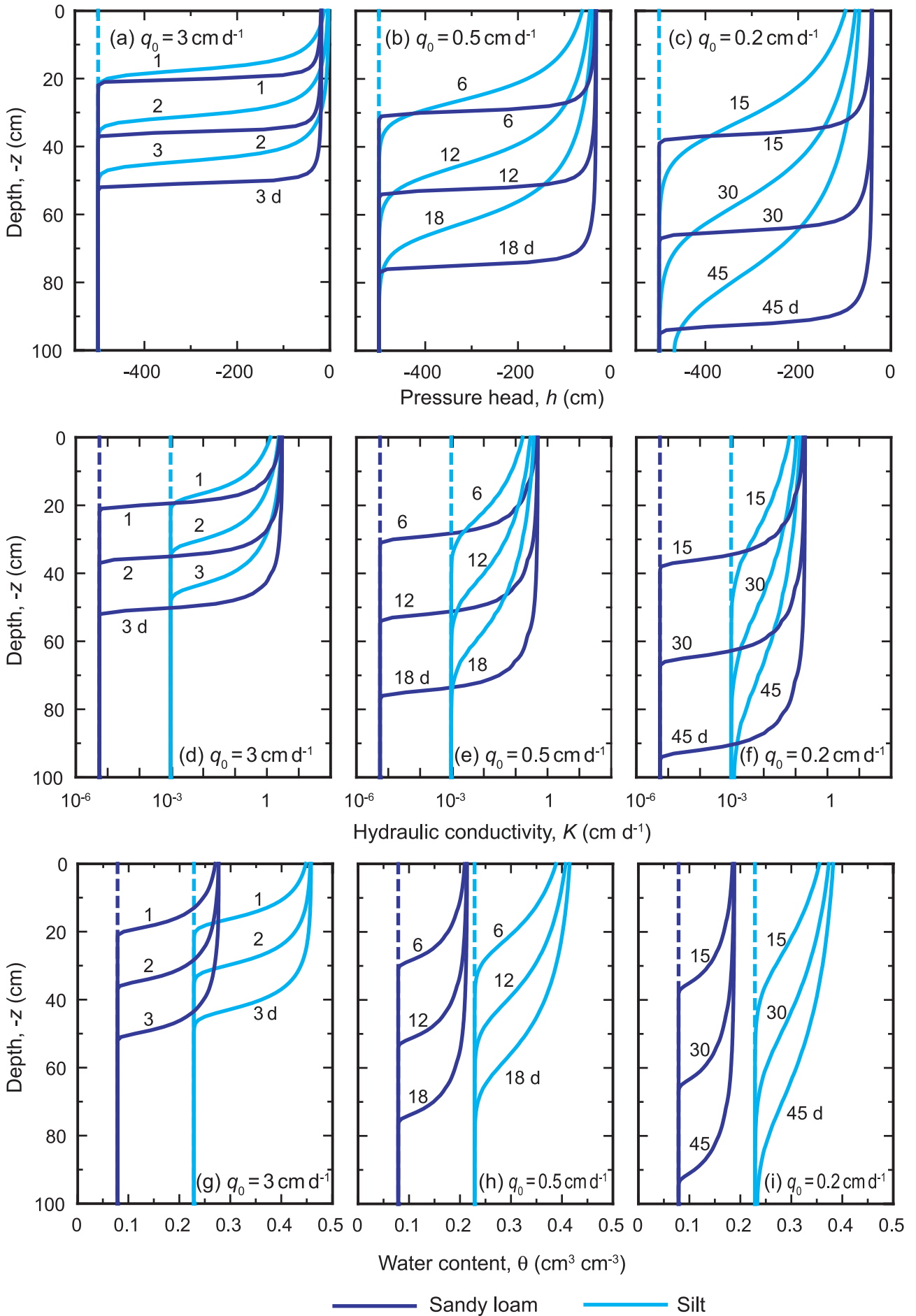


Fig. 5 3種類の強度の一定フラックス条件 ( $q_0 = 3, 0.5, 0.2 \text{ cm d}^{-1}$ ) における (a) (b) (c) 圧力水頭分布  $h(z)$ , (d) (e) (f) 不飽和透水係数分布  $K(z)$ , (g) (h) (i) 体積含水率分布  $\theta(z)$ .

いない (Jury and Horton, 2006).  $q_0$  が小さいほど前線の圧力勾配は小さくなる傾向は見られるが,  $q_0 = 0.2 \text{ cm d}^{-1}$  においても, 前線の急勾配は維持されている. 一方, シルトの圧力分布は, 砂質ロームに比べて前線の勾配が緩やかである. とりわけ,  $q_0 = 0.2 \text{ cm d}^{-1}$  の場合, 浸潤前線の圧力勾配の減少は継続して, 伝達領域はまだ形成されていない段階であり, 分布全体が浸潤前線の性格を持っている. そして, 前線先端部は砂質ロームに比べてより深い位置に到達している.

透水係数分布 (Fig. 5 (d)–(f)) は, 表面圧力が  $h_\infty$  に収束した後は, 地表面付近の  $K(h_\infty) = q_0$  と前線先端部の初期  $K_i$  の幅を持つ分布となる. 横軸には対数軸を用いている. 初期圧力  $h_i = -500 \text{ cm}$  に対しては, 砂質ロームが  $K_i = 5.5 \times 10^{-6} \text{ cm d}^{-1}$ , シルトが  $K_i = 9.5 \times 10^{-4} \text{ cm d}^{-1}$  であり (Table 1), 前線先端部における砂質ロームの  $K$  は, シルトに比べて 2 オーダー小さい. 透水係数分布は,  $K_i$  の小さい砂質ロームにおいて, 前線先端部から 10 cm 程度での幅に 5~6 オーダー増加する著しく大きな勾配が形成される. 前線先端部における  $K$  が大きく, 地表面が  $K(h_\infty)$  に収束していないシルトは, 分布内の  $K$  の差が小さく, 勾配は砂質ロームに比べて緩やかである.

Fig. 5 (g)–(i) の水分分布は, Fig. 5 (a)–(c) の圧力を Fig. 1 (a) の水分保持曲線  $\theta(h)$  に代入して得られる. 供給支配の浸潤では, 土の条件によらず侵入水量は等しい. そのため, いずれの条件においても, 同じ経過時間に対しては, 積算浸潤水量  $q_{ot}$  の水分量が増加した水分分布である. Table 1 に前線先端部の初期水分量  $\theta(h_i)$ , Table 2 に地表面の収束水分量  $\theta(h_\infty)$  を示す. 同じ浸潤水量を異なる表面フラックス  $q_0$  で与えたとき,  $q_0$  が小さいほど収束水分量  $\theta(h_\infty)$  は小さく, 深い位置まで前線先端部が進行した細長い分布となる.

前線先端部の水分分布の形状を比較すると, 砂質ロームでは, シルトに比べて急勾配の水分前線が形成される. しかし, Fig. 5 (a)–(c) の圧力分布に比べると, 浸潤前線の領域は広く, 緩やかな分布である. (4) 式の水分容量  $C_w(h)$  は, 圧力水頭の単位増加量に対する水分増加量を表す (Jury and Horton, 2006). 砂質ロームの前線先端部の圧力領域の  $C_w$  は非常に小さいため (Fig. 2), 大きく圧力が変化しても水分量変化は小さい. 逆に前線湿潤部の圧力領域の  $C_w$  は大きく (Fig. 2), 小さな圧力変化でも大きな水分量変化が生じる. そのため, 水分分布は圧力分布ほどには急勾配の矩形型の分布にはならない. また, 砂質ロームの浸潤は, 短時間で地表面の水分量が  $\theta(h_\infty)$  に収束している. そして, 一定の水分量の伝達領域が下方へ広がり, 前線の形状は変化しない. 一方, シルトの場合, 地表面の水分量の収束が遅い. 特に  $q_0 = 0.2 \text{ cm d}^{-1}$  は, 伝達領域が形成されていない段階であり, 前線の形状はまだ一定ではなく, 勾配の減少が継続している.

## 5. 一定負圧による不飽和浸潤

湛水深が一定の場合や, 負圧ディスク浸潤計からの浸潤の場合, 一定圧力境界条件を用いる (Rassam et al., 2004; 斎藤ら, 2006). 地表面が水分飽和して湛水が生じている場合は, 湛水深が境界圧力となるので 0 cm 以上の正の圧力水頭を与える. 一方, 負圧ディスクなどで負圧を与える場合には, 地表面は水分不飽和になる. 一定負圧条件は, 水分保持曲線にヒステリシスがない条件では, Philip (1957a) など, 多くの古典的な研究で用いられている一定水分量境界条件に等しい.

一定圧力条件による浸潤は, 供給支配の一定フラックス条件とは異なり, 浸潤水量は土の条件によって大きく異なる. すなわち, 土の浸透能に応じた地表面フラックスにより水が浸潤する. そのため, 土壌支配 (profile-controlled) の浸潤とよばれる (Hillel, 2001). ここでは, 前述の非湛水の一定フラックス条件と同じく, 地表面に湛水が生じない圧力水頭が 0 cm 以下の一定負圧条件について検討する. そして, 境界圧力の大小, 砂質ロームとシルト層の違いを検討することにより, フラックス条件と圧力条件の違いを示す.

浸潤は, 一定フラックス条件と同じく, 長さ 100 cm, 初期圧力  $h_i = -500 \text{ cm}$  の砂質ロームおよびシルト層を対象とする (Table 1). Fig. 6 は, 3 種類の一定負圧 ( $h_0 = -1, -31, -55 \text{ cm}$ ) を与えたときの, 地表面フラックス  $q_0$  の時間変化である. 条件によりフラックスが大きく異なるため, 縦軸のフラックスと横軸の時間を共に対数軸で表示した. そのため, フラックスの指数関数的な減少は, 直線的な減少として表示される. また Fig. 7 は, 浸潤過程の圧力, 透水係数, 水分分布の時間変化である. 一定フラックス条件では, 浸潤水量が等しい時間の分布を示したが (Fig. 5), 一定負圧条件では, それぞれの条件において, 20 cm 程度まで先端部が到達している時間の分布と, 等しい時間間隔の 2 番目, 3 番目の分布を示した.  $q_0$  が一定でないため, それぞれの時間の浸潤水量は異なる. Table 3 には, 境界負圧  $h_0$  に対応する境界水分量  $\theta(h_0)$  と透水係数  $K(h_0)$  を示した.  $h_0 = 0 \text{ cm}$  の条件は, 飽和と不飽和の境界であるため, 計算結果が数値的に不安定になりやすい. ここでは  $h_0 = -1 \text{ cm}$  の条件を用いたが, 計算結果は,  $h = 0 \text{ cm}$  の飽和浸潤の条件とほぼ等しい (Rassam et al., 2004).

**Table 3** 一定負圧条件における砂質ロームとシルトの地表面の体積含水率  $\theta(h_0)$  と不飽和透水係数  $K(h_0)$ .

Soil type	$h_0$ (cm)	$\theta(h_0)$ ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ )	$K(h_0)$ ( $\text{cm d}^{-1}$ )
Sandy loam	-1	0.410	85.9
	-31	0.215	0.51
	-55	0.161	0.06
Silt	-1	0.460	3.69
	-31	0.424	0.50
	-55	0.396	0.21

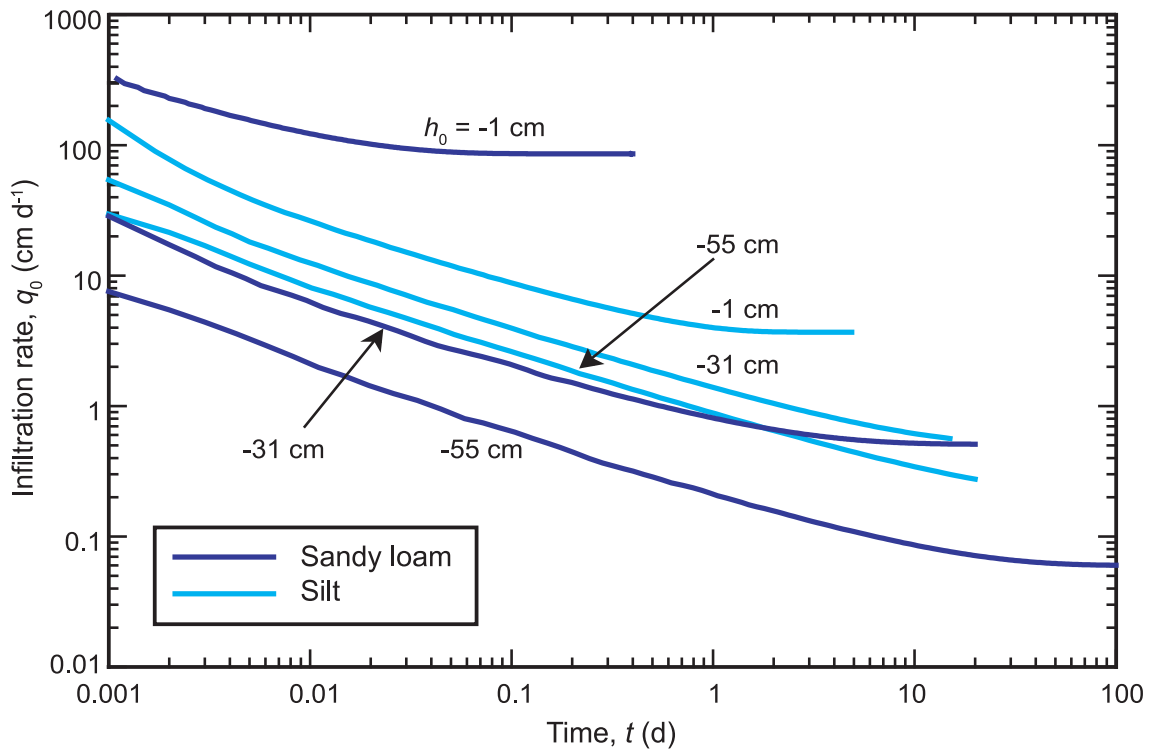


Fig. 6 3種類の一定負圧条件 ( $h_0 = -1, -31, -55$  cm)における地表面境界フラックス  $q_0$  の時間変化.

一定フラックス条件では、地表面圧力  $h_0$  が増加して、一定圧力  $h_\infty$  に収束するのに対し (Fig. 4), 地表面圧力  $h_0$  が指定される一定負圧条件では、地表面フラックス  $q_0$  が変化する (Fig. 6). 一定負圧のいずれの条件においても、浸潤開始直後の  $q_0$  は大きな値を示すが、その後、指数関数的に減少する. 浸潤初期の砂質ロームの  $q_0$  は、 $h_0 = -1$  cm では他の条件に比べて極端に大きいが、 $h_0 = -31$  cm では大きく減少し、 $h_0 = -55$  cm ではさらに減少する. 一方、シルトの  $h_0 = -1$  cm のフラックスは、砂質ロームの  $h_0 = -1$  cm に比べて、時間によっては1オーダー以上小さいが、境界圧力の減少によるフラックスの減少は小さく、 $h_0 = -31$  cm では砂質ロームのフラックスより大きい.

指数関数的に減少する  $q_0$  は、最終的に地表面の圧力勾配がゼロ ( $dh/dz = 0$ ) になり、(1) 式より  $q_\infty = K(h_0)$  の重力流れに収束する (斎藤ら, 2006, Fig. 4 参照). これは、前述の一定フラックス条件の場合と同じである. そのため、十分に時間が経過した後は、一定負圧条件は、 $q_\infty = K(h_0)$  の一定フラックス条件に収束する (Table 3). Fig. 1 (b) に示したように、砂質ロームとシルトの不飽和透水係数は  $h = -31$  cm でほぼ等しく、湿潤側では砂質ローム、乾燥側ではシルトの  $K$  の方が大きい. 砂質ローム、シルトともに、一定負圧  $h_0 = -31$  cm は、一定フラックス  $q_0 = 0.5$  cm d<sup>-1</sup> の表面の収束圧力  $h_\infty$  に近く、またシルトの一定負圧  $h_0 = -55$  cm は、 $q_0 = 0.2$  cm d<sup>-1</sup> の  $h_\infty$  に近い (Table 2, Table 3). これら3種類の条件については、収束する流れが等しい条件として、一定フラックス条件と一定負圧条件の比較が可能である.

一定負圧の浸潤により生じる土中の圧力分布を Fig. 7 (a) - (c) に示す. 地表面の圧力が一定値として与えられるため、どちらの土の圧力分布も、地表面付近は

境界圧力  $h_0$ 、下層部では初期圧力  $h_i = -500$  cm の幅を持つ. 境界圧力が与えられた直後の地表面においては、 $\Delta h = h_0 - h_i$  の圧力差による大きな地表面フラックスが生じる (Fig. 6). そして、下方への水の浸潤により圧力勾配  $dh/dz$  が減少し、地表面フラックス  $q_0$  が減少していく. 一定負圧条件では、地表面の  $K(h_0)$  は一定であるため、(1) 式より  $dh/dz$  の減少が  $q_0$  の減少の要因である. すなわち、土が濡れていくことによる状態の変化が、地表面の吸水能力を決定している. この点が、供給支配の一定フラックス条件との違いである.

砂質ロームの場合、一定負圧条件の圧力分布は、Fig. 5 (a) - (c) の一定フラックスの分布と同じく、浸潤前線の圧力勾配は極端に大きく、前線の形状を保ちながら下方へ移動する. 図に示した時間において、両者の前線の形状が等しいのは、一定負圧条件の境界フラックスが  $q_\infty = K(h_0)$  に収束して、一定フラックス条件と等しいためである. 一方、シルトの圧力分布は、Fig. 5 (a) - (c) の一定フラックス条件では境界圧力  $h_0$  に収束していないため、一定負圧条件とは異なる. また、一定負圧条件の浸潤前線の移動速度は、土の種類と境界圧力に依存する点も一定フラックス条件と大きく異なる. 境界圧力  $h_0 = -1$  cm のときは砂質ロームの浸潤は極端に速く、逆に  $h_0 = -55$  cm では砂質ロームの浸潤はシルトに比べて遅い. しかし、砂質ロームに比べて前線先端部の勾配が緩やかであること、 $h_0$  が小さいほど、先端部の圧力勾配は砂質ロームに比べて緩やかになる傾向は、両境界条件に共通である.

