

# 土壤の物理性

第68号

1993年12月

巻頭言	丸山 利輔	1
報文		
浸透水貯留による地下水位上昇を考慮した土中水移動の数値解析と誤差評価	藤井 克己	3
Potassium Status and Release Characteristics of Twelve Floodplain Soils of Bangladesh	H.R.Khan・M.S.Chowdhury・S.F.Elahi・M.S.Hussain・T.Adachi	15
Morphology and Characterization of Acid Sulfate Soil	H.R.Khan・S.Rahman・M.S.Hussain・T.Adachi	25
解説		
植物根の直径の変動と土壤の物理性	飯嶋 盛雄	37
溶液の熱力学と土壤水の科学ポテンシャル	溝口 勝	45
土壤の水分特性、膨潤、凝固点降下についての熱力学的考察	溝口 勝	51
論説		
土の水・雑考—その形とポテンシャル—	岡島 秀夫	57
資料		
負圧水循環法による土壤水分制御とその応用	岩間 秀矩・遅沢 省子・後田 純雄・久保田 徹	69
土粒子		
土壤物理物理研究会への入会にあたって	岩間 和人	77
会務報告		79
編集後記		

土壤物理研究会

## 土壤物理研究会会則

- 第1条 本会は土壤物理研究会 (Research Association of Soil Physics, Japan) と称する。
- 第2条 本会は土壤の物理性を中心とする試験研究の発展と農業技術への貢献を図ることを目的とする。
- 第3条 本会はその目的を達成するため次の事業を行う。
- (1) 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
  - (2) 土壤の物理性 (Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan 会誌という) 並びにその他の印刷物の発行
  - (3) 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
  - (4) その他本会の目的を達成するため必要な事業
- 第4条 本会の会員は、正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種とする。  
会員となるには評議員会の承認を受けなければならない。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- |           |      |   |         |
|-----------|------|---|---------|
| 正会員       | 年    | 額 | 3,500円  |
| 学生会員      | 年    | 額 | 2,000円  |
| (大学院生を含む) |      |   |         |
| 賛助会員      | 1口年額 |   | 15,000円 |
| 購読会員      | 会誌年額 |   | 4,500円  |

広告料 賛助会員 実費

賛助会員以外 実費の5割増

- 第6条 本会に次の会員をおく。任期は2年とする。ただし、3期連続の重任は認めない。選出方法は別に定める。
- (1) 会長1名、副会長1名  
正会員の中から評議員会によって選出される。
  - (2) 評議員  
イ 15名 正会員から互選する。  
ロ 3名以内 会長が委嘱する。
  - (3) 会計監査 2名  
正会員の中から評議員会によって選出される。
  - (4) 幹事 若干名  
会長委嘱
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
- 第8条 本回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、本回の評議員選挙を管理する。
  - (2) 編集委員会  
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、会誌その他の印刷物の編集に当る。
- 第9条 本会の経費は会費その他の収入をもってあてる。
- 第10条 本会の会務執行くに必要な規程は別に定める。

## 「土壤の物理性」投稿規定

### 1. 投稿要領

- 1) 投稿は本会会員に限る。ただし共著者の場合また編集委員会が依頼した場合はこの限りではない。
- 2) 投稿原稿の採否は、編集委員会において別途定める閲読基準により決定する。なお、「報文」は2名、その他は1名の閲読者を編集委員会において決定し、閲読を依頼する。
- 3) 投稿は以下に示す種別にしたがい、その内容は土壤の物理性に主体をおくものとする。

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

「ノート」新しい事実や、研究方法の改良などを含む短い報告。

「論説・総説」土壤の物理性に主眼をおき、広い視野に立って記述したもの。

「資料」既に発表した報文または発表予定の内容を各

分野の参考資料となるように書き改めたもの。

「解説」土壤の物理性に関する諸事項の理解を計るための平易な解説ならびに研究技術の普及交換を進めるための紹介など。

「その他」土粒子、書評など。

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

発表年月日		受付年月日	
種別		原稿枚数	
表題		図表数	表枚 図枚
著者名		写真数	葉
所属		別刷	30部+ 部
キーワード(和文・英文)			