透水係数は、境界圧力に対応した  $K(h_0)$  と浸潤前の初期  $K_i$  の幅を持つ分布となる (Fig. 7 (d) - (f)). この  $K(h_0)$  は、Fig. 6 における地表面フラックスの収束値  $q_\infty$  に等しい (Table 3). 砂質ロームの  $h_0 = -1$  cm では、

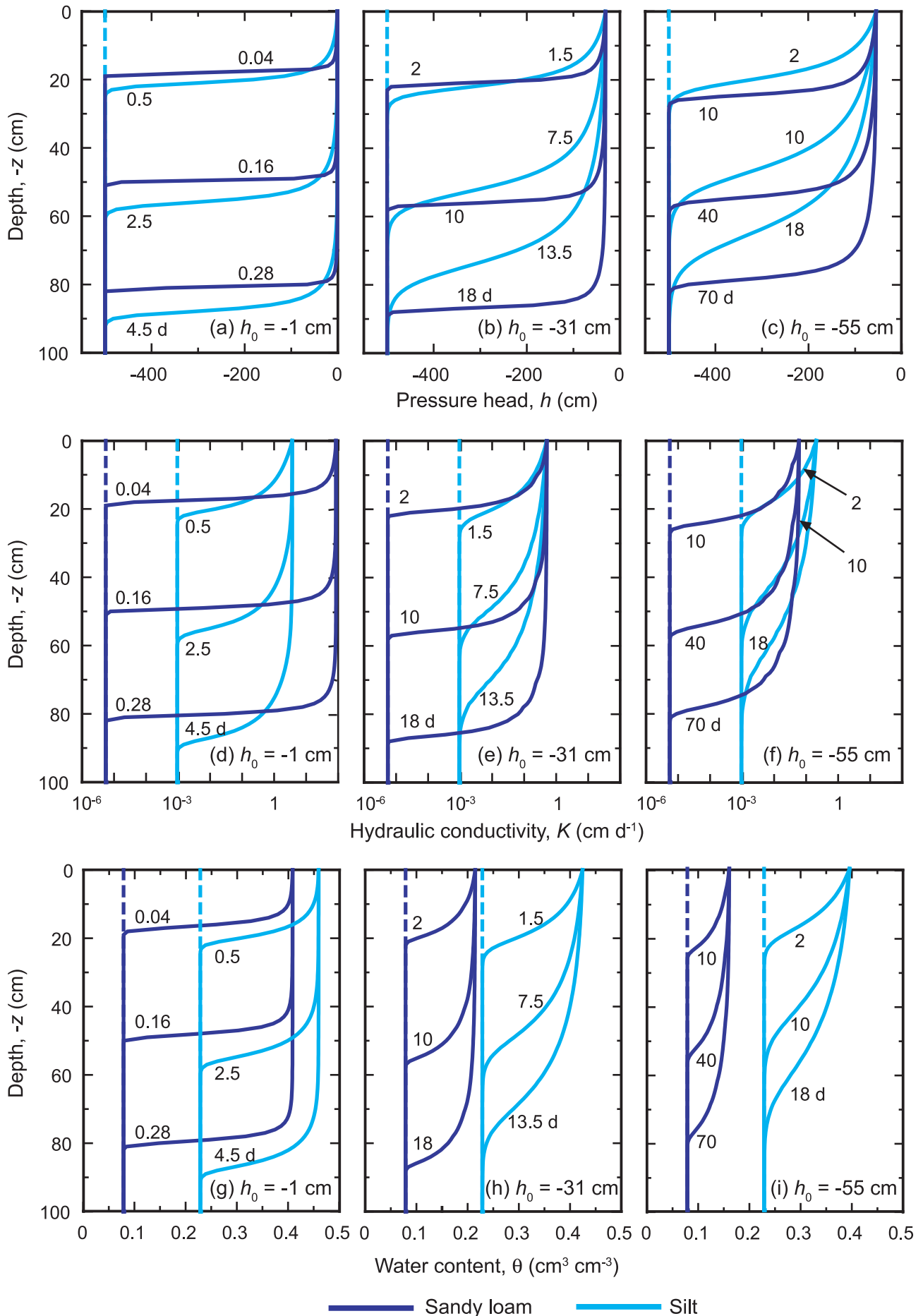


Fig. 7 3種類の一一定負圧条件 ( $h_0 = -1, -31, -55 \text{ cm}$ ) における (a) (b) (c) 圧力水頭分布  $h(z)$ , (d) (e) (f) 不飽和透水係数分布  $K(z)$ , (g) (h) (i) 体積含水率分布  $\theta(z)$ .

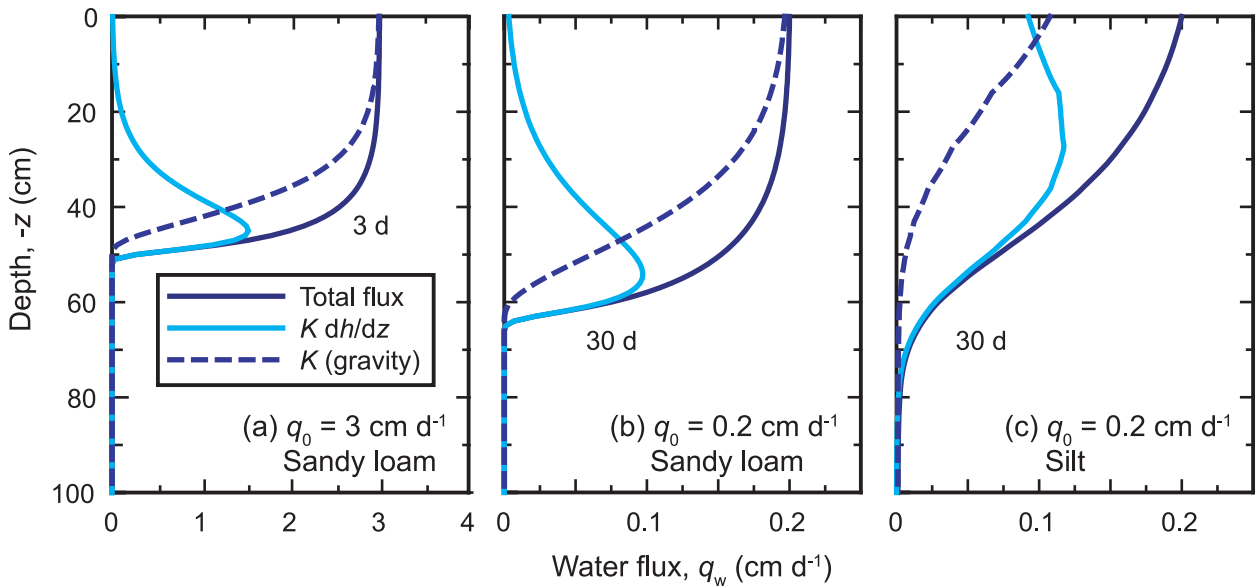


Fig. 8 一定フラックス条件の浸潤における全水分フラックス分布  $q_w(z)$  と圧力成分と重力成分の寄与 (a)  $q_0 = 3 \text{ cm d}^{-1}$  の砂質ローム, (b)  $q_0 = 0.2 \text{ cm d}^{-1}$  の砂質ローム, (c)  $q_0 = 0.2 \text{ cm d}^{-1}$  のシルト.

前線先端部の  $K_i = 5.5 \times 10^{-6} \text{ cm d}^{-1}$  から  $K(h_0) = 85.9 \text{ cm d}^{-1}$  までの最も大きな範囲の分布となる。一方、砂質ロームの  $h_0 = -55 \text{ cm}$  では、ほぼすべての深さにおいて、シルトに比べて  $K$  の小さな分布である。

Fig. 7 (g) – (i) は、一定負圧条件における水分分布である。初期水分量  $\theta(h_i)$  は Fig. 5 の一定フラックス条件と等しく (Table 1), 地表面の圧力が一定であるため、地表面の水分量  $\theta(h_0)$  は一定である (Table 3)。いずれの条件においても、 $\theta(h_i)$  と  $\theta(h_0)$  の水分量の範囲に、浸潤水量に対応した水分分布が形成される。そのため、地表面フラックスの大きい砂質ロームの  $h_0 = -1 \text{ cm}$  では、浸潤速度は極端に速い。一方、同じ砂質ロームであっても、 $h_0 = -55 \text{ cm}$  の浸潤速度はシルトに比べてはるかに遅い。また、地表面フラックスの収束の遅い  $h_0 = -55 \text{ cm}$  では、地表面フラックスの低下により (Fig. 6), 前線の進行速度が遅くなっていることが水分分布から読み取れる。

このような一定負圧条件の水分分布に対して、Fig. 5 (g) – (i) の一定フラックス条件の水分分布を比較してみると、一定フラックス条件では、土の種類によらず、同じ経過時間に同じ水分量が増加するため、土の特性の影響が小さいことがわかる。この点が、供給支配のフラックス条件と土壌支配の圧力条件の大きな違いである。収束する地表面境界の流れが等しいシルトの  $q_0 = 0.5 \text{ cm d}^{-1}$  (Fig. 5 (h)) と  $h_0 = -31 \text{ cm}$  (Fig. 7 (h)),  $q_0 = 0.2 \text{ cm d}^{-1}$  (Fig. 5 (i)) と  $h_0 = -55 \text{ cm}$  (Fig. 7 (i)) を比較すると、地表面圧力がまだ  $h_\infty$  に収束していない一定フラックス条件の方が、同程度の深さに到達した浸潤前線の勾配は緩やかである。

前線先端部の水分分布は、砂質ロームの  $h_0 = -1 \text{ cm}$  において最も急勾配の水分前線が形成されている。これは、乾燥した砂質土への飽和浸潤では、明瞭な浸潤前線が観察されることに対応する (Hillel, 2001)。しかし、 $h_0$  の低下により、砂質ロームの水分前線も緩やかになる。

同様に、シルトの水分前線も、 $h_0$  の低下により前線勾配が緩やかになる。また、地表面フラックスの減少が継続していると、前線の進行が遅くなりながら、勾配も緩やかになる。言い換えると、地表面フラックスが収束して一定になると、水分量が一定の伝達領域が形成され、前線の形状が一定となる。この段階においては、一定フラックス条件と一定負圧条件の違いはなくなる。

## 6. 浸潤フラックスの圧力勾配成分と重力成分

鉛直下方に水が浸潤するとき、土中の各位置における水分フラックスは、(1) 式のダルシー則により与えられ、右辺第 1 項の圧力勾配成分 (以下、圧力成分) と第 2 項の重力成分の 2 成分を持つ。水分量が増加していく浸潤過程においては、大きな圧力勾配が存在する浸潤初期の地表面付近や浸潤前線付近においては圧力成分が卓越し、時間の経過に伴い重力成分が支配的になる (Hillel, 2001)。ここでは、一定フラックス条件の浸潤前線における水分フラックスの圧力成分と重力成分の役割を考える。

Fig. 8 (a) は、Fig. 4 に示した一定フラックス条件  $q_0 = 3 \text{ cm d}^{-1}$  における砂質ロームの 3d の水分フラックス分布である。圧力成分と重力成分の和が全水分フラックスである。重力成分の分布は、Fig. 5 (d) の不飽和透水係数  $K$  分布と同一であるが、Fig. 5 (d) を対数軸で示したのに対し、Fig. 8 のフラックスは実軸で示してある。全水分フラックス分布は、地表面から 40 cm 近くまで境界フラックス  $3 \text{ cm d}^{-1}$  にほぼ等しく、前線は急勾配を持つ。全フラックスの分布からは、それぞれの位置の水分量の変化を知ることができる。全フラックスが一定の領域は、流入と流出のフラックスが等しく、水分量は一定である。一方、全フラックスが減少する前線領域は、流入フラックスが流出フラックスより大きいため、水分量は増加過程にある。

地表面付近では  $dh/dz = 0$  であるため重力成分で占められるが、深さ 20 cm 程度から浸潤前線に向けて重力成分は減少する。一方、圧力成分は、浸潤前線の先端部から 5 cm 程度においては主成分であり、深さ 45 cm に  $1.54 \text{ cm d}^{-1}$  のピーク値を持ち、先端部の急勾配な分布とは対照的に、上方へ向けては緩やかに減少する。

拡散と数学的に同一の形式である (1) 式のフラックスの圧力成分は、前線部分の圧力勾配を緩やかにして、前線先端部を下方へ広げる効果を持つ。ただし、前線先端部の  $K(h)$  が極めて小さいため、拡散係数が一定の通常の拡散に比べて、浸潤前線先端部の広がりが相対的に小さいのが特徴である (Warrick, 2003)。一方、重力成分は、前線湿潤部の  $K$  が先端部に比べて大きいため、湿潤部の重力成分は先端部に比べて大きい。そのため、湿潤部が先端部に追いつくように進行して、浸潤前線の広がりを圧縮して、圧力分布を急勾配にする効果を持つ (塩沢ら, 1988)。最終的には前線を広げる圧力成分と圧縮する重力成分の効果が釣り合って、浸潤前線の形状が一定になって下方へと移動する (Jury and Horton, 2006)。

$q_0 = 3 \text{ cm d}^{-1}$  における砂質ロームでは、2 d 以降、浸潤前線の圧力分布は、極端に急勾配の形状を保って変化しない (Fig. 5 (d))。前線湿潤部の  $K$  は  $3 \text{ cm d}^{-1}$  に近い値であるが、前線先端部は初期の  $K_i = 5.5 \times 10^{-6} \text{ cm d}^{-1}$  であり、著しく小さい。そのため、 $K$  と  $dh/dz$  の積である圧力成分は、先端部の大きな圧力勾配にもかかわらず前線を広げる効果が小さい。さらに、湿潤部と先端部の  $K$  の差が非常に大きいため、重力成分による浸潤前線の圧縮の効果が強い。

圧力成分が上方に向けては緩やかに減少するのは、先端部とは逆に湿潤部の  $K$  の値が大きく、 $dh/dz$  の減少を補うためである。そのため、前線湿潤部では圧力成分が重力成分の減少を補い、全フラックスは  $q_0 = 3 \text{ cm d}^{-1}$  に近い値を深さ 40 cm 程度まで保っている。これが、Fig. 5 (a) の圧力分布や Fig. 5 (g) の水分分布が、3 d において深さ 40 cm 程度まで圧力と水分量が一定の伝達領域を持ち、浸潤前線が急勾配を保つ原因である。多くの教科書では、圧力成分は前線の勾配を緩やかにする効果のみが指摘されているが、湿潤部と先端部の  $K$  の差が非常に大きいときは、圧力成分も湿潤部の下方への進行を促進し、浸潤前線を急勾配に保つ圧縮効果に貢献することを Fig. 8 (a) は示している。

Fig. 8 (b) は、フラックスの小さい  $q_0 = 0.2 \text{ cm d}^{-1}$  における砂質ロームの 30 d の水分フラックス分布である。全フラックス分布の前線は、 $q_0 = 3 \text{ cm d}^{-1}$  に比べて勾配が緩やかである。初期条件が等しいため、先端部における圧力成分の効果は等しい。しかし、 $q_0$  が小さいために湿潤部の  $K$  が小さく、重力成分による前線の圧縮の効果は、 $q_0 = 3 \text{ cm d}^{-1}$  に比べて  $q_0 = 0.2 \text{ cm d}^{-1}$  の方が相対的に小さいため、勾配は緩やかになる。Fig. 8 (c) は、同じく  $q_0 = 0.2 \text{ cm d}^{-1}$  におけるシルトの 30 d の水分フラックス分布である。シルトの初期の不飽和透水係数は  $K_i = 9.5 \times 10^{-4} \text{ cm d}^{-1}$  であり、砂質ロームの

$K_i = 5.5 \times 10^{-6} \text{ cm d}^{-1}$  に比べて大きい (Table 1)。そのため同じ境界フラックス条件の砂質ロームに比べて、圧力成分による前線先端部を広げる効果は大きく、また重力成分による前線の圧縮効果も弱い。そのため、緩やかな全フラックス分布が形成されている。これが、Fig. 5 (c) の圧力分布や Fig. 5 (i) の水分分布が、緩やかな勾配の末広りの分布を示す原因である。また、地表面から先端部まで重力成分の寄与は小さく、反対に圧力成分の寄与は大きい。地表面では、30d において圧力成分と重力成分の大きさはほぼ等しい。

ここまで、フラックス一定条件の浸潤のフラックス分布に対して、圧力成分と重力成分の役割を考察したが、同様な議論は、圧力一定条件に対しても行うことができる。HYDRUS-1D では、圧力、水分量、透水係数、水分容量に加えて、水分フラックス分布も出力されるので、Fig. 8 に示した水分フラックスの分布図は容易に作成することができる。

## 7. おわりに

本報では、砂質ロームとシルトを対象に、地表面の境界条件として非湛水の一定フラックス条件と、不飽和流れの一定負圧条件の浸潤現象を取り上げた。一定強度のフラックスが地表面に与えられると、土が濡れていき、最終的には一定の地表面圧力に収束して、水分量が一定になる。浸潤現象を地上部で観察すると、単純に地表面が濡れていく現象に過ぎない、しかし、「どのように土が濡れていくか、またいつ地表面の圧力水頭は一定になるか」という素朴な疑問を考え始めると、様々な要因が影響していることに気がつかされる。一方、一定負圧が地表面に与えられると、浸潤初期は大きな地表面フラックスが生じるが、最終的には一定値に収束する。一定フラックス条件の場合と同様に、「どのように地表面フラックスが減少していくか、また地表面のフラックスはいつ、どのような値に収束するか」、こうした疑問が出発点である。

はじめに、浸潤過程の圧力水頭分布、不飽和透水係数分布、水分量分布により、地上部の圧力や水分量の変化が、土中の浸潤前線の形状や進行速度と密接に関わっていることを示した。そして、一定フラックス条件と一定負圧条件の違いを整理した上で、土の内部の浸潤前線の形態を詳細に検討した。さらに、浸潤過程の水分フラックス分布を圧力勾配による成分と重力による成分とに分離し、浸潤前線の形状は、それぞれの成分の大きさの釣り合いにより決まることを示した。

浸潤前線の動態を決めているのは、土の水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性である。そのため、同じ土であっても、土中水分の圧力水頭に大きく依存して浸潤の動態が変化することが、不飽和水分移動の難しさである。とりわけ、飽和では透水係数の高い砂質ロームが、境界圧力の低下に伴い、もっとも透水係数の小さな土に変化することを、浸潤過程の違いを通して理解することが重要である。本解



説で示した HYDRUS-1D の計算例の入出力ファイルは、下記サイトで利用可能である (<http://www.bio.mie-u.ac.jp/junkan/sec1/lab5/model/index.html>)。読者は、土性、境界フラックス、境界圧力などの異なる計算を行って、さらに理解を深めて欲しい。

次報では、Philip (1957e) が議論した初期水分量の浸潤におよぼす影響について、特に水分分布の動態や浸潤前線の形状に注目して解説する。そして、Philip (1957e) の示した浸潤前線の進行速度について、数値実験の結果に基づき議論する。

## 引用文献

- Carsel, R. F. and Parrish, R. S. (1988): Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics, *Water Resour. Res.*, 24: 755–769.
- 長谷川周一 (2007): 古典を読む: W. H. Green and G. A. Ampt 著「土壌物理に関する研究 第1部 土壌中の空気と水の流れ」, 土壌の物理性, 105: 111–115.
- Hillel, D. (2001): 環境土壌物理学 II 耕地の土壌物理—耕地生産力の向上と地球環境の保全— (岩田進午, 内嶋善兵衛監訳), 第10章, pp. 1–51, 農林統計協会, 東京.
- Jury, W. A. and Horton, R. (2006): 土壌物理学—土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用— (取出伸夫 監訳: 井上光弘, 長裕幸, 西村拓, 諸泉利嗣, 渡辺晋生訳), pp. 36–159, 築地書店, 東京.
- 小杉賢一郎 (2007): 古典を読む: Y. Mualem 著「不飽和多孔質体の透水係数を推定する新たなモデルについて」ならびに M. Th. van Genuchten 著「不飽和土壌の透水係数を推定する閉形式解について」, 土壌の物理性, 106: 105–112.
- 中野政詩 (1991): 土の物質移動学, 第2章, pp. 15–44, 東京大学出版, 東京.
- 宮崎毅 (1984): 浸潤方程式, 土壌の物理性, 50: 56–62.
- 宮崎毅 (2000): 環境地水学, 第2章, pp. 22–38, 東京大学出版, 東京.
- Philip, J. R. (1957a): The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.*, 83: 345–357.
- Philip, J. R. (1957b): The theory of infiltration: 2. The profile at infinity. *Soil Sci.*, 83: 435–448.
- Philip, J. R. (1957c): The theory of infiltration: 3. Moisture profiles and relation to experiment. *Soil Sci.*, 84: 163–178.
- Philip, J. R. (1957d): The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.*, 84: 257–264.
- Philip, J. R. (1957e): The theory of infiltration: 5. Influence of initial moisture content. *Soil Sci.*, 84: 329–339.
- Rassam, D., Šimůnek, J. and van Genuchten, M. Th. (2004): HYDRUS-2D による土中の不飽和流れ計算 (取出伸夫・井上光弘 監訳), pp. 1.1–1.52, 農業土木学会土壌物理研究部会 HYDRUS グループ, 東京.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., and van Genuchten, M. Th. (2008): The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, Version 4.0, HYDRUS Software Series 3, Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, Riverside, CA, USA.
- 塩沢昌, 宮崎毅, 中野政詩 (1988): 土の中の物質移動(その2)—土の中の水の浸潤と貯留—, 農土誌, 56: 61–67.
- 斎藤広隆, 坂井勝, J. Šimůnek, 取出伸夫 (2006): 不飽和土中の水分移動モデルにおける境界条件, 土壌の物理性, 104: 63–73.
- 坂井勝, 取出伸夫 (2009): 水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性モデル, 土壌の物理性, 111: 61–73.
- Warrick, A. W. (2003): *Soil water dynamics*, pp. 167–184, Oxford university press, New York.

## 要 旨

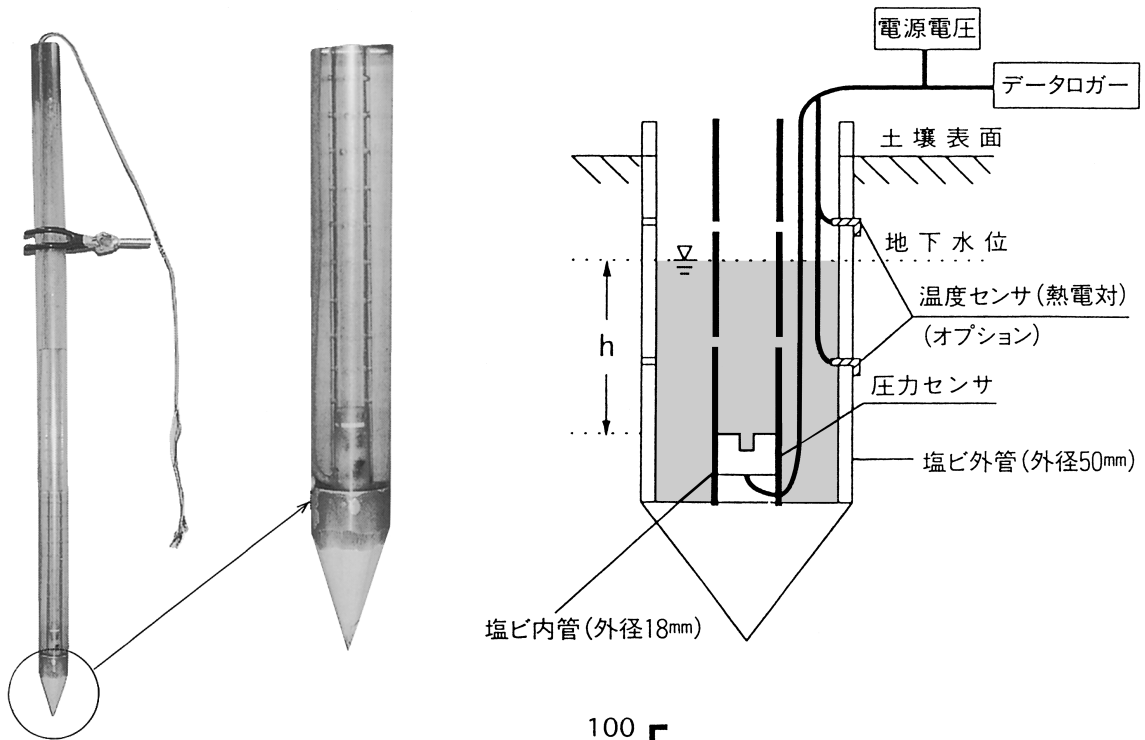
土中への水の浸潤現象における2種類の地表面の境界条件として、砂質ロームとシルトを対象に、一定フラックス条件の非湛水浸潤と、一定圧力条件による不飽和浸潤について解説した。一定強度のフラックスが地表面に与えられると、水分量の増加に伴い地表面の圧力水頭は増加し、最終的には一定の圧力に収束して、水分量が一定になる。一方、一定の負圧が地表面に与えられると、浸潤初期は大きな地表面フラックスが生じるが、最終的には一定値に収束する。この境界条件の性質の違いを、土中の圧力水頭分布、不飽和透水係数分布、水分量分布から論じた。地上部の圧力水頭や水分量の変化は、土中の浸潤前線の形状、進行速度と密接に関わる。そして、その浸潤前線の動態は、土の水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性により決まることを示した。

キーワード：浸潤，フラックス境界条件，圧力境界条件，水分保持曲線，不飽和透水係数

# 地下水の動きを迅速かつ容易に見る

## 圧力センサ式地下水位メータ (EN-GW-501)

### 1. 構成



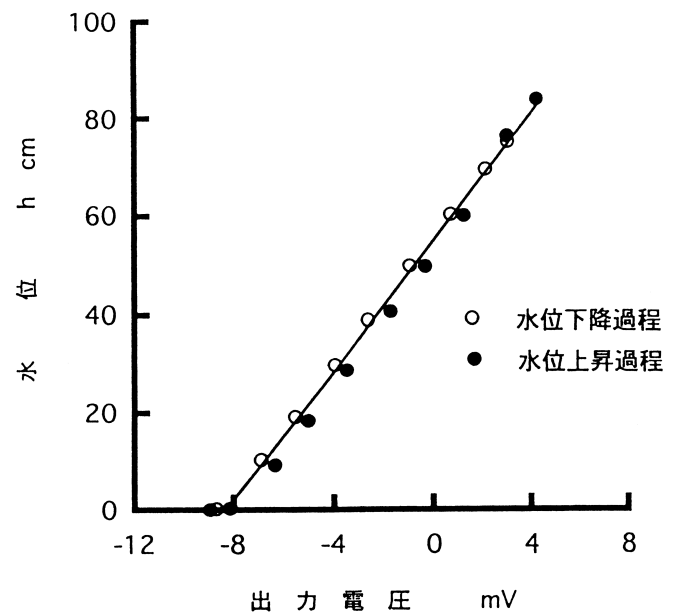
### 2. 圧力センサ (拡散型半導体圧力変換器)

#### 1) 仕様

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

#### 2) 特性

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



### 3. 地下水位メータ仕様

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

## エンドウ理化

〒001-0910 札幌市北区新琴似10条7丁目3-16

☎ (011) 763-1088  
FAX (011) 763-1667

古典を読む

# Geostatistics を先取りした土壌科学者

— Richard Webster による

## 土壌の理化学性のばらつきに関する三つの論文—

原口暢朗<sup>1</sup>

Reviewing classical studies in soil physics

Three pioneering papers on spatial dependence of soil properties by Richard Webster,  
a soil scientist who was one step ahead of geostatistics

Noburo HARAGUCHI<sup>1</sup>

### 1. はじめに

耕地であれ未耕地であれ、野外土壌の理化学性の場所によるばらつき、空間的不均一性は、土壌科学に携わる研究者を常に悩ます問題である。岩田進午博士は、著書の中でこの事情を“Researchers who choose the natural world as the subject of study, soil scientists, hydrologists, geologists and meteorologists, have wrestled with the spatial heterogeneity of the physical and chemical quantities they measure” と的確に述べている (Iwata et al., 1995)。長年、この難問に対して古典的な推測統計学が適用されてきたが (Cline, 1944)、1960 年代に鉱山開発の分野において、新たな確率統計手法として地球統計学 (geostatistics) が提案された (Matheron, 1965)。公表された内容は数学的に難解であったため、しばらくの間、この新手法の存在は広く世に知られなかった。土壌科学分野でこの手法の存在が認知された時期は、この手法の解説書「Mining Geostatistics」(Journel and Huijbregts, 1978) の公表後であったと推察される。

新しい測定方法や解析手法の提案は、しばしば研究を活性化し、これらに関連する多くの論文の公表のきっかけを与える。土壌科学、水文科学における地球統計学もこの例に倣った。1980 年初頭から十数年間、この解析手法に関連したきわめて多くの論文が、土壌科学、水文科学分野の学術雑誌に公表された (Table 1)。これに先立ち、土壌物理学や水文科学において、分野を代表する何人かの研究者が水移動方程式の不均一系への適用に注意を向けていた (Nielsen et al., 1973; Freeze, 1975)。このような研究動向は、地球統計学に関連する多くの論文の公表を促す要因となったと推察される。

2000 年以降、Table 1 に示す学術雑誌の傾向を見る限り、このトピックに関連する論文数はピーク時より少なくなってきた。しかし、Table 1 以外の雑誌 (例えば、Geoderma) では、最近でもこのトピックに関連する論文の公表が少なくないようである。土壌物理分野では、1985 年ごろの一時の熱気が感じられないが、水文科学のようなマクロスケールを扱う研究分野において、この手法は定着したのかもしれない。

地球統計学が提示した「空間的相関」は、古典的な統計学以外に土壌のばらつきを処理する方法を知らなかった多くの土壌科学者にとって、きわめて斬新な概念であっ

**Table 1** 1980 年以降土壌科学、水文科学に関係する四つの学術雑誌における geostatistics を扱った論文数。

The number of papers related to geostatistical analysis published in four journals of soil and hydrological science since 1980.

年次	雑誌名 (略称)				合計
	SSSAJ <sup>1)</sup>	Soil Sci. <sup>2)</sup>	J. Soil Sci. <sup>3)</sup>	WRR <sup>4)</sup>	
1980	0	0	3	1	4
1981	7	0	1	2	10
1982	5	0	0	5	10
1983	3	1	3	6	13
1984	9	0	3	4	16
1985	10	0	0	8	18
1986	9	1	1	5	16
1987	7	1	1	13	22
1988	12	2	0	8	22
1989	5	2	2	13	22
1990	6	0	2	12	20
1991	3	2	2	13	20
1992	3	1	2	13	19
1993	3	0	0	17	20
1994	0	0	1	13	14
1995	2	2	0	18	22
2000	0	1	2	11	14
2005	2	0	0	8	10

<sup>1</sup>National Agriculture and Food Research Organization, National Institute for Rural Engineering, 2-1-6, Kannondai, Tsukuba, Ibaraki, 305-8609, Japan. Corresponding author: 原口暢朗, 独立行政法人 農業・食品産業技術総合研究機構  
2009 年 7 月 29 日受稿 2009 年 10 月 26 日受理  
土壌の物理性 113 号, 43-51 (2009)

表中の数字は、Geostatistics に特有な手法 (空間的相関, kriging) を主要な内容とする論文の数 (筆者のカウントによる)

<sup>1)</sup>Soil Science Society of America Journal

<sup>2)</sup>Soil Science

<sup>3)</sup>Journal of Soil Science (1994 年より European Journal of Soil Science)

<sup>4)</sup>Water Resources Research

たようである。このことは、1981 年から数年間に公表された複数の論文が、「土壌の理化学性の空間的相関に関する調査報告」といった性格を有していたことから窺うことができる（例えば、Gajem et al., 1981; Vieira et al., 1981）。一方、ある土壌科学者は、地球統計学が認知される以前に、野外土壌の理化学性に空間的相関があることを突き止めており、この概念を活用した研究展開を模索していた。彼にとって、地球統計学は待ち望んでいた解析手法であったに違いない。土壌調査分類学者の Richard Webster がその人である。

ここで、Webster について簡単に紹介する。彼は 1933 年にイギリスのダービー市で生まれた。シェフィールド大学で化学を専攻した後、ロンドン大学とローザムステッド農業試験場で土壌学と統計学を学び、以後は土壌調査分類に関する研究に従事した。彼は、従来の経験的な土壌調査分類学に対して問題意識を持ち、合理的な土壌調査および土壌図作成のための数理統計学的手法の開発を一貫して追及した。航空写真から土壌図の境界を推測するための解析方法を含む初期の研究によって、1966 年にオクスフォード大学で博士号を取得した。1968 年から 22 年間ローザムステッド農業試験場に籍を置き、土壌調査データの空間的不均一性を解析する数理統計学的手法の確立に多大な貢献をした。特に、土壌科学に地球統計学をいち早く導入するとともに、この新手法の土壌調査データへの応用に関する多くの論文を公表した。彼の一連の業績をきっかけに、ペドメトリクス (Pedometrics) という新たな研究領域が誕生し、彼はその創始者の一人とされている。その後、彼はスイス連邦工科大学に転任、退官したが、現在でもなお研究活動を続けている。IUSS (International Union of Soil Science, ISSS (International Society of Soil Science) の後継組織) は彼の業績に因み、“The Dokuchaev Award”, “The von Liebig Award” および “The Kubierna Medal” に次ぐ四番目の表彰として、2006 年の研究集会から “The Richard Webster Medal” を創設した。このことは、彼の顕著な業績を端的に示している。

筆者と Webster との接点は、二十数年前 (昭和 60 年頃) にさかのぼる。当時、筆者は土壌物理性の空間的不均一性に興味を持ち、地球統計学に関連したテーマを模索しており、これに関係する文献収集の過程で彼の名前と業績の一部を知った。百点余り収集した文献の中で、とりわけ彼の論文は筆者に強い印象を与えた。Webster とその共同研究者は、1980 年からごく短期間に地球統計学に関係した複数の論文を連続して公表した。収集した文献の中で、このような例は他に見当たらなかった。地球統計学に対する彼の熱意は何に由来するのか、漠然とした興味を持った。また、本稿で採り上げる 1971 年の論文は、収集した文献の中で、土壌理化学性の不均一性と土壌の実態との関係を論じた唯一のものであった。筆者はこの論文によって初めて、土壌の不均一性という抽象的な研究対象に物理的なイメージを持つことができた。一生忘れられない論文である。加えて、公表当時は

知られていなかった地球統計学の概念を示唆する内容が含まれていた。この論文は、後の地球統計学に関係した一連の論文の伏線になっているのではないかと想像した。かような経緯で、一面識もない Webster の名前と彼の業績は、筆者の研究経歴の中でも特に記憶に残るものであり、本講座の担当編集委員からの執筆の打診に際し、迷わず彼の業績を採り上げることにした。

本稿では、Webster が野外土壌の理化学性のばらつきなどのような点に関心を抱いたのか、どのような経緯で空間的相関という概念に行き当たったのか、地球統計学の登場をどのように受け止めたのか、三つの論文を紹介しつつその過程を追ってみたい。

## 2. 論文を読む

### 2.1 第一の論文

Beckett, P. H. T. and Webster, R. (1971): Soil variability: a review. *Soils and Fertilizers*, 34: 1-15.