付記：投稿は下記宛のこと

「土壤物理研究会編集幹事」

## 卷 頭 言

### エジプトの砂漠開発に想う

丸 山 利 輔\*

1993年9月下旬から10月上旬にかけて、2週間ほどエジプトの砂漠開発の現状を見る機会を得た。この時の印象を例にして、日頃考えていることを述べてみたいと思う。

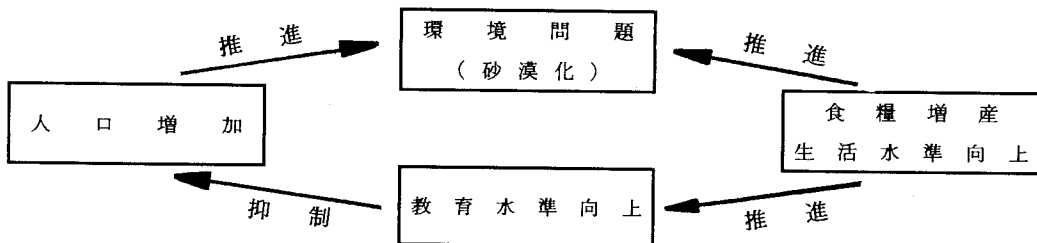
最近、地球環境問題のひとつとして、砂漠化の問題が大きく取り上げられている。この砂漠化と密接に関係するが、反対の事業に砂漠開発の問題がある。エジプトもその例にもれず、1960年代から活発に砂漠開発が行なわれ、現在では総耕地265万haの約14%にあたる38万haの砂漠開発が行なわれているという。エジプトの砂漠開発は、主としてアスワンハイダムに貯留した水をナイル川を通じて砂漠地帯に導き、これを灌漑に利用して、とうもろこし・牧草・野菜・果樹などを栽培している。一部、New Valleyと呼ばれるオアシス地帯では地下水を利用して、同じように水稲・牧草などを栽培している。

ナイル川の水質は一般に良好であるが、灌漑すれば、あるところでは地下水位を上昇させ、地下水位の低いところでも、地表に塩類を集積させて土壌の劣化を促す。オアシス地帯の地下水もC<sup>14</sup>による年代測定によれば2～3万年前の降水という。このような化石地下水の利用により、最近30年位の間では揚水量は大きく変わっていないが、地下水位の低下は激しく、揚水費は上昇を続けている。このように、砂漠開発はどうみてもsustainableな開発とは言えないが、エジプト政府としてはそれを推し進めなければならない状況に置かれているように思われる。

その理由は爆発的な人口増加にある、現在の農耕地は265万ha、人口は約6,000万人でともに日本の半分である。約30年前の1960年代には人口は約3,000万人、現在の半分であったという。現在の日本で食糧輸入がなされないとするならば、第2次世界大戦直後の食糧難時代と同様なカロリーベースであるとよくいわれる。エジプトでは、食糧輸入をしてはいるが十分ではないであろうから、あの大きな体のエジプト人が十分な食糧を取っていないという事であろう。したがって、エジプト政府は止むに止まれず、sustainableでないことは知りつつ、砂漠開発を進めているということではないだろうか。

エジプトに限らず、多くの乾燥地の開発途上国では、このような人口圧に耐えかね、砂漠開発を積極的に続けざるをえないといえよう。人口爆発をいかにして食い止めるかが、砂漠化問題、ひいては地球環境問題を解く鍵といえようか。

人口爆発に歯止めをかけている国は、歴史的に見ると教育水準の高い先進国である。教育水準の向上が人口問題解決のひとつの鍵であり、これは又生活水準の向上、食糧の十分な補給によって達成される。一方、生活水準の向上や食糧生産が地球環境問題を引き起こす。この因果関係は大略次のように示される。



\*京都大学農学部

そこで砂漠化という地球環境問題解決のための課題は、食糧問題から出発して考えると、生活水準の向上、教育水準の向上を通じて人口爆発を抑えるのが早いか、食糧問題、生活水準向上のために環境破壊を招来してしまうのが早いかの競争になるように思われる。前者が早ければ、地球環境問題は漸次解決し、sustainableな地球の管理が可能となるであろうし、後者が早ければ、地球環境が破壊され、大げさにいえば我々の生存環境もあやしくなってくることとなろう。

このためには人間は、教育水準の向上を図り、叡智を絞って、人口爆発を食い止めるためのあらゆる努力をするとともに、生活水準の向上、食糧問題の解決のために資源を極力有効に利用し、環境破壊を最小限にとどめることが大切であろう。すなわち、地球環境保全に対して正に作用する力を強め、負に作用する力を弱めることが大切ではなかろうか。

砂漠開発の問題に戻って考えれば、限りある水資源の利用を最小限にとどめて、塩類集積などによる砂漠化の進行を出来るかぎり遅らせながら、既耕地の改良も含めて食糧増産を図るとともに、一方では教育水準の向上に努め、人口爆発を抑制し、砂漠開発の必要性そのものを取り除くことが大切ではなかろうか。いま、そのようなシナリオが求められているように思えてならない。

報 文

## 浸透水貯留による地下水位上昇を考慮した 土中水移動の数値解析と誤差評価

藤 井 克 己\*

Numerical Evaluation on the Accuracy of  
Soil Water Movement Simulation,  
Oriented to Water Table Recharge Problem

Katsumi Fujii

Faculty of Agriculture, Iwate University

### Summary

Finite difference method was applied to analyze one-dimensional unsaturated-saturated water movement in soil. Because it is difficult to obtain the exact solution analytically on usual physical phenomena in soil-water system, it follows that numerical analysis can be checked on only two ideal cases, namely, vertical infiltration into uniform soil column from its surface, and water table recharge above impermeable boundary.

Then both stability and accuracy of numerical scheme were evaluated by comparing numerical solutions with exact ones, for various sets of grid sizes ( $\Delta t$ ,  $\Delta z$ ). Two iterative methods, the linear method and the Newton method were adopted to solve the system of non-linear algebraic equations derived from partial differential equation.

In case of vertical infiltration, both methods were found to give sufficient stability, when satisfying von Neumann's criteria. Their numerical errors could be minimized below 5%, by letting both grids sizes approach zero.

However, too small sizes of finite differences caused the serious accumulation of round-off errors, when used to simulate water table recharge. It proved that the Newton iterative method was more accurate than the linear one, and was applicable to a wide variety of problems in soil-water system.

Key words : numerical analysis, finite difference method, water movement, stability and accuracy

(Soil Phys. Cond. Plant Growth, Jpn, 68, 3-14, 1993)

### 1. はじめに

降雨に伴う水の浸潤と再分布は、土中の水分移動における最も基本的な現象であり、以前から様々な数値解析技法が追求されている。ここでその下部境界条件は、地下水位（つまり水分ポテンシャルの値）を一定におくもの<sup>1)</sup>や、排水可能か不透水性であるかを状況により選択できるようにしたもの<sup>2,3)</sup>などであるが、浸潤・再分布から下層における貯留までを、一貫して扱った計算例は極めて少ない。

\*岩手大学農学部

キーワード：数値解析、差分法、水分移動、安定性と精度

このことは、多分に、降雨浸潤により、畑地土壌中の水分が下方に移動しても、これが地下水域を涵養するまでには多大な日時を要すること、また仮に飽和領域に水分が供給されても、現実には水平方向の水分移動により地下水位変化を生じにくいことなどによるものであろう。したがって、下層における排水に伴う水分変化は、地下水移動解析と同様の手法で、表層での水分移動とは切り離して扱われることが多い<sup>4)</sup>。

しかしながら、空間的な広がりをもち、深さに応じて土性の異なるような現場土壌における水分移動を、不飽

和から飽和へ、あるいは降雨による浸潤から、再分布、表層での乾燥もしくは下層での貯留に至るまで、一貫して取り扱い、二次元・三次元的にシミュレートすることが、今日求められているといえるだろう。またこれを精度よく効率的に行なうためには、数値解析技法の安定性・正解性などの問題点を、一次元的な水分移動の事例に即して検討しておく必要がある。

本報では、以上の観点から、浸透水の下層における貯留を特に考慮しうるシミュレーション技法の開発を差分法を用いて取り組み、差分の計算間隔と安定性・正解性との関連について検討した結果について紹介する。

## 2. 土中の水分移動解析における解の安定性と精度

### 1. 水分移動の基礎方程式と差分式

一般に、不飽和土壌中の水分移動は、Richardsの方程式とよばれる土中水のマトリックポテンシャル $\psi$ に関する偏微分方程式で表される。

$$C(\psi) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z}) - \frac{\partial K(\psi)}{\partial z} \dots \dots (1)$$

ここで、 $C$ ：水分容量、 $K$ ：透水係数とし、水ポテンシャル $\psi$ を長さを単位とする水頭で表示すれば、Richards式は、重力加速度 $g$ や水の密度 $\rho_w$ を含まない上式のよる表記となる。