はじめに紹介する論文は、土壌の理化学性のばらつきに関する既往の土壌調査結果のレビューである。この論文において、著者らは「土壌の理化学性のばらつき (変動係数) はサンプリング調査を行う領域の面積 (以下、『サンプリングの対象面積』) の増大に伴って増大する」という傾向があることを示し、この傾向をもたらす要因を論じた。

一見何の変哲もない上記の事柄は、実は土壌の理化学性データの空間的相関と深い関連がある。この事柄は「サンプリングの対象面積が小さい場合に観測される土壌のばらつきは相対的に小さい」ことを述べており、言い換えれば「互いに近い距離にある土壌は互いに似通っている、すなわち土壌に空間的な相関がある」ことを示唆している。

かように、この論文は土壌の理化学性の空間的相関に関する先駆的な内容を含んでいる。筆者は、土壌科学における地球統計学の源流にあたる論文として、広く認識されて良いのではないかと考える。

現時点での解釈は別として、「空間的相関」という用語はこの論文のどこにも記されていない。実際、このレビューの目的は、土壌の空間的相関とは全く別のところにあった。著者らはどのような動機から土壌の理化学性のばらつきのレビューを行ったのであろうか？

#### 2.1.1 序文

本論文の冒頭に、このレビューに関する背景と動機が記されている。「土壌図の利用者は、同じ名前で分類された領域内の土壌はどの程度均一か、言い換えれば、どの程度のばらつきを持っているか知りたがっている」、「土壌図の純度 (purity)<sup>1)</sup>」に関するいくつかの報告はあるが、同じ名前で分類された土壌図の領域内において、許容される土壌理化学性のばらつきの最大値はどの程度が議論されたことはない」、「しかしながら、耕地やその他の管理単位、あるいは土壌図の領域内に存在するばらつきに関して、およそその実態を把握しておくことは有益である」。

これらの記述から、著者らは当時の土壌図の信頼性あるいは客観性に関心を抱いており、信頼性を数値的に評価するために、土壌の理化学性のばらつきのレビューを行ったことが窺える。

2.1.2 土壌のばらつきとサンプリングの対象面積との関係

序文に続く本章は、三つの部分から構成されている。第一の部分では、土壌の性質にばらつきをもたらす要因 (the sources of variability) に関する一般的・概念的な考察、第二の部分では、耕地土壌における理化学性のばらつきに関する考察、第三の部分では、土壌の理化学性の変動係数と調査対象面積との関係に関する総合的な考察、である。これらのうち、第一と第三の部分が重要である。

第一の部分で、著者らは、「土壌の性質にばらつきをもたらす要因のいくつかは狭い面積で作用し (例えば、土壌生物の活動)、いくつかは広範囲で作用する (例えば、気候の地域的な変化)」と述べた上で、母材、気候、地形、土壌中の諸反応、生物活動 (植物、土壌生物など) を例に取ってその作用を説明している。そして、次の段落において以下のように総括している。「狭い面積で作用する要因 (土壌生物の活動など) は、サンプリングの対象面積が狭くても広くてもその領域内で観測される土壌のばらつきに寄与する。一方、広範囲で作用する要因 (気候の地域的な変化など) は、サンプリングの対象面積が広い場合に観測される土壌のばらつきに寄与する。これらの効果が上乗せされる結果、土壌のばらつきはサンプリングの対象面積の増大に伴って増大する傾向があると思われる。」

「土壌のばらつきはサンプリングの対象面積の増大に伴って増大する傾向」のイメージを Fig. 1 に示す。ある方向に沿った土壌のばらつき (図中の ) は、短い距離で作用するばらつき (図中の ) と長い距離での変動 (図中の ) の重ねあわせである。短い距離で作用するばらつきの大きさは、サンプリングの対象範囲の大小によらず概ね一定である。この結果、対象範囲が相対的に小さいとき (図中の sampling area 1), 主に短い距離で作用するばらつきが観測される (図中の )。一方、対象範囲が相対的に大きいとき (図中の sampling area 2), 短い距離で作用するばらつきに長い距離での変動を加えたものがばらつきとして観測される (図中の )。

第三の部分では、第一の部分で一般論として推定した「土壌のばらつきはサンプリングの対象面積の増大に伴って増大する傾向」に一致する多くの事例が述べられている。これらの事例は、横軸に調査対象面積の平方根の対数 (Log d), 縦軸に変動係数の二乗を取ったグラフ (Fig. 2: 原文の Fig. 1 の一部) に整理されている。加えて、「わずか 1 m<sup>2</sup> の面積で観測される分散は、約 1 ha の面積で観測される分散の半分以上を占める」という事柄が強調されている。

前述したように、「土壌のばらつきはサンプリングの対象面積の増大に伴って増大する」という結論は、土壌

の空間的相関を示唆する。すなわち、Fig. 2 は、地球統計学において距離とともに単調に増加するセミバリオグラム (semi-variogram) と同じ意味を持つ。なお、「わずか 1 m<sup>2</sup> の面積で観測される分散は、約 1 ha の面積で観測される分散の半分以上を占める」という結論は、次に紹介する論文において、土壌の空間的なデータ系列の特徴を論じる際に利用されている。著者らはこの知見も重要視していたと思われる。

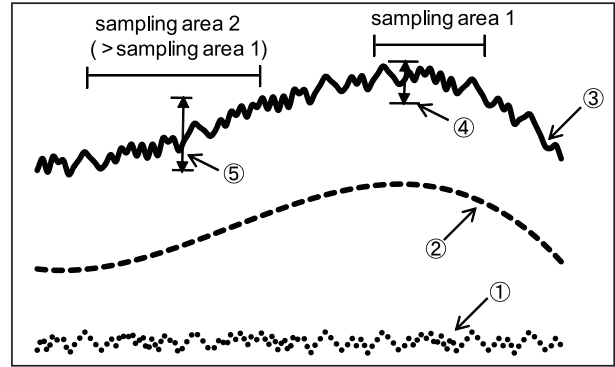


Fig. 1 Soil variation の起源およびサンプリング面積の増大に伴うばらつきの増大を説明する模式図。( short-range variation, long-range trend, real variation (short-range + long range), sampling area 1 に対応する変動, sampling area 2 に対応する変動)。

An illustration explaining the sources of soil variation and the variability in relation to the size of the sampling area originally proposed by R. Webster.

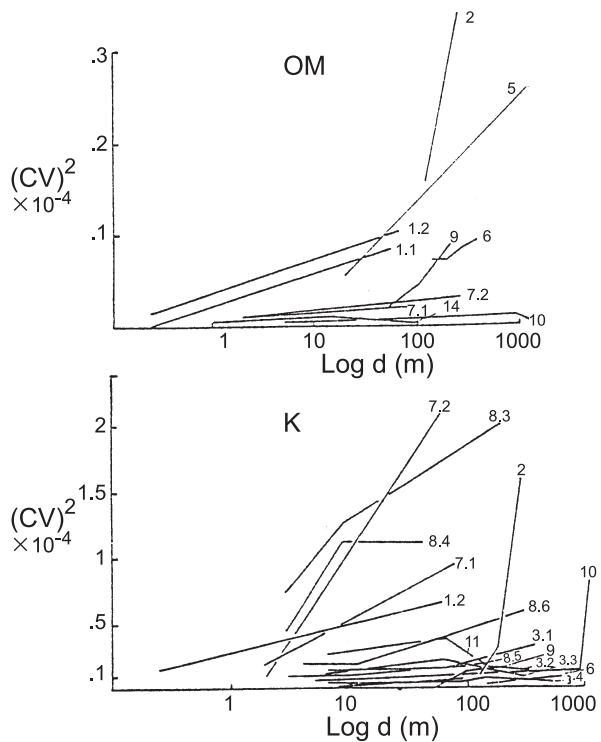


Fig. 2 サンプリングの対象面積の増大に伴う土壌のばらつきの増大 (Beckett and Webster, 1971, Figure 1).

The increase in soil variability with the size of the area sampled. Variability is measured as Variance/(mean)<sup>2</sup> (or (CV)<sup>2</sup> × 10<sup>-4</sup>), and the sampling area is indicated by d = (Area in m<sup>2</sup>)<sup>1/2</sup>. (Beckett and Webster, 1971, Figure 1).

### 2.1.3 土壤図の領域内の土壤理化学性のばらつき

本章では、筆者らが冒頭に掲げた問題、すなわち土壤分類学上のカテゴリ (Type, Series, Family, など) に対応する土壤図の領域内の理化学性のばらつき、特に土壤図の純度について総括が試みられている。しかし、データの量と質が十分ではなかったゆえか、前章に比較して、本章における結論は明確でない。

### 2.2 第二の論文

Webster, R. and Cuanalo, H. E. (1975): Soil transect correlograms of North Oxfordshire and their interpretation. *Journal of Soil Science*, 26: 176–194.

次に紹介する論文は、測線上に等間隔で取得された土壤理化学性データ系列に自己相関関数 (correlogram) を適用し、この手法が土壤図の境界の合理的な決定に有用であることを論じたものである。本論文において、著者らは時系列解析で一般的に用いられる自己相関の概念を、はじめて土壤理化学性の空間的なデータ系列に応用した。

著者らが地球統計学の存在を知らずにこの論文を公表したことが、後年の Webster 自身の回顧によって明らかである (Webster, 1985)。この意味で、本論文は土壤の空間的相関に関する先駆的な業績である。ただし、自己相関関数を用いた論理展開は、本論文に独特のものであった。

著者らがどのような経緯で自己相関関数に着目し、解析結果をどのように展開したのか、以下に論文の主要な部分を紹介する。

#### 2.2.1 序文

著者らは、冒頭で「互いに近接した土壤は似通っているが、互いの距離が離れた土壤は異なっていることが多い。もし互いに近接した土壤が似通っていなければ、土壤図は意味をなさないであろう」と述べ、「土壤をどのようなスケールで図化すべきかを検討するために、土壤が空間的にどのように変化しているのか調査する必要がある。この目的で、一般に測線 (transect) に沿った調査が行われる」と続けている。

これらの文章から、著者らは、野外土壤の理化学性における空間的相関のイメージをすでに持っていたこと、合理的な土壤図の作成方法に関心を持っていたことが窺われる。

#### 2.2.2 測線上に沿ったサンプリングと解析

はじめに、「測線上に等間隔で取得された土壤理化学性データは空間的な系列 (spatial series) を構成する」と述べている。次いで、「系列の全変動は、変動幅の大きい短周期のばらつき (short-range variation) と長周期の傾向 (long-range pattern) の重ね合わせである」と記し、この裏付けとして前に紹介した論文 (Beckett and Webster, 1971) の知見を引用した。

このようなデータ系列から長周期の傾向成分を分離するために用いられる既存の解析法としてトレンド解析 (trend analysis)<sup>2)</sup> を挙げ、その問題点を「長距離にわた

る複雑な傾向に対して、トレンド解析で用いられる関数 (例えば、多項式) の形はきわめて複雑になる」と述べている。これに続いて「自己相関 (autocorrelation) は、これに代わる解析方法である」と述べている。

これらの文章から、著者らは土壤理化学性の空間的なデータ系列の変動パターンとして Fig. 1 のようなイメージを持っていたこと、トレンド解析に代わるこのようなパターンの解析方法を模索する中で、自己相関に行き当たったことが窺われる。

#### 2.2.3 調査地およびデータ

North Oxfordshire に設けられた 3.2 km の測線に沿って、10 m 間隔で土壤調査を行い、各点で 62 項目のデータを得たと述べられている。

#### 2.2.4 結果と解釈

調査結果のうち、6 項目の理化学性の自己相関関数 (原文の Fig. 6 から Fig. 11) に共通して認められる三つの特徴が述べられている。自己相関関数の一部を Fig. 3 および Fig. 4 に示す (原文の Fig. 8 および Fig. 9 にそれぞれ対応)。

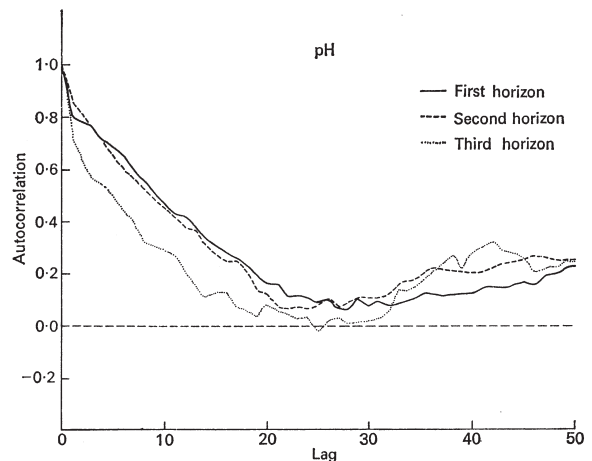


Fig. 3 pH の自己相関関数 (Webster and Cuanalo, 1975, Figure 8).

Correlograms for pH (Webster and Cuanalo, 1975, Figure 8).

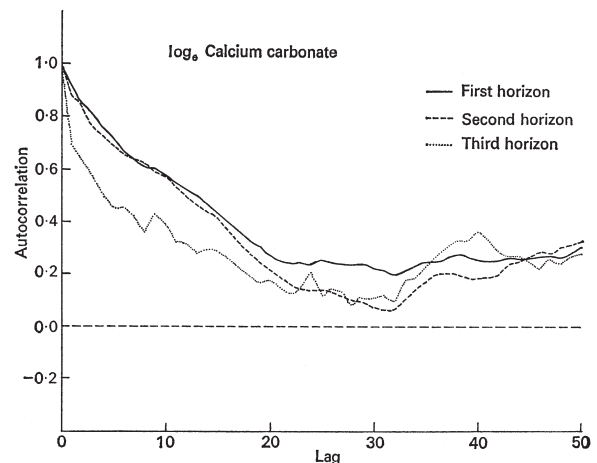


Fig. 4 炭酸カルシウム含有量の自然対数の自己相関関数 (Webster and Cuanalo, 1975, Figure 9).

Correlograms for carbonate content expressed as natural logarithm of percentage (Webster and Cuanalo, 1975, Figure 9).

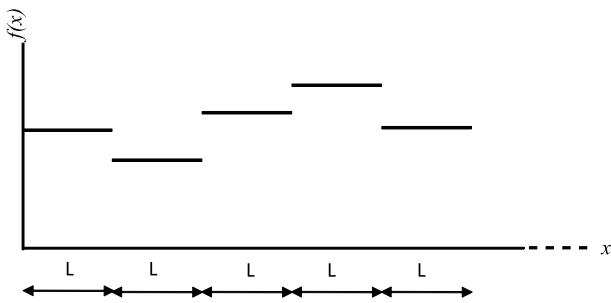


Fig. 5 距離  $L$  で空間的無相関になるような自己相関関数に対応する仮想的な系列  $f(x)$  の模式図（一定距離  $L$  ごとに異なった値が割り当てられるような系列）。

An illustration for a hypothetical spatial series with correlogram in which autocorrelation becomes zero at lag distance  $L$  originally proposed by R. Webster (A series consists of portions each with the same length and to each is assigned a constant value different from its neighbors).

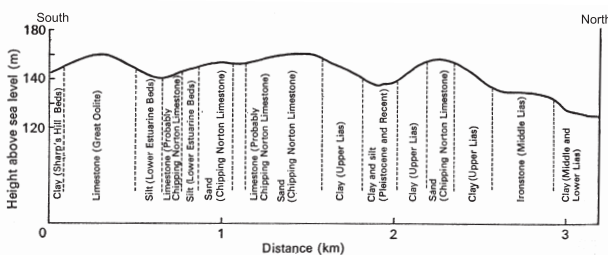


Fig. 6 測線に沿った地表面の変化と地質学的露頭の分布 (Webster and Cuanalo, 1975, Figure 2) .

Graph of the topographic surface along the transect showing the geological outcrops (Webster and Cuanalo, 1975, Figure 2).

- (1) ラグ 0 (自己相関係数 = 1) からラグ 1 に至る急激な (自己相関係数の) 低下
- (2) その後の (自己相関係数の) 直線的な低下
- (3) ラグ 23 (230 m) において急に 0 または平らになる

著者らは上記の (1) に関して、ラグ 0 からラグ 1 に至る変化に不連続性が認められ、最小のサンプリング間隔より短い距離に存在する大きなばらつきがこの不連続性の原因であると述べている。この解釈は、地球統計学においてナゲット効果 (nugget effect) と呼ばれる概念の説明と同義である。

次に、著者らは、ラグ 23 (230 m) 付近で自己相関関数が 0 または平らになる (実質的に空間的無相関になる) データ系列として、「測線に沿って一定距離 (ここでは 230 m) ごとに、互いに異なる一定値が割り当てられるような系列」を想定した。この系列のイメージを Fig. 5 に示す。

著者らは Fig. 5 のイメージを、調査した測線上の母岩の分布 (Fig. 6, 原文の Fig. 2) と関係づけた。すなわち、Fig. 6 において異なる母岩が測線上に出現する平均間隔 (約 214 m) は、空間的無相関になる距離 (約 230 m) に近い値であることを指摘した。このような考察を通じ、筆者らは自己相関関数が 0 または平らになるような距離は、土壌の性質が変化する地点の検出すなわち土壌図の境界の合理的な決定に有効であると結論づけた。

このように、本論文において、自己相関関数は空間的

無相関となる距離の検出、すなわち土壌図の領域の合理的な決定に関わる土壌の変化点の検出のために用いられた。

### 2.3 第三の論文

Burgess, T. M. and Webster, R. (1980a): Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties I. The semi-variogram and punctual kriging. *Journal of Soil Science*, 31: 315-331.