(1)式に対し、マトリックポテンシャル $\psi$ と体積含水率 $\theta$ との関係より、含水率 $\theta$ を従属変数とする偏微分方程式に変換したKluteの方程式も、解析の手段として広く知られている。ただし、ここで水分の移動しやすさの指標となる水分拡散係数 $D$ は、飽和状態において無限大の値をとるため、Klute式の適用は不飽和状態に限定される。

このように先のRichards式は、不飽和から飽和に至る領域を一貫して取り扱うことができるという特徴もっている。ただし、その係数は一定値とならず、土の水分状態、つまりポテンシャルの大きさに応じて変化する。したがって、Richards式は非線形の拡散型偏微分方程式となり、その解析解は、一次元のごく単純な境界条件に限って与えられる。これ以外の条件においては、数値解法によらざるをえないが、飽和状態を含む場合、ここでの水分フラックスとポテンシャルの変化量が著しく増大するため、数値計算に不安定さを生じやすい。また仮に解が安定的に収束しても、これが常に正解を示すという保証はない。

ここでは、飽和領域を含む土中水の鉛直一次元移動に

関し、数値解法として差分法をとり上げ、その計算間隔と演算の安定性、正解性の関係について検討を加える。Richardsの方程式を鉛直一次元の変化に限定し、長さの刻みを $\Delta z$ 、時間刻みを $\Delta t$ として差分表現すれば次式のようになる。

$$\bar{C}_i \frac{\psi'_i - \psi_i}{\Delta t} = \left[ \bar{K}_{i+1, i} \frac{\psi_{i+1} - \psi_i}{\Delta z} - \bar{K}_{i, i-1} \frac{\psi_i - \psi_{i-1}}{\Delta z} \right] \times \frac{1}{\Delta z} - \frac{\bar{K}_{i+1, i} - \bar{K}_{i, i-1}}{\Delta z} \dots (2)$$

すなわち、節点 $i$ における水分量の変化を、上 $(i-1)$ ・下 $(i+1)$ の節点と節点 $i$ とのフラックス差から求めるものである。

このとき、節点 $i$ でのポテンシャル $\bar{\psi}_i$ は、計算の現時点におけるポテンシャル $\psi_i$ と、 $\Delta t$ 後の次時点におけるポテンシャル $\psi'_i$ との平均として、次時点への重みを $\eta$ とすれば、次式で表される。

$$\bar{\psi}_i = \eta \psi'_i + (1 - \eta) \psi_i \dots (3)$$

透水係数 $K$ も同様に、2節点をはさむ領域で2つの時点の平均量と考えられるものである。

### 2. 数値計算の安定性について

数値計算における安定性は、差分式における時間空間の刻み $\Delta t$ 、 $\Delta z$ と係数 $K$ 、 $C$ の大きさに依存する。また計算の時間重み $\eta$ を現時点におくのか、次の時点におくのかによっても、大きく異なったものとなる。

例えば、 $\eta = 0.0$ とし、現時点の値 $\psi_i$ のみを用いて平均値を表した場合、差分式(2)における未知値は $\psi'_i$ の1つであり、これは陽的に求められるため、数値解法のアルゴリズムも簡単なものである。ただし、計算は不安定なものとなる。von Neumannの安定性解析として広く知られるように、この「陽公式」が安定であるために、次の2つが必要条件として同時に要求される<sup>9)</sup>。

$$\frac{\Delta t}{(\Delta z)^2} \cdot \frac{K}{C} < \frac{1}{2} \dots (4)$$

$$\frac{\Delta t}{\Delta z} \cdot \left| \frac{1}{C} \cdot \frac{dK}{d\psi} \right| < 1 \dots (5)$$

ここで、(4)式の $K/C$ は〔長さ〕<sup>2</sup>/〔時間〕の次元をもち水分拡散係数に対応する量である。これに対し、(5)式はCourant条件とよばれ、水分移動における重力項・移流項を反映したものとなる。

一方、 $\eta = 0.5$ とし、現時点と次時点のポテンシャルの算術平均によって表現するものは、Crank-Nicolson法とよばれ、広く用いられる。この場合、節点 $i$ に關す

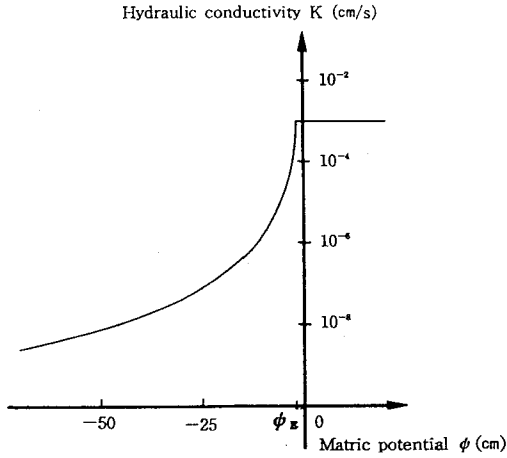


図-1 マサ土の透水係数とマトリックポテンシャルの関係

Fig.1 Hydraulic conductivity as a function of matric potential for Masado<sup>7)</sup>. Note log scale for K but not  $\phi$ .

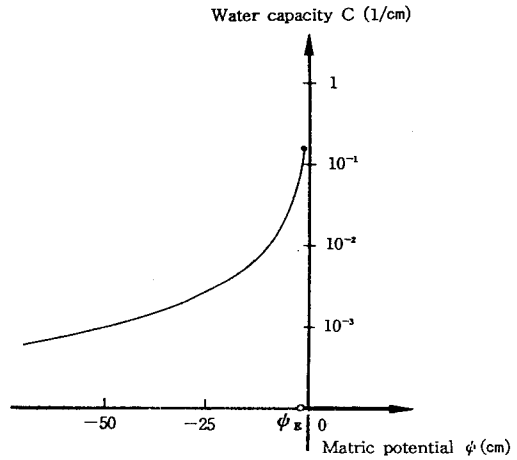


図-2 マサ土の水分容量とマトリックポテンシャルの関係

Fig.2 Water capacity as a function of matric potential for Masado<sup>7)</sup>. Note log scale for C but not  $\phi$ .

る差分式には、次時点の未知の値を3つ含むため陽的には求まらず、他の節点に関する式と連立して解くことが求められる。同様に $\eta=1.0$ の場合、完全な「陰公式」となる。これらは「陽公式」に比べ、解法が複雑とはなるものの、線形の偏微分方程式であれば、計算の安定性は無条件に良いとされている。非線形の場合には、計算が安定であるとき、最大値原理より次の十分条件を満たしている<sup>5)</sup>。

$$\Delta z \leq 2 \cdot \frac{K}{(dK/d\phi) |_{MAX}} \quad \dots (6)$$

3. 土の水分特性と安定条件

土中の水分移動の解析に先立って、不飽和土の特性を実験的に定めておくことが必要である。具体的には、土中水のマトリックポテンシャル $\phi$ と、透水係数Kを体積含水率 $\theta$ の関数として表現することである。近年では、測定結果のパラメータ同定に、van Genuchtenの提示した<sup>6)</sup>実験式を用いることが多いが、ここではマサ土の測定結果に対してCampbell式を適用した宮崎氏の実験式<sup>7)</sup>を採用することとする。すなわち、

$$\phi = -1.49 (0.52/\theta)^{2.24} \quad \dots (7)$$

$$K = 9.508 \times 10^{-4} (-1.49/\phi)^{3.34} \quad \dots (8)$$

つまり、空気浸入ポテンシャル $\phi_E = -1.49$ cm、飽和時の体積含水率 $\theta_s = 0.52$ 、飽和透水係数 $K_s = 9.508 \times 10^{-4}$  cm/sとしており、定義より水分容量は、

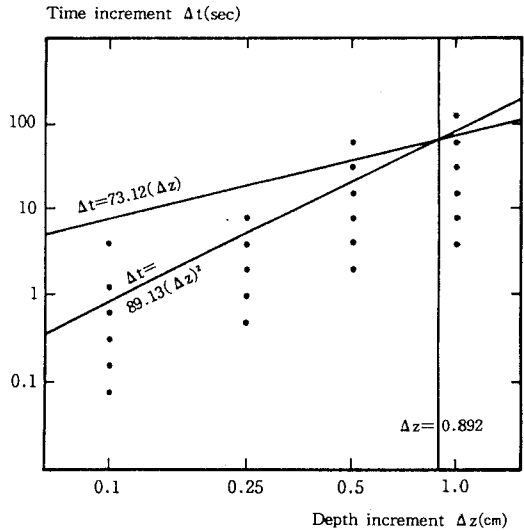


図-3 差分間隔と数値解析の安定性条件

Fig.3 Time and depth increment( $\Delta t, \Delta z$ ), and stability criteria for numerical analysis. (Small dots correspond to the increments used in this study.)