最後に紹介する論文は、Webster らが地球統計学を土壌科学に導入し、手法の紹介と土壌データへの適用を通じてその有効性を論じたものである。この論文は、*Journal of Soil Science* 誌に公表された一連の論文 (Burgess and Webster, 1980a; Burgess and Webster, 1980b; Webster and Burgess, 1980; Burgess and Webster, 1981; McBratney and Webster, 1983) の中で最初に発表された論文である。

これまで紹介した二つの論文において、Webster の関心は、「伝統的な土壌分類を合理的に行うための数理的な研究手法の追求」にあったと思われる。しかし、この論文以降、Webster が伝統的な土壌分類に関連した論文を公表することはなかった。数学的な理論に裏付けられたクリギング (kriging) に基づく土壌の理化学性の等値線図は、Webster が追求してきた理想の土壌図であったのではないかと推察される。Webster は、上記の一連の論文を含め、土壌の理化学性に対する地球統計学の適用に関する論文を次々と公表した。これら一連の成果は、*Advances in Soil Science* Vol. 3 にまとめられている (Webster, 1985)。

このような意味で、本論文では二つの重要な事項が述べられている。第一は、「伝統的な土壌図とクリギングに基づく図化との違い」についてである。ここで、両者の質的な違いが論じられ、クリギングに基づく図化の優秀性が強調された。第二は、「ナゲット効果の大きいセミバリオグラムを持つ土壌の理化学性に対する点クリギング (punctual kriging) の限界」についてである。ここでは、第二の論文で紹介した自己相関関数の特徴が念頭にあったと思われる。

これらの点に関して、原文に沿って紹介する。

#### 2.3.1 序文

著者らは以下のような論理を展開し、調査地点が密な場合の未調査地点における土壌の性質の推定法として、地球統計学の方法論、特にクリギングに基づく図化手法の優秀性を論じた。

はじめに、著者らは、調査地点が疎な場合、伝統的な土壌図を用いた未調査地点における土壌の性質の推定方法を記している。この方法の骨子として、以下の古典的な統計学の一元配置モデルが記述されている。すなわち、あるカテゴリに分類された土壌図の領域  $j$  内の地点  $i$  において、ある土壌の理化学性  $Z$  の値は次式で表される。

$$Z_{ij} = \mu + \alpha_j + \varepsilon_{ij} \quad (1)$$

ここで、 $\mu$  は全体の平均、 $\alpha_j$  は土壌図の領域  $j$  内の平均と全体の平均との差、 $\varepsilon_{ij}$  は誤差項 (平均 0, 分散  $\sigma_{ij}^2$ )。このモデルによる土壌の理化学性  $Z$  の推定値と推定誤差は、未調査地点の位置によらず常に等しく、調査地点と未調査地点との位置関係が考慮されない。

次に、「調査地点が密な場合、未調査地点における土壌の性質の推定は、調査地点と未調査地点との位置関係を考慮した内挿によって行われるべきである」と述べるとともに、既往の内挿法 (三角形分割による内挿 (linear interpolation across a triangulation), 距離またはその二乗に反比例した重み付けによる内挿 (inverse distance and inverse-square distance weighted averaging) など) は、「推定値に偏りが生じる可能性がある」、「誤差分散が示されない」という点で理論的に不十分であると指摘した。

このような既往の内挿法に関する問題点の指摘を踏まえ、クリギングは、未調査地点における土壌の性質を「偏りなくかつ最小の誤差分散を伴って推定」する点で優秀な内挿法であると結論づけた。

かように、著者らは土壌科学への地球統計学の導入にあたり、この手法の優秀性を論理的に明確にした。同時期に公表された多くの論文において、このような明確な論理展開が見られないのと対照的である。

### 2.3.2 空間的従属とセミバリオグラム

#### 2.3.3 点クリギング

序文に続くこれら二つの章では、空間的相関を扱うセミバリオグラムの理論とこれを用いた点クリギングの方法論が紹介されている。これらの内容は、一般の解説書と同様であり、ここでは省略する。

#### 2.3.4 等方的なデータに基づくクリギングの事例

#### 2.3.5 異方性のあるデータに基づくクリギングの事例

これら二つの章では、調査データに等方的なまたは異方性のあるセミバリオグラムを当てはめ (等方性のデータ二例, 異方性のデータ一例), 点クリギングを適用して作成された等値線図が示されている (原文の Fig. 3, Fig. 5 および Fig. 7)。セミバリオグラムと等値線図の組み合わせの例を Fig. 7 および Fig. 8 に示す (原文の Fig. 2 および Fig. 3 にそれぞれ対応)。ただし、これらは、セミバリオグラムにおける大きなナゲット効果が等値線を不連続にする例として意識的に示されたものである。

著者らは、これに続く論文 (Burgess and Webster, 1980b) において、同じデータにブロッククリギング (block kriging) を適用し、点クリギングに比べてより滑らかな等値線図が得られることを示した。

## 3. おわりに

筆者が地球統計学と出会った頃、「空間的相関」という目新しい概念を持って登場した新手法に大きな期待が寄せられたことが、当時の土壌物理学の成書から読み取ることができる (Warrick and Nielsen, 1980)。土壌物理およびペドロロジー分野のビッグネームであった Nielsen と Bouma の編集による「Soil spatial variability」の刊行

は 1985 年であり、この時点で、多くの科学者の中で諸分野における地球統計学を用いた研究の新たな展開の可能性に関する活発な議論が交わされていた。このような動向の傍ら、Webster はすでに地球統計学に関する多くの成果を公表し、取りまとめていた (Webster, 1985)。本稿で紹介したように、地球統計学に辿り着くまでの間、Webster は土壌調査分類手法に数理統計学的な合理性を持ち込むべく、長期間にわたり研究を継続するとともに、土壌調査分類に横たわる難問である土壌のばらつきを野外土壌の実態と関係づけて解釈を試みようとした。このユニークなアプローチによって、彼は独自に空間的相関の概念に到達し、地球統計学をいち早く取り込んで研究を展開することができたのではないだろうか。

土壌科学には未だ「難問」と言える課題がいくつか残されている。本稿で紹介した Webster の例は、困難な課題に対する多角的なアプローチと実態に立ち返った深い思考の重要性を示唆していると思われる。

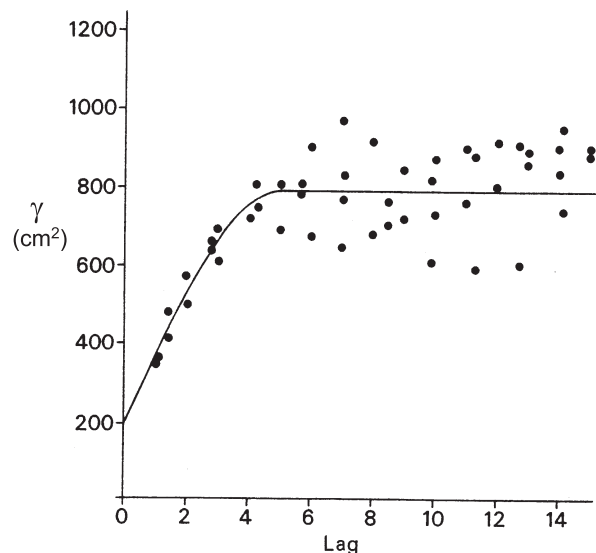


Fig. 7 表層ロームの厚さのセミバリオグラムと適合する球モデル (Burgess and Webster, 1980a, Figure 4). Semi-variances of the depth of cover loam with a spherical model fitted (Burgess and Webster, 1980a, Figure 4).

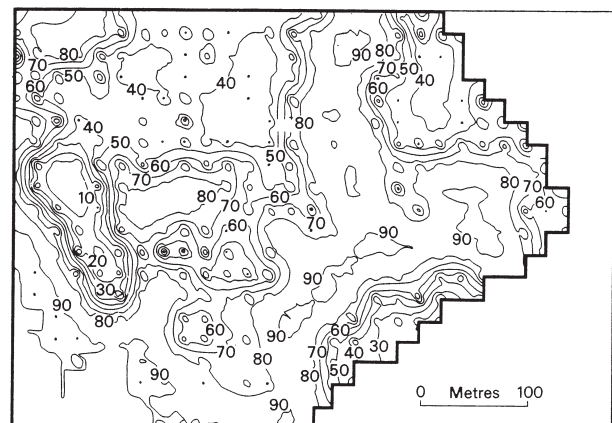


Fig. 8 punctual kriging により作成された表層ロームの厚さの等値線図 (Burgess and Webster, 1980a, Figure 5). Isarithm map of cover-loam thickness produced by punctual kriging. Isarithms are at 10cm intervals (Burgess and Webster, 1980a, Figure 5).



謝辞

本稿の執筆の機会を与えていただいた三重大学の取出仲夫編集委員に謝意を表す。また、執筆の過程で関係者から Webster に関する最新の情報をいただいたことに感謝申し上げる。

用語

<sup>1)</sup> 土壌図の純度 (purity): あるカテゴリ (Type, Series, Family, など) に分類された土壌図の領域において、そのカテゴリを定義づける土壌断面 (profile class) が占める面積比率

<sup>2)</sup> トレンド解析 (trend analysis): 時系列もしくは空間系列データの変動傾向の記述のため、最適な曲線をあてはめる手法。曲線として多項式などが用いられる。“trend surface analysis” という用語が用いられることもある。

付録 地球統計学の専門用語に関する解説

本稿で用いている地球統計学の専門用語 (例えば、セミバリオグラム (semi-variogram), ナゲット効果 (nugget effect), クリギング (kriging) など) の意味について、一次元の例を挙げて説明する。

ある領域  $D$  (例えば、一枚の水田) において、ある方向  $X$  に  $h$  離れた二つの調査地点、 $x, x+h$  における物理量 (例えば、体積含水率)  $Z(x), Z(x+h)$  の差に着目する (Fig. 1 (付録))。地球統計学では、領域  $D$  は同様な統計学的性質を持つ無限個の調査領域の集合の一つであり、確率論的には  $Z(x), Z(x+h)$  の無限個の組があるとみなされる。以下、確率変数には大文字  $Z$ , 実測値には小文字  $z$  を用いる。このとき、二つの値の差の二乗の  $1/2$  の期待値 (集合平均) を  $\gamma(x, h)$  と定義する。 $\gamma(x, h)$  はセミバリオグラム (semi-variogram) と呼ばれる。

$$\gamma(x, h) \equiv \frac{1}{2} E \left[ \{Z(x) - Z(x+h)\}^2 \right] \quad (1)$$

この領域において、位置  $x$  に依存しない  $Z$  の平均  $m$  と二点間の距離  $h$  のみの関数で表される  $Z$  の共分散  $C(h)$  の存在を仮定する (二次の定常性)。この条件の直観的なイメージは、「物理量  $Z$  の領域  $D$  内の分布は、特定の傾向 (trend) を持たない」というものである。例えば、図の  $X$  方向に  $Z$  が減少、増加、周期的に変化、といった特定の傾向はない。

この条件の下で、セミバリオグラムは  $h$  のみの関数  $\gamma(h)$  となる。

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) \quad (2)$$

$C(0)$  は  $Z$  の分散  $\sigma^2$  に等しく、 $\rho(h) \equiv C(h)/\sigma^2$  と定義すると、

$$\gamma(h) = \sigma^2 \{1 - \rho(h)\} \quad (3)$$

$\rho(h)$  は自己相関 (autocorrelation) と呼ばれる。ただし、時系列解析における自己相関と区別する意味で、しばし

ば空間的相関 (spatial correlation) とも呼ばれる。(3) 式から、ある距離  $h$  離れた二つの物理量の間が高い正の相関があるとき、すなわち、 $\rho(h)$  が相対的に大きいとき、 $\gamma(h)$  は相対的に小さくなる。逆に、 $\rho(h)$  が相対的に小さいとき、 $\gamma(h)$  は相対的に大きくなる。このように、 $\gamma(h)$  は領域  $D$  の空間的相関を特徴づける関数である。

$h$  のみの関数  $\gamma(h)$  は、領域  $D$  内の一測線に沿って等間隔  $l$  で配置された調査地点  $x_1, x_2, \dots, x_n$  における物理量の実測値  $z(x_1), z(x_2), \dots, z(x_n)$  において、同じ位置関係にある二つの値の組を用いた空間平均によって推定できる。推定される関数を  $\hat{\gamma}(h)$  と書くと、最小間隔  $l$  に対応する  $\hat{\gamma}(l)$  は、 $l$  だけ離れた二つの値の組を用いて次式で表される (Fig. 2 (付録))。

$$\hat{\gamma}(l) = \frac{1}{2(n-1)} \left[ \{z(x_1) - z(x_2)\}^2 + \{z(x_2) - z(x_3)\}^2 + \dots + \{z(x_{n-1}) - z(x_n)\}^2 \right] \quad (4)$$

同様に、最小間隔  $l$  の  $k$  倍に対応する  $\hat{\gamma}(kl)$  は、

$$\hat{\gamma}(kl) = \frac{1}{2(n-k)} \sum_{i=1}^{n-k} \{z(x_i) - z(x_{i+k})\}^2, k < n \dots \quad (5)$$

$k$  はラグ (lag) と呼ばれる。

経験的に、調査地点が近いほど (地点間の距離が小さいほど) 物理量の実測値は類似する (実測値間の差が小さい) という場合は多い。この場合、 $h$  が小さいほど  $\gamma(h)$  は小さくなるような空間的相関が存在する。定義により  $h=0$  のとき  $\gamma(h)=0$  であり、 $h \rightarrow$  大で  $\gamma(h) \rightarrow \sigma^2$  を利用すると、 $\gamma(h)$  は Fig. 3 (付録) の曲線 (a) のようになる。一方、実測値から推定される  $\gamma(h)$  はしばしば曲線 (b) のように、 $h \rightarrow 0$  のとき  $\gamma(h) \rightarrow 0$  に漸近しない形状となる (本稿の Fig. 7 参照)。曲線 (b) における縦軸との交点の値は、調査地点の最小間隔以下に存在する  $Z$  のばらつきの大きさを表し、ナゲット効果 (nugget effect)

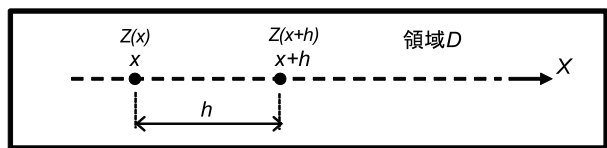


Fig. 1 (付録) セミバリオグラムを定義するための模式図 (距離  $h$  離れた二地点における性質  $Z$  の値)。

An illustration used for the definition of semi-variogram (an arrangement of two points  $h$  apart in an area  $D$  and values of a property  $Z$  at these points).

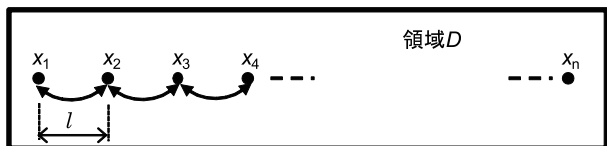


Fig. 2 (付録) 測線に沿った調査点の配置と最小の間隔におけるセミバリエンスの推定に関する模式図。

An illustration for the arrangement of sampling locations on a transect and for estimating semi-variance at the minimum sampling interval.

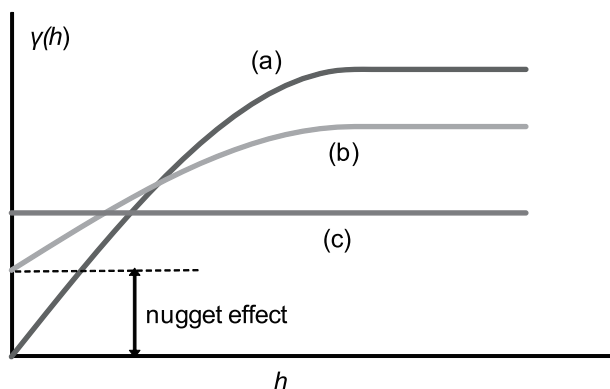


Fig. 3 (付録) 典型的なセミバリオグラム .  
Typical semi-variograms. (a) an ideal spherical model, (b) a spherical model with nugget effect, (c) pure nugget effect.

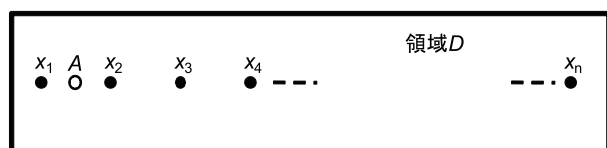


Fig. 4 (付録) 測線に沿った調査点および推定すべき未調査点 A の配置に関する模式図 .  
An illustration for the arrangement of sampling locations and the point (A) where the property is to be estimated on a transect.

と呼ばれる . なお , 領域に空間的相関がない場合 ,  $\gamma(h)$  は  $h$  に依存せず , 直線 (c) のようになる . 直線 (c) は , pure nugget effect と呼ばれる .

次に , 領域  $D$  内の未調査地点  $A$  における物理量  $Z(A)$  を , 既調査地点における物理量の実測値 , 例えば  $z(x_1)$  ,  $z(x_2)$  ,  $z(x_3)$  ,  $z(x_4)$  を使って推定する問題を考える ( Fig. 4 (付録) ). 物理量  $Z$  の  $\gamma(h)$  が曲線 (a) または (b) のようであれば ,  $A$  に近い調査地点での実測値ほど  $Z(A)$  との差が小さく , 推定に有利であると見ることができる . このように , 推定に用いる実測値の重みは一樣ではないため , 推定値  $\bar{z}(A)$  を以下のような重み付き平均として与える .

$$\bar{z}(A) = \lambda_1 z(x_1) + \lambda_2 z(x_2) + \lambda_3 z(x_3) + \lambda_4 z(x_4) \quad (6)$$

$$\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3 + \lambda_4 = 1 \quad (7)$$

(1) 式と同様に集合平均の議論を適用すると ,  $Z(A)$  に対する  $\bar{z}(A)$  の推定誤差の期待値は , 以下の式で表される .

$$E \left[ \{Z(A) - \bar{z}(A)\}^2 \right] = - \sum_i \sum_j \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + 2 \sum_j \lambda_j \gamma(A, x_j) \quad (8)$$

$$i, j = 1 \sim 4$$

(8) 式において ,  $\gamma(x_i, x_j)$  は二地点の距離  $|x_i - x_j|$  に対応する  $\gamma$  の値を表す . (7) 式の下で (8) 式が極小値を取る条件を導入すると , 最小の誤差分散とそのときの重み  $\lambda_i (i = 1 \sim 4)$  が決定され , 同時に (6) 式により最適な推定値を求めることができる .

このように , 領域  $D$  の空間的相関  $\gamma(h)$  の性質を利用

した重み付き線形推定法は , クリギング (kriging) と呼ばれる . クリギングは , 最小の誤差分散を伴った偏りのない推定値を与える点で , 他の内挿法にない特徴を有する .

## 引用文献

- Beckett, P. H. T. and Webster, R. (1971): Soil variability: a review. *Soils and Fertilizers*, 34: 1–15.
- Burgess, T. M. and Webster, R. (1980a): Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. I. The semi-variogram and punctual kriging. *J. Soil Sci.*, 31: 315–331.
- Burgess, T. M. and Webster, R. (1980b): Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. II. Block kriging. *J. Soil Sci.*, 31: 333–341.
- Burgess, T. M. and Webster, R. (1981): Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. IV. Sampling strategy. *J. Soil Sci.*, 32: 641–654.
- Cline, M. G. (1944): Principles of soil sampling. *Soil Sci.*, 58: 275–288.
- Freeze, R. A. (1975): A stochastic-conceptual analysis of one-dimensional groundwater flow in nonhomogeneous media. *Water Resour., Res.* 11: 725–741.
- Gajem, Y. M., Warrick, A. W. and Myers, D. E. (1981): Spatial dependence of physical properties of a typic Torrifluent Soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45: 709–715.
- Iwata, S., Tabuchi, T. and Warkentin, B. P. (1995): Soil-water interactions. 440p., Marcel Dekker, New York.
- Journel, A. G. and Huijbregts, Ch. J. (1978): *Mining Geostatistics*. 610p., Academic Press, London.
- Matheron, G. (1965): *Les variables régionalisées et leur estimation*. 306p., Masson, Paris.
- McBratney, A. B. and Webster, R. (1983): Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. V. Co-regionalization and multiple sampling strategy. *J. Soil Sci.*, 34: 137–162.
- Nielsen, D. R., Bigger, J. W. and Erh, K. T. (1973): Spatial variability of field-measured soil-water properties. *Hilgardia*, 42(7): 215–259.
- Vieira, S. R., Nielsen, D. R. and Bigger, J. W. (1981): Spatial variability of field measured infiltration rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45: 1040–1048.
- Warrick, A. W. and Nielsen, D. R. (1980): Spatial variability of soil physical properties in the field. Hillel, D. ed.: *Application of Soil Physics*, Chapter No.13, pp. 319–344, Academic Press, New York.
- Webster, R. and Cuanalo, H. E. (1975): Soil transect correlograms of North Oxfordshire and their interpretation. *J. of Soil Sci.* 26: 176–194.
- Webster, R. and Burgess, T. M. (1980): Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. III. Changing drift and universal kriging. *J. Soil Sci.*, 31: 505–524.
- Webster, R. (1985): Quantitative spatial analysis of soil in the field. *Advances in Soil Science*, 3, 2–70.

## 要 旨

土壌の理化学性の場所によるばらつきは、現在でもなお研究者を悩ます問題である。この問題に対する新たな確率・統計学的手法である地球統計学 (geostatistics) は、1980 年代初めに土壌科学分野に導入された。この手法が提示した「空間的相関」の概念とこれを用いた未調査地点における性質の推定 (内挿) 法 (クリギング, kriging) は、当時の多くの科学者にとって目新しい方法論であり、この手法に関連する数多くの論文が、土壌科学・水文科学分野で公表された。新手法は、諸分野における研究の新たな展開への期待感を持って迎えられた。一方、このような動向に先立ち、土壌学者の Webster は、土壌調査分類手法に数理統計学的な合理性を持ち込むべく、土壌のばらつきに対する多角的なアプローチを通じ、土壌における空間的相関の存在を独自に突き止めていた。彼にとって、地球統計学は自身の研究の延長線上に登場した手法であった。彼はクリギングを用いた図化手法の優秀性をいち早く認め、土壌科学におけるこの手法の適用に関する多くの論文を公表し、ペドメトリクス (Pedometrics) という新たな研究領域の創出に貢献した。

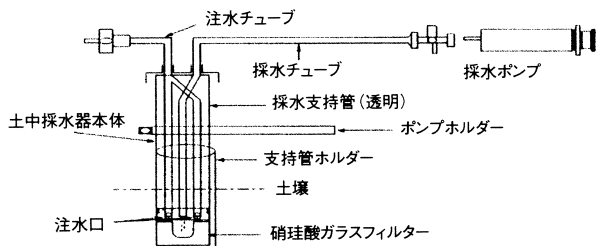
キーワード：土壌図，土壌の空間変動性，空間的従属，地球統計学，クリギング

フジワラ

## リン酸・ホウ素成分もとれる！ 土壌溶液の採取に！ 土壌採水器

特徴 ￥4,800～￥16,800

- ◆ホウ珩酸ガラス製フィルターにより、従来品では不可能だったリン酸成分も採取が可能！
- ◆石英製フィルターはさらにホウ素も採取可能に！
- ◆純水を注入することで、乾燥土壌でも採水可能！
- ◆30cm, 50cm, 1m等、支持管の長さが選べます。
- ◆ポット用には小型の土中採水器もあります！
- ◆便利な支柱金具付
- ◆水田等用に埋設型があります！

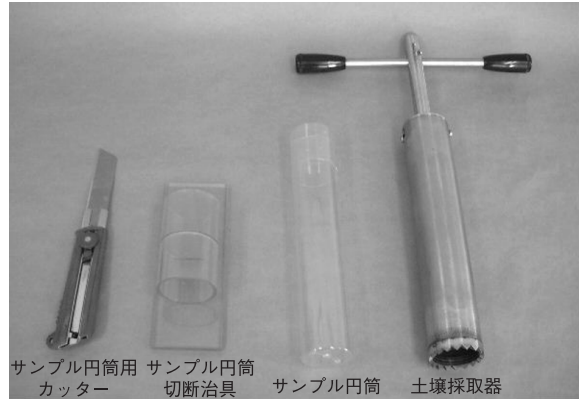


フジワラ

## 環境調査等に！ 新型！ 土壌採取器

特徴 特許出願中！

- ◆現場の土壌を乱すことなく250mmの深さまで土壌サンプルを採取できます。
- ◆土壌の構造破壊を最小限に抑えるために、コア先端を特殊形状（特許出願中）にしています。
- ◆オプションの透明樹脂円筒を使用することにより、土壌断面標本が作れます。



フジワラ

## 作物の生育は土壌管理で決まります！ 土をはかる 土壌管理&水まきシステム

### ◆圃場で簡単に計測ができる携帯用測定器

経時変化を簡単に計れる

#### セラミック土壌水分計



PF-33型  
¥183,000  
(2124センサー付)

現地で施肥管理

#### 土壌用ECメーター



PK-33型  
¥170,000  
(2121センサー付)

堅牢で使いやすい

#### 土壌挿入式pH計



PHS-120型  
¥120,000  
(補用品一式付)

土壌栄養診断に

#### 土壌用硝酸イオンメーター



NOS-120型  
¥150,000  
(補用品一式付)



株式会社 藤原製作所

〒114-0024 東京都北区西ヶ原1-46-16  
TEL: 03-3918-8111 FAX: 03-3918-8119  
E-mail: info@fujiwara-sc.co.jp  
ホームページ <http://www.fujiwara-sc.co.jp>

## つながっていた

廣野 祐平<sup>1</sup>

編集委員長から、この「土粒子」の執筆依頼が届いたとき、学会賞受賞者ではないし、それどころか本学会でほとんど研究成果を発表していない私のような日陰者に依頼が来るとは、土壤物理学会の会員数の減少もいよいよ深刻なものだとか、学会費納入以外で全く学会に貢献をしない私への、編集委員長からの叱咤であろうかなどと、ひねくれた思いを抱きつつ、お声の掛かるうちが花ということで、ありがたく執筆させていただきました。本稿では、私のこれまでの短い研究生活を振り返っての雑感を記させていただきたいと思う。中身の大部分は土壤物理学に直接的に関わる事柄ではない上に、私の浅はかさをさらすようで恥ずかしくはあるが、共感していただけることがあれば幸いである。

そもそも私が土壤物理の研究に携わることになったのは、学部での3回生か4回生のときだった。自分がやりたいテーマが、特にこれとってなかった私は、研究室ですでに取り組みされている研究テーマの中から、好きなものを選ぶことになった。私は確か「環境用水」に関するテーマに惹かれ、それを希望したが希望者が他にもおり、あえなくジャンケンで敗れてしかたなく土壤中の窒素動態に関するテーマで卒論に取り組むことになった。そのようにして意図せず足を踏み入れることになった土壤物理の世界ではあったが、修士課程を終えるころには、さらに研究を続けていきたいという気になり、幸運にも希望通り現在の職に就くことができた。茶園への窒素施肥に起因する環境負荷低減に取り組んでいる研究室に配属され、修士課程で学んできたことに関連したことができるのだろうと、勝手に思い込んでいた。しかし、研究室に入ってみると、土壤物理分野に詳しい研究者がいないどころか、学生時代に使っていたような土壤物理関連の実験器具はなく、pF試験はおろか、飽和透水係数を測定することも容易ではなかった。はじめに取り組むことになった研究課題も、土壤のpHや塩基含量のプロファイル分布の調査のための大量のサンプルの調整や、茶の収穫量や新芽の生育状況の調査など、目新しくないように思える地道なもので、自分が描いていたものとは異なるものだった。今振り返ってみると、そもそも修士課程を出ただけの人間が身につけている専門性なんてたかが知れていて、それをすぐに活かせるなんて甘い考えであるが、このときはそんなことを考えてもいなかった。そ

んな自分の境遇に比べて、同時期に就職した友人たちの研究環境が恵まれているように見え、学会等で会う度に彼らの研究が順調に進んでいる姿を見て、羨ましく思ったものである。また、はじめのうちは、研究者として一人前になりたいという思いばかりが強く、研究自身が目的であるかのように研究をしようとしていたような気がする。茶栽培の知識がまだ乏しい上に、農家の方にお会いして、土壤肥料分野の研究をしていると言うと、「あなたたちが肥料を減らせと言うせいで、肥料がやれん。お茶がまずくなった。」など厳しい言葉を受けるため、農家の方が集まる会合に出席するときは憂鬱だった。私の研究は、茶の生産者あるいは消費者に活用されてはじめて意味を持つにも関わらず、この「誰に」という部分を認識できていなかったため、研究のニーズを知る絶好の機会から、逆に逃げようとしていた。自分がいる環境に不満を持ち、自分の研究に意味を持たせてくれる方々の言葉に耳を閉ざしている、そのような状況では、研究が順調に進むわけがない。そして、そのうまくいかない原因を、また自分の研究環境のせいにしてしまう。

このような誤った思考から転換できたのはいつの頃からだろうか。はっきりとはわからないが、そのことに気付くきっかけとなったのは、「廣野さんの研究は現場に密着した研究所にいるから取り組める問題を扱っている。野菜茶研に入って良かったね。」とある研究者の方から言葉をかけていただいたことだ。自分が就職当初に抱いた思いとは全く逆のこの言葉を聞いて、ふと考えると、そのとき取り組んでいたことは、学生時代にやりたいなと思っていたことであつたし、実験室レベルから、茶園レベル、あるいはさらに広い地域レベルでの物質動態に関する、学生のときには想定できなかったような総合的な研究が行える恵まれた環境にいることに気付いた。このような様々な研究を行えるようになったのは、これまでの仕事を通じて人のつながりが徐々に広がってきたためであろうし、入りたての頃に取り組んだ地道な調査が、茶栽培の現状を理解する近道だったのではないかという気がする。そう思うと、ある有名なスピーチの中の「connecting the dots」という言葉が浮かぶ。それは、Apple社の設立者であるSteve Jobs氏がStanford大学の卒業式において行ったときのものだ。このスピーチについては、オリジナルの原稿や動画がWeb上にあるので、正確なところは是非それらを見ていただきたいが、そのスピーチの意味するところは、「現在から、将来に向かって点をつないで線にすることはいできない。今になって、過去を振り返ってみると確かに点がつながっ

<sup>1</sup> 独立行政法人農業・食品産業技術総合研究機構 野菜茶業研究所  
2009年10月16日受稿 2009年10月18日受理  
土壤の物理性 113号, xx-xx (2009)

ているのがわかる。今できることは、点がつながると信じて行動すること。」といったところだろうか。何もジャンケンで負けたことが今につながっているとは言わないが、自分がやりたいと思っていたことではなく、自分が置かれた立場でやらなくてはならなかったことが現在役に立っているかもしれない。「将来、役に立つか立たないか」を今、判断をつけることなど私にはできないのだ。あまり気が乗らないことや、そのときは何になるのか分からないことでも、将来何らかの形で自分の糧となると信じていることができるのならば、取り組んでいきたい。少

なくとも、そう思えることでその仕事や作業が苦にはならないだろう。また、現在の仕事は、農家の方と接する機会があることも、大変ありがたいことだ。農家の方から聞く話は、時に厳しい言葉であるが、本当に必要としていることを教えてくれる。まさに、本誌第 104 号の「土粒子」の中で加藤氏が、ニールセン教授の教えとしてご紹介されている、「農家は事実をよく知っている。」という言葉のとおり、現場の事実を知っている農家の方の知識と経験から学びつつ、その要求に対して、自分はどうのような貢献ができるのか模索していきたい。

## 土壌微生物通信 (1962-1986) 探訪 (1)

### 「過去」と対話してみませんか？

土壌微生物学会 服部 勉編

博友社 2009年5月発行

ISBN 978-4-8268-0211-6 定価本体 1,500円 + 税

本書は、土壌微生物研究会（現土壌微生物学会）において、1962年に創刊され1986年に終刊となった「土壌微生物通信」の寄稿を選び出し、それを現在の土壌微生物学研究者25名が分担して読んで、過去の研究者と交流、対話する形式で記録したものです。「土壌微生物通信」の主旨・目的は、創刊時において“土壌微生物学者が当面している一番大きな問題は、分散的なお互いの研究をいかにして集中し、論争点や解決すべき課題を明らかにするかということ”（服部勉、創刊号より抜粋）であり、若い研究者が、全国的な意見の交流の中で一層広い視野を持つ新しい型の研究者として育つことは、大変大切との学会員の共通認識から、自由に意見交換する広場・通信を提供することにありました。そして、1986年に、学会の草創・発展期から、充実・新たな飛躍への節目の時期を迎え、“四半世紀前に、新しい時代に向けて発刊した通信の役割を終らせ、今日の新しい世代の方々の新しい創造的試みを期待したい”（服部勉、終刊号より抜粋）として終刊しています。「土壌微生物通信」は、土壌微生物学会の民主的・開放的気風と精神の確立に寄与したとされています。本書で取り上げられた「土壌微生物通信」の寄稿は、20代から60代にいたる当時の研究者たちの思い、悩み、主張や論、海外交流記、先人の回想などの内容のものです。本書にはそれぞれの寄稿の一部が掲載されています。

言うまでもなく、歴史を振り返り、現在と未来の指針とするために思索することは、どんな分野においても大切なことです。また、研究者との直接対話は、論文を読むだけでは得難い体験となる場合があります。研究者同士の議論は学会等で行っていますが、本書は、時間を超えて、四半世紀以上前の研究者と現在の研究者の対話を試んでいます。そこには、目先の目的に追われる日々の連続とは異なる、新たな刺激と思索が展開されています。現在の修士課程の学生も寄稿し、当時の座談会における「問題点的確な指摘」「消極的な意見に対する熱い激励」「激論の展開も恐れぬ姿勢」に共鳴しています。大切な精神が継承されて行く様子が伺えます。

本学会と同じく土壌を対象とする学問分野ですから、

同じような苦悩が見取れます。物理性、化学性は定量的評価が比較的しやすいですが、微生物性は定量的評価が難しく、環境に左右されやすいため、更に困難を伴う部分があるようです。物理性や化学性は、土壌微生物に影響されるのですから、ここでの対話は他人事とは思われません。

近年の分子生物学の飛躍的な発展は、土壌微生物学においても革新をもたらし、従来の培養法で検出されていた菌は土壌において全体のわずか1%に満たず、あまりに多様な微生物がいることがわかってきました。しかし、それらの微生物が土壌中でどんな生活をしているかという「過去」から続く根本的な問いは解決されていません。研究は、学問としてある程度確立された段階よりも、未だはっきりとしない論の段階が熱くて面白いと言われることがあります。暗模索で苦悩する分、魅力的な段階なのかも知れません。

土壌伝染病研究のように、細分化や研究領域の偏りが昭和40年台当時よりもはるかに進む部分がある一方で、土壌中からの地球温暖化ガス発生の研究のような、土壌物理学との関連の強い学際領域への展開も図られていることがわかります。農業技術との関連では、植物は無機養分で生育するから、微生物はいらないじゃないかと考える流れがあったようですが、それに反論する材料、植物と微生物の新しい関係はいくつも見つかってきているそうです。農業と化学肥料漬けの近代農業技術を抜本的に変革するような研究や論を期待したいところです。

私たち土壌物理学会員にとっての基本的関心事である“土壌の物理性”と微生物については、土壌微生物学分野において、非常に重要な位置づけにあることがわかります。「過去」の研究者が、土壌微生物学はまず第一に土壌の微生物の生活している場所の追求から始めなければいけないと語っています。それに応えて、現在の研究者が、微生物の側の解析手法は日進月歩で進歩してきた一方で、土壌のミクロな場の性質の解析はまだまだ進んでおらず、それらがきちんとつながるにはもう少し年月が必要かもしれません、と述べています。土壌の物理性研究者にとっても、大変興味深いところです。

本書は、このように、土壌微生物学分野の過去と現在、そして未来を語っています。本来、研究に境界は無いのですから、ここに書かれていることは土壌物理学会員

諸氏にも何らかの刺激や示唆を与えてくれるでしょう。 試みるのも、面白いでしょうね。  
土壌物理学会も、前身の土壌物理研究会設立当初から時  
を経て、ある部分は随分と変化したように思います。土  
壌物理研究会当時の「過去」の研究者たちと我々が対話し

石黒宗秀 (岡山大学)



# 会 務 報 告

## I. 2009 (H21) 年度第 3 回事務局会議

日 時：2009 年 7 月 31 日 (金)  
場 所：鳥取大学 農学部  
出 席：井上会長，木原庶務幹事，猪迫庶務幹事，  
森会計幹事，諸泉編集委員長  
議 題：

1. 2009 年度土壤物理学大会について
  - (1) 大会ポスターの作成について
  - (2) 大会の準備作業について
  - (3) 要旨集作成について
  - (4) 予算について
  - (5) シンポジウム準備について
  - (6) ポスターセッションについて
  - (7) 評議員会準備について
  - (8) 企業展示について
2. ロゴマークの決定方法について
3. 事務局の運営方法について
4. 編集委員会報告
5. 会計報告

## II. 2009 (H21) 年度第 4 回事務局会議

日 時：2009 年 9 月 25 日 (木)  
場 所：鳥取大学 農学部  
出 席：井上会長，猪迫庶務幹事，森会計幹事，  
諸泉編集委員長  
議 題：

1. 2009 年度土壤物理学大会について
  - (1) 大会会場の視察報告
  - (2) 参加人数について
  - (3) 準備作業ならびに当日の役割分担についての最終確認
  - (4) 企業展示について
  - (5) 評議員会資料準備について
2. 電子評議員会について
3. 編集委員会報告

## III. 2009 (H21) 年度第 1 回評議員会

日 時：2009 年 6 月 9 日～19 日  
開催形式：電子会議  
出 席：井上会長，加藤副会長，諸泉編集委員長  
評議員 / 長谷川，安中，溝口，加藤，西村(拓)，  
谷山，塩沢，川本，宮本(輝)，渡辺，足立，  
小杉，諸泉，森(也)，原口，筑紫，長，登尾  
議 題：

1. 学会大会の名称について
  - (1) シンポジウムテーマについて
  - (2) 大会要旨集の題目について

上記，1 について審議の上，事務局提案が了承された。

## IV. 2009 (H21) 年度第 2 回評議員会

日 時：2009 年 9 月 29 日～10 月 8 日  
開催形式：電子会議  
期 日：2009 年 9 月 29 日～10 月 8 日 (10 日間)  
出 席：井上会長，加藤副会長，諸泉編集委員長  
評議員 / 長谷川，安中，溝口，加藤，西村(拓)，  
谷山，塩沢，川本，宮本(輝)，渡辺，足立，  
小杉，諸泉，森(也)，原口，筑紫，長，登尾  
幹事 / 猪迫，森(也)

議 題：

### ○ 審議事項

1. 学会ロゴマークの決定方法について  
10 月 24 日の学会大会時に会員による投票によっ  
てロゴマークを決定する。
2. 学会賞規定の改正案について  
論文賞の審査方法についての改正案が提案され  
た。
3. 編集委員の追加について

上記，1～3 が審議され，了承された。

## V. 2009 (H21) 年度第 3 回評議員会

日 時：2009 年 10 月 24 日 (土)  
場 所：明治大学生田中央校舎内 教室  
出 席：井上会長，加藤副会長，諸泉編集委員長  
筑紫学会賞選考委員長  
評議員 / 溝口，加藤，西村(拓)，谷山，塩沢，  
川本，諸泉，森(也)，筑紫，長，登尾  
幹事 / 猪迫，森(也)

議 題：

1. 審議事項
  - (1) 2009 年度事業計画(案)(庶務幹事)
  - (2) 2008 年度会計決算(案)・監査報告(会計幹  
事)・(会計監査)
  - (3) 2009 年度会計予算(案)(会計幹事)
  - (4) 2009 年度学会大会(プログラム)について(庶  
務幹事)
  - (5) 2009 年度学会賞(論文賞)候補者について(選  
考委員長)
  - (6) 総会議長について(庶務幹事)  
上記(1)～(6)まで審議の上，了承された。
  - (7) 学会賞選考規定の改正について(選考委員長)  
選考委員長より提案された改正案について審  
議し，文言修正の上，了承した。
  - (8) その他
    - 「土壌の物理性」の体裁について(編集委員  
長)

意見交換を行い、編集委員会で継続審議することとなった。

- 次年度大会開催地について（庶務幹事）  
2010(H22)年度は鳥取市（鳥取大学）で開催することとなった。
- 地球科学惑星連合（JPGU）の年次大会におけるセッションの協賛について  
学会として1セッションの協賛を了承した。
- 会員減対策の一環としてシニア会員設置に向けて早急に試案をまとめるよう事務局に対して要望があった。

## 2. 報告事項

- (1) 会員動向（会計幹事）
- (2) 編集委員会報告（編集委員長）
- (3) その他

## VI. 2009(H21)年度総会

日 時：2009年10月24日（土）

場 所：明治大学生田中央校舎 メディアホール

1. 議長選任
2. 2009年度事業計画（案）
3. 2008年度会計決算（案）・監査報告
4. 2009年度会計予算（案）
5. 2009年度学会大会（プログラム）
6. 学会賞選考規定の改正について
7. 2009年度学会賞（論文賞）
  - 小原 洋 氏  
（農業環境技術研究所 農業環境インベント

リーセンター・主任研究員）

「人工降雨下で形成された水田転換畑作土のクラストの性質と土壌の諸特性の関係」

- 宮本 英揮 氏  
（明治大学 研究・知財戦略機構・ポストドクター）  
「広帯域インパルス信号を用いた時間領域透過法（TDT）による誘電特性の計測」

8. その他

9. 議長解任

## VII. 2009(H21)年度第3回編集委員会

開催形式：電子会議

日 時：質疑応答・討論

2009年10月16日～10月22日

採決

2009年10月23日～10月30日

出席委員：諸泉利嗣，江口定夫，川本 健，北川 巖，小杉賢一朗，斉藤広隆，鈴木伸治，近森秀高，取出伸夫，中村公人，中矢哲郎，原口暢朗，藤川智紀，望月秀俊，渡辺晋生  
（委員15名中15名参加：成立）

### ○ 議事内容

1. 編集委員会事務局より提案のあった「土壌の物理性113号」発行計画が全会一致で承認された。
2. 編集委員長より提案のあった「投稿規定5の改訂に伴う文章」について，全会一致で承認された。
3. その他

## VIII. 2008 年度会計収入・支出決算と会計報告

自 2008. 4. 1

至 2009. 3.31

## 収入の部

項 目	予算額	決算額	増 減	備 考
繰越金	2,374,137	2,374,137	0	
正会員会費	1,562,000	2,129,000	567,000	
学生会員会費	64,800	57,000	7,800	
賛助会費	180,000	285,000	105,000	
外国会員会費	22,000	11,000	11,000	
出版物売上	350,000	484,313	134,313	購読会費
雑収入	647,063	1,769,883	1,122,820	156,000 シンポ参加費, 224,000 情報交換会費, 別刷り, 学術会議協賛金等
合 計	5,200,000	7,110,333	1,910,333	

: 収入減

## 支出の部

項 目	当年度予算	決算額	増 減	備 考
会誌製作費	2,700,000	2,507,517	192,483	会誌 108, 109, 110 号発行料等
総会, シンポジウム費	1,200,000	619,702	580,298	総会, シンポジウム開催費, 評議員会等
通信費	60,000	40,580	19,420	請求書送付料等
文具費	30,000	34,955	4,955	封筒代等
賃金	100,000	74,000	26,000	業務, シンポジウム手伝料等
交通費	300,000	25,140	274,860	会計監査, 事務引継等
会議費	50,000	41,441	8,559	
幹事手当	45,000	45,000	0	幹事 3 名分
編集委員会費	50,000	1,500	48,500	編集関係通信費等
広報関連費	0	0	0	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	50,000	25,361	24,639	賞状・記念品代等
企画準備委員会費	0	0	0	
選挙管理委員会費	80,000	60,765	19,235	
業務委託費	0	0	0	会誌発行業務, 会員管理事務委託費等
予備費	535,000	22,105	512,895	
決算額合計	5,200,000	3,498,066	1,701,934	
次年度繰越金	—	3,612,267	—	
合 計	5,200,000	7,110,333	1,910,333	

: 当年度支出増

## IX. 2009 年度会計予算

自 2009. 4. 1  
至 2010. 3.31

## 収入の部

項 目	予算額	備 考
繰越金	3,612,267	
正会員会費	1,487,200	338 人 × 5,500 円 = 1,859,000 × 0.8
学生会員会費	60,000	25 人 × 3,000 円 = 75,000 円 × 0.8
賛助会費	180,000	10 社 × 22,500 円 = 225,000 円 × 0.8
外国会員会費	22,000	5 人 × 5,500 円 = 27,500 円 × 0.8
出版物売上	350,000	購読会費, バックナンバー売り上げ, 用語事典売り上げ (48 講読会員)
雑収入	488,533	広告料, シンポ参加費 (約 60 人), 情報交換会費 (約 45 人), 別刷, 利息等
合 計	6,200,000	

## 支出の部

項 目	当年度予算	前年度予算	増 減	備 考
会誌製作費	1,950,000	2,700,000	750,000	会誌 111 (650 部, 75 万), 112 - 113 (500 部, 60 万円ずつ)
総会, シンポジウム費	1,200,000	1,200,000	0	総会, シンポジウム開催費, 評議員会等
通信費	60,000	60,000	0	バックナンバー, 請求書送付料等
文具費	100,000	30,000	70,000	封筒代等
賃金	100,000	100,000	0	業務, シンポジウム手伝料等
交通費	300,000	300,000	0	交通費等
会議費	250,000	50,000	200,000	事務局会議費
幹事手当	60,000	45,000	15,000	幹事 4 人分
編集委員会費	1,000,000	50,000	50,000	編集関係通信費等
広報関連費	20,000	0	20,000	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	50,000	50,000	0	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	0	0	0	
選管委員会費	0	80,000	80,000	
業務委託費	0	0	0	
予備費	2,010,000	535,000	1,475,000	
合 計	6,200,000	5,200,000	1,000,000	

: 当年度減

## X. 2008 年度会計監査報告書

2009 年 4 月 7 日

土壌物理学会

会長 筑紫二郎 殿

土壌物理学会

会計監査

## 会計監査報告

2008 年度，土壌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，2009 年 4 月 7 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。

## XI. 会員消息（2009 年 11 月 6 日まで）

入会 正 会 員 中村 乾  
 正 会 員 石川 奈緒  
 学生会員 北原 雅俊  
 学生会員 葛城 拓也

退会 正 会 員 伊藤 純雄  
 正 会 員 梅田 幹雄  
 賛助会員 (株)環境保全サイエンス

## 現在会員数（2009 年 11 月 6 日現在）

正会員数（国内）	: 338
同（海外）	: 5
学生会員数	: 27
賛助会員数	: 9
<hr/>	
小 計	: 379
購読会員数	: 48
<hr/>	
合 計	: 427

## <特徴>

### ■ 優れた演算機能

- ・センサに合わせた積算・演算機能や物理単位換算機能

### ■ CFカード対応

- ・CFカードスロットを標準装備（カードメディアはオプション）
- ・回収データはCSV形式のため、表計算ソフトで読み込み可能

### ■ 大容量メモリ

- ・64MBフラッシュメモリ内蔵で、データ記録数は124,160回
- ・10分間隔で2年間以上（約860日）の測定が可能

### ■ 市販リチウム電池採用

- ・標準電池は、量販店で入手可能なリチウム電池を採用
- ・太陽電池などの外部電源による無電源長期計測にも対応

### ■ 省電力動作

- ・標準電池だけで1年以上の長期計測が可能（温度3点、10分間隔のとき。計測期間はセンサや条件で変動）
- ・プレヒートタイマ機能内蔵

### ■ カンタン操作

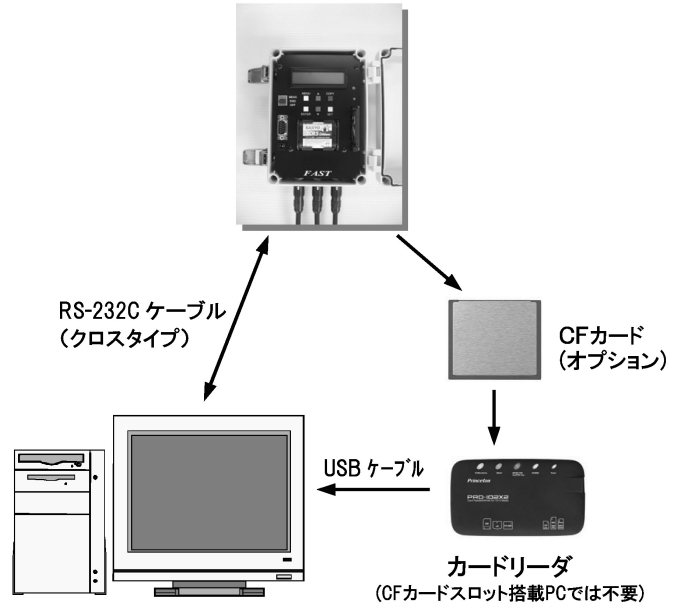
- ・ディスプレイと操作キー・スイッチにより簡単操作

### ■ 豊富な機種

- ・温度・温湿度・日射・アルベド・雨・水位・気圧・PF・風など

データ回収・確認・テキスト変換機能を持つ専用ソフトを当社サイトよりダウンロードいただけます（無償）。

## <データ回収方法>



## <特徴>

### ■ 優れた拡張性

- ・フリースロットを実現、汎用4チャンネル・メモリ・各演算ボードなど、豊富なオプションをご用意

### ■ 多様なセンサ出力に対応

- ・電圧(8レンジ)・電流・温度・歪みが入力できる
- ・標準でパルス2CHを装備、雨量計など接続可能

### ■ 多様な測定インターバル

- ・チャンネル単位、測定期間により2段階の測定インターバルが設定できる

### ■ パソコンで簡単にデータ回収

- ・データ回収・確認・テキスト変換機能を持つWindows版基本ソフトあり（オプション）
- ・その他データ処理、回線経由、自動収集の各パッケージあり

### ■ RS-232C通信機能

- ・モデムを使用することで、遠隔監視システムを構築できる(NTT回線、携帯電話、構内回線)

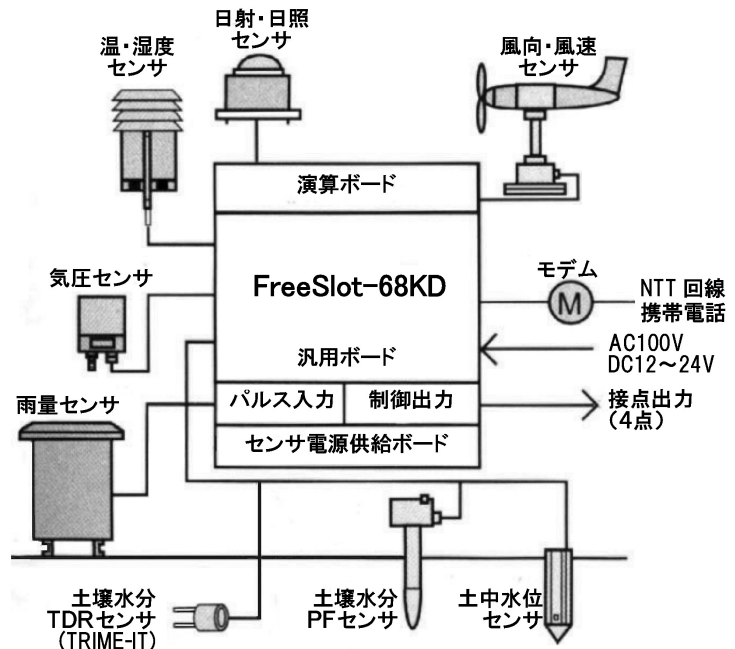
### ■ 3電源方式

- ・AC100V、外部電池(DC12~24V)、内蔵電池(オプション)



写真左側より  
Aタイプ(4~8CH)  
Bタイプ(8~20CH)  
Cタイプ(16~32CH)

## <FreeSlot-68KDによる遠隔気象観測システム例>



※ センサにより電源供給ボードアンプ・変換器が必要な場合があります。ご相談下さい。



株式会社 **M.C.S**

〒064-0804 札幌市中央区南4条西8丁目5番地 佐藤ビル2F  
TEL:011-562-5547 FAX:011-563-2555  
http://www.mcs-fs.com E-Mail:info@mcs-fs.com

## —編集後記—

新しい政権は、地球温暖化問題に対して「2020年までに温室効果ガス排出量を1990年比25%削減」の中期目標を表明しました。温室効果ガス削減に向けた次期枠組みづくりに向けた国際交渉において、農業の役割も増すことは確かであると考えます。

現在、発効している京都議定書における農林業での温室効果ガス削減対策としては、森林経営による炭素貯留が算定されています。しかし、新たな目標に対して現状のままでは、達成できないことが明らかです。そのため、農業では、農地管理による温室効果ガス削減に向けた取り組みを加えることの必要性が高まっています。農林水産省では、温室効果ガス削減対策の一つとして農地土壌の炭素貯留機能発現のための評価と実証の取り組みが行われています。また、本年からは下層土を対象とした炭素貯留機能発現の評価と実証に着手したところです。

私も着目している農地土壌の下層土における炭素貯留機能発現については、土壌環境条件を評価する土壌物理とペドロロジー、有機物の成分変化などを把握し評価する土壌肥料、下層土への有機物や材料を投入する手法を開

発する農業土木などの複数分野の知見を総合化することが必要になります。その中で「土壌の物理性」は、土壌の炭素貯留機能発現のための土壌環境条件の把握・評価、下層土に投入する有機物から溶脱する窒素の動態シミュレーションなど、関連する知見の宝庫です。特に、本年の土壌物理学学会大会のシンポジウムは、土壌物理に関係する地球温暖化対策の役割を論議する絶好の機会であったと思います。

このように「土壌の物理性」は、紹介された研究成果が研究の発展のみならず、後々、多様な分野で社会的役割が見いだされる重要な学会誌であると思います。そのため「土壌の物理性」には、土壌物理に興味をもつ方々からの先駆性、学術性、実践性など、多様な個性を持った研究成果の紹介が期待されます。

最後に、本号にご執筆いただいた筆者の皆様、編集に携わった皆様に謝意を表し、編集後記といたします。

北川 巖（編集委員）

### 土壌物理学学会

#### 事務局構成

会 長  
副 会 長  
庶務幹事  
庶務幹事（会長付き）  
会計幹事  
編集幹事  
会計監査

#### 編集委員会

委 員 長  
委 員

井上 光弘（鳥取大学）  
加藤 英孝（（独）農業環境技術研究所）  
木原 康孝（島根大学）  
猪迫 耕二（鳥取大学）  
森 也寸志（島根大学）  
藤巻 晴行（筑波大学）  
石黒 宗秀（岡山大学）  
増永 二之（島根大学）  
諸泉 利嗣（岡山大学）  
江口 定夫（（独）農業環境技術研究所）  
川本 健（埼玉大学）  
北川 巖（（独）農業・食品産業技術総合研究機構）  
小杉 賢一朗（京都大学）  
斉藤 広隆（東京農工大学）  
鈴木 伸治（東京農業大学）  
近森 秀高（岡山大学）  
取出 伸夫（三重大学）  
中村 公人（京都大学）  
中矢 哲郎（（独）農業・食品産業技術総合研究機構）  
原口 暢朗（（独）農業・食品産業技術総合研究機構）  
藤川 智紀（東京農業大学）  
望月 秀俊（（独）農業・食品産業技術総合研究機構）  
渡辺 晋生（三重大学）





- 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、討論会およ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種類とする。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る。本学会の会計年度は毎年4月1日に始まり翌年3月31日に終わる。
- 附則  
 (1) 本学会の連絡先は、これを当分の間次に置く。  
 〒690-8504 鳥根県松江市西川津町 1060  
 鳥根大学生物資源科学部 内  
 (2) 本会則は、2009年4月1日より施行する。  
 (2008.10.18 改正)

- 筆頭著者は本学会会員であること。
- 投稿原稿の区分と規定ページは下記による。
  - 「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。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
  - 「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。規定ページを刷り上がり4ページ以内とする。
  - 「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。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
  - 「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。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
  - 「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。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
  - 「資料」(Miscellaneous): 広く会員の参考となる報告や情報。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
  - 「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。規定ページを刷り上がり2ページ以内とする。
  - 「講座」(Lecture series): 「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。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
  - 「特集」(Topics): 「解説」、「総説」、「論文」が混在したもので、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。規定ページを刷り上がり6ページ以内とする。
  - 「書評」(Book reviews): 規定ページを刷り上がり2ページ以内とする。
  - 「巻頭言」(Foreword): 規定ページを刷り上がり2ページ以内とする。  
 なお、上記区分において、編集委員会が会員または会員以外に投稿依頼することがある。
- 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は、「論文」および「研究ノート」については2名、その他の投稿原稿には1名の閲読者を選んで閲読を依頼する。ただし、「土粒子」、「書評」、「巻頭言」については、この限りでない。
- 投稿原稿が2. に記す規定ページを越える場合には、1ページあたり15,000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。
- 投稿する場合は、投稿原稿(本文、図表含む)および原稿送り状(別紙書式)のPDFファイルを編集委員長宛に提出する。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。
- 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。
- 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。
- 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。
- 掲載された原稿のPDFファイルを著者に贈呈する。また、著者は別刷りを印刷業者から購入することができる。
- 本誌に掲載された原稿の著作権は土壌物理学会に帰属する。

「土壌の物理性」原稿執筆要領

1. 原稿は、日本語または英語で執筆する。
2. 日本語の原稿は、A4判、25字、23行とし、上下左右に30mm以上の余白をとる（4枚で1ページになる）。
3. 日本語の投稿原稿（ただし、書評は除く）は、はじめに日本語で表題、著者名を書き、そのあとに英語で表題と著者名（フルネーム）、所属機関、所在地を書いてから本文を書き始める。また、第1ページ下の脚注に、日本語で所属機関と所在地、5個以内のキーワードを書く。
4. 日本語の論文および研究ノートは、英語による所属機関・所在地表記と本文の間に英語で175 words程度のAbstractと5個以内のKey wordsを入れる。
5. 日本語の投稿原稿（ただし、資料と土粒子、書評を除く）は、本文の後に日本語で350字程度の要旨をつける。
6. 英語の原稿は、A4判、ダブルスペースで作成する（約600 wordsで1ページになる）。
7. 英語の投稿原稿（ただし、書評は除く）は、はじめにManuscript title, Full names of authors, Address of institutions of authorsを書いてから本文を書き始める。
8. 英語の投稿原稿（ただし、資料と土粒子、書評を除く）は、Address of institutions of authorsと本文の間に175 words程度の英文Abstractと5個以内の英語のKey wordsを入れる。
9. 英語の投稿原稿（ただし、書評は除く）は、本文の後に日本語で表題と著者名、所属機関、所在地、350字程度の要旨、5個以内のキーワードをつける。なお、著者が外国人のみのために日本語部分の作成が困難な場合、英語部分からの和訳により、編集委員会の責任でこれらを作成する。
10. 原稿には、閲読作業の効率化を図るため、本文に行番号を5行毎に書き入れる。
11. 英語の適正化はすべて著者の責任において行うこと。自然科学論文の執筆や校正に経験のある英語のネイティブスピーカーによってチェックされている事が望ましい。
12. 閲読終了後に最終原稿を提出するときには、編集委員会が指示する形式・媒体の文書ファイルを同時に送付する。
13. 本文は、章の見出しを1., 2., 3., 節の見出しを1.1, 1.2, 1.3, 項の見出しを1.1.1, 1.1.2, 1.1.3のようにする。
14. ゴシック、イタリック等の字体や上付き、下付き文字など、まぎらわしい文字は、誤植防止のため鉛筆で指定する。
15. 略語、略号を使うときには、はじめにそれが出たときに正式名称とともに示す（例：陽イオン交換容量(CEC)）。
16. 単位の使い方は、国際単位系(SI)による。
17. 日本語の原稿では、図、表、写真の番号は図1、表2、写真3のように書く。英語を並記する場合は、Fig. 1, Table 2, Photo. 3のように書く。英語の原稿では、図・写真ともFig. 1, 表はTable 2のように書く。
18. 日本語の論文、研究ノートの場合、図、表、写真の題名には英語を併記する。
19. 図、表、写真は必要最小限度とし、同一事項を表と図に重複して表示する事は避ける。
20. 図、表、写真は1枚毎にA4判で作成するか、またはA4判の紙に貼り付ける。余白に著者名と図表等の番号を鉛筆で記す。
21. 図と写真はそのまま製版されるので、鮮明なものを提出する。
22. 図は1/2倍など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著者名のあとに一ら、またはet al.をつける(例: 山田ら(1978), (Tayler et al., 1945)).
26. 引用文献は、本文のあとに著者名のABC順に書く。未発表、私信は引用文献として記載しない。
27. 引用文献の書き方は以下のようにする。  
Bouma, J. and Dekker, L. W. (1978): A case study on infiltration into dry clay soil, I. Morphological observations. Geoderma, 20: 27-40.  
FAO (1988): Revised legend of the FAO-UNESCO Soil Map of the World. p.119, FAO, Roma.  
(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. 本要項のほか、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 <sup>-1</sup>	*
体積含水率	m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	
体積	m <sup>3</sup>	L, cm <sup>3</sup> , mL
密度	kg m <sup>-3</sup> , Mg m <sup>-3</sup>	
濃度	kg m <sup>-3</sup> , Mg m <sup>-3</sup>	g L <sup>-1</sup> , mg L <sup>-1</sup>
モル濃度	mol m <sup>-3</sup>	mol L <sup>-1</sup>
力	N	
水分ポテンシャル	J kg <sup>-1</sup>	kPa, m, cm, **
透水係数	m s <sup>-1</sup>	cm s <sup>-1</sup>
イオン交換容量	mol, kg <sup>-1</sup> , cmol, kg <sup>-1</sup>	
回転数	s <sup>-1</sup>	min <sup>-1</sup>
収量	kg m <sup>-2</sup>	kg ha <sup>-1</sup> , Mg ha <sup>-1</sup> , t ha <sup>-1</sup>

\* %表示は、原則として分母と分子の内容が同じものの場合にだけ用いる。

\*\* cm H<sub>2</sub>Oは使わない。

その他、疑問のあるものについては意見を聞いて編集委員会で検討する。

(2000. 3.10 改正)

「土壌の物理性」投稿案内

1. 投稿原稿に対する基本方針

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

2. 投稿原稿に求められるもの 投稿に当たっては、「投稿案内」と共に「投稿規定」「原稿執筆要領」をよく読んでそれに従うと共に、閲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ます。

- 1) 原稿の内容に対する責任は著者にあること。また、原稿の価値は読者が判断するものであること。
- 2) 閲読は内容の批判や討議を行うものではないこと。従って、見解の相違は掲載不適の理由にならないこと。
- 3) 閲読者は投稿者に対して研究指導する立場にないこと。従って、新たな実験や計算の追加要求などは極力避けること。
- 4) 閲読依頼期限を厳守すること。

閲読者から出された問題点について、編集委員会は原稿が投稿原稿に求められるものを満たすために必要に応じて著者に修正を求めます。ただし、これは著者に対する指導や助言ではありません。原稿の内容に対する責任はあくまで著者にあります。

#### 5. 閲読の手順と投稿原稿の採否

- (1) 編集委員会は論文、研究ノートについては2人、その他の区分の投稿原稿については1人の適任者へ閲読を依頼します。
- (2) 閲読者は「2」の投稿原稿に求められる各項目について投稿原稿を評価し、閲読結果を全体意見および個別指摘事項と共に編集委員会へ報告します。
- (3) 編集委員会は閲読結果を審議し、投稿原稿の採否を決定します。この際、論文・研究ノートについては原則として下のように取り扱います。
  - 1) 閲読者2名とも総合判定がA(このまま掲載可)の場合には、閲読結果を受け取った日付で原稿を受理(掲載決定)します。
  - 2) 1名の総合判定はA、もう1名はB(指摘の点が修正されれば掲載可)の場合、または2名ともBの場合には、指摘事項について著者に比較的小さな修正を求めます。修正原稿が提出され、編集委員会が修正内容を確認した時点で受理します。
  - 3) 1名の総合判定はB、もう1名はC(指摘の点が修正された後、再閲読する必要あり)の場合、または2名ともCの場合には、指摘事項について著者にやや大きな修正を求めます。提出された修正原稿は再び閲読を行います。
  - 4) 1名の総合判定がD(掲載不適)の場合には、第3の閲読者に判定を依頼することを含め、編集委員会が対応を判断します。
  - 5) 2名の総合判定ともDの場合には、その理由を付けて著者へ返稿します。
  - 6) 閲読は2回までとし、再閲読においてもCまたはDの判定がある場合には、編集委員会が対応を判断します。
- (4) 閲読結果の総合判定をDとする理由は次のようなものです。
  - 1) 既発表とみなされるもの。
  - 2) 重要な部分に根本的な誤りがあるもの。
  - 3) 事実に基づいた内容ではなく、単なる主観が述べられているに過ぎないもの(論文、研究ノートの場合)。
  - 4) 通説が述べられているだけで、新しい知見が全くないもの(論文、研究ノートの場合)。
  - 5) 修正を要する根本的な指摘事項を多く含んでいるもの。
  - 6) 連載形式で構成されており、1編ごとに独立したものと認めがたいもの。
  - 7) 全体構成や文章が粗雑で、内容の判定ができないもの。

- 8) 内容が本誌の趣旨に合わないもの。
- 9) その他、本誌に掲載する原稿としてふさわしくないもの。

#### 6. その他

- 1) 共著者は全員が原稿に責任を負って下さい。共著者がいるにもかかわらず、その共著者が原稿を読んでないと判断されるような基本的なミスがある場合には、閲読を中止して返稿することがあります。
- 2) 修正原稿を返送する場合には、修正結果がすぐに分かるような回答書(指摘事項に対応した修正箇所・内容一覧)を作成し、添付して下さい。
- 3) 原稿は一度印刷公表されると未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) 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も利用・引用等出来ません。厳にご注意下さい。
  9. 著者に修正を求めた後に再閲読で総合判定を D (掲載不適) とすることは、閲読者にとっても著者にとっても非生産的です。完成度の低い原稿などにおいては、修正を求め再閲読を行うよりも「掲載不適」として練り直してから新たに投稿するよう促した方がよい場合があります。その場合には、「掲載不適」の理由(「3」参照)を明示して下さい。個別指摘事項への意見は不要です。
  10. 閲読者から編集委員会へ意見等がある場合は、必ず「編集委員会への意見」として別紙への記入をお願いします。  
(2003. 5.28 改訂)
6. その他
    - (1) 論文賞の推薦がない場合も、選考委員会が適格論文の中から選考することができる。
    - (2) 論文賞に該当する論文は、「土壌の物理性」に、原則として受賞の前年 4 月 1 日から受賞年の 3 月 31 日までに掲載された原著「論文」を対象とする。
    - (3) 優秀ポスター賞の対象者は、土壌物理学学会シンポジウムのポスター発表者(本人)とする。なお学生に限り会員外であっても対象に含める。  
(2002.11.23 制定 2003.11.22 改正)

#### 土壌物理学学会賞選考委員会規定

- 
- 土壌物理学学会賞規定
1. 種類 学会賞に論文賞と優秀ポスター賞をおく。
  2. 募集 論文賞の募集は年 1 回行い、学会誌「土壌の物理性」に公示する。
  3. 推薦
    - (1) 論文賞は正会員 1 名以上により推薦されたものを候補とする。
    - (2) 推薦は所定の書類を必要部数揃え、学会事務局へ提出する。
    - (3) 優秀ポスター賞については推薦を必要としない。
  4. 選考 学会賞の審査並びに選考は、選考委員会において行う。
  5. 表彰 論文賞は通常総会において表彰を行う。
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 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語以内）			
キーワード （英語：5語以内）			
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. : E-mail	FAX. :	
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/>）

## 土壤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）お送りください。

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

土壤物理学会事務局（庶務幹事）

〒 690-8504 島根県松江市西川津町 1060

島根大学生物資源科学部 木原康孝 宛

E-mail kihara@life.shimane-u.ac.jp

## 複写される方に

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

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

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

## Notice about Photocopying

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

Japan Academic Association for Copyright Clearance (JAACC)

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

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

土壌の物理性 第 113 号 (会員配布) 2009 年 11 月 20 日発行

発行 土壌物理学会

〒 690-8504 島根県松江市西川津町 1060

島根大学生物資源科学部内

電話 0852-32-6557

E-mail kihara@life.shimane-u.ac.jp

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

銀行口座 山陰合同銀行 島大前支店 (店番 100)

普通 3732697 土壌物理学会 会計 森 也寸志

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/>) で最新の物を確認して下さい。

E-mail kibyoshi@ml.affrc.go.jp

印刷 創文印刷工業株式会社

〒 116-0011 東京都荒川区西尾久 7-12-16

*Journal of the Japanese Society of Soil Physics*

No. 113

Nov., 2009

## Contents

<b>Foreword</b>	.....	K. KOSUGI	...	1
<b>Original Papers</b>				
Production and consumption of greenhouse gases in a peatland forest soil	.....	S. MORIMOTO, O. NAGATA, K. KAWAMOTO and S. HASEGAWA	...	3
Evaluation of the potentialities of different soil types to yield response of soybean under deficit irrigation	.....	S. U. AHMED, M. SENGE, K. ITO and J. T. ADOMAKO	...	13
<b>Notes</b>				
Effect of heated constantan line of the sensor on a measurement of convective velocity in a paddy field	.....	S. HANAYAMA and T. ANNAKA	...	21
Determination of adsorption isotherm parameters for ammonium and nitrate for the Andosol and Gray lowland soil with respect to each depth	.....	A. ENDO, S. MISHIMA and K. KOHYAMA	...	25
<b>Special Reports</b>				
<b>Water Flow and Solute Transport Models in Soils</b>				
Infiltration into a soil profile: 1. Flux and pressure boundary conditions	.....	N. TORIDE, K. WATANABE and M. SAKAI	...	31
<b>Lectures</b>				
<b>Reviewing classical studies in soil physics</b>				
Three pioneering papers on spatial dependence of soil properties by Richard Webster, a soil scientist who was one step ahead of geostatistics	.....	N. HARAGUCHI	...	43
<b>Readers' column</b>	.....	Y. HIRONO	...	53
<b>Book review</b>	.....	M. ISHIGURO	...	55
<b>Announcements</b>	.....			57
<b>Editor's Postscript</b>	.....			63

Published by

Japanese Society of Soil Physics

Department of Regional Development

Faculty of Life and Environmental Science, Shimane University

1060 Nishikawatsu-cho, Matsue-shi, Shimane 690-8504 Japan

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