$$C = \frac{d\theta}{d\phi} = 0.52 \left(-\frac{1}{2.24}\right) \left(\frac{-1.49}{\phi}\right)^{1/2.24} \frac{1}{\phi} = \frac{\theta}{-2.24\phi} \quad \dots (9)$$

(8), (9)式に基づき、K, Cを $\phi$ の関数として表せば、図-1, 2のようになる。

これらの関係を先の3つの条件に代入するとき、解の安定条件として最も厳しいものは、飽和状態にあるときである。この値を具体的に求めれば、それぞれ次のようになる。

$$\Delta t < 81.93 (\Delta z)^2 \quad \dots (10)$$

$$\Delta t < 73.12 (\Delta z) \quad \dots (11)$$

$$\Delta z \leq 0.892 \quad \dots (12)$$

ここで、 $\Delta z$ 、 $\Delta t$ の単位は、各々 [cm]、[s] である。これを  $\Delta t \sim \Delta z$  の座標系において図示すると、図-3のように3直線は1点で交わり、全ての条件を満たす ( $\Delta t$ 、 $\Delta z$ ) の点は、直線の下、さらに左で、かつ正の値をとる台形状の領域に限定される。

### 3. 線形反復法による解の安定性と精度の検討

#### 1. 線形反復法について

水分ポテンシャルの変化を表すRichards式の非線形性は、専ら透水係数  $K$  が一定でなく  $\psi$  の関数として著しく変化することに基づいている。このような非線形係数の偏微分方程式に対しては、「線形反復法」とよばれる手法を用いるのが、一般に平易で簡便である。すなわち、現時点のマトリックスポテンシャル値とそれによる透水係数の値に基づいて、次時点のポテンシャルの予測値 [1回目] を求める。次に、これにより定まる次時点の透水係数と現時点のものとの平均値として透水係数を表し、ポテンシャルの修正値 [2回目] を定める。このような修正をさらに反復して行い、値の変化がある範囲内に収まるとき、これを次時点の値とする方法である。反復回数は判定基準の粗さにもよるが、通常3回ほどで収まることが多い。

#### 2. 計算条件

今回の水分移動計算は、 $\eta = 0.5$  のCrank-Nicolson法、もしくは  $\eta = 1.0$  の陰解法により、先ず上記の線形反復法を用いて行なうこととする。このとき、安定性に関する先の3つの条件を必ずしも全て満足する必要はない。ここではあくまでも一つの基準と考えて、図-3中の黒丸に示した  $\Delta t$ 、 $\Delta z$  に関して演算を行ない、解の安定性、正解性を検討する。

計算の正確さ、精度の良さあしを定量的に調べるには、解析解の既に得られている水分移動現象を扱うことが求められる。ここでは、次の2つの事例を取り上げることとした。

①初期含水率  $\theta = 0.0795$  ( $\psi = -100.0\text{cm}$ に相当) の乾いた均一な土の表面を飽和し、降下浸潤させるときの水分分布の変化

②初期含水率  $\theta = 0.40$  の湿った均一な土層の1m深さに不透水層が存在するとき、そこに生じる貯留水位と水分分布の変化

このうち①の降下浸潤については、計算時点に対する重み  $\eta$  を0.5~1.0の範囲内に設定した上で、差分式(2)における係数  $K$ 、 $C$  に先の土壌特性(8)、(9)式を  $\psi$  の関数として個々に与えればよく、演算に際して特別な注意を払う必要はない。表面飽和の降下浸潤現象に関しては、既にPhilipにより解析解が与えられている<sup>8)</sup>。その解は、ある含水率に対応する浸潤深さを  $z(\theta)$  の形で表すものであり、解析解とはいうものの単純な演算を経て「陽的には」求まらない。ここでは、HuyakornとPinderの整理<sup>9)</sup> にしたがって、これを求めた。

②の下層における貯留現象については、計算の対象に飽和領域を含むため、これに対するプログラム上の配慮が必要である。つまり、 $\psi > \psi_e$  となる節点では、これを飽和と判断して、 $K = K_s$ 、 $C = C_s$  の値を設定する。ここで  $K_s$  は所定の飽和透水係数値 ( $= 9.508 \times 10^{-6} \text{cm/s}$ ) であり、 $C_s$  には微小な正の値 (例えば  $10^{-6} \text{1/cm}$  程度) を用いる。水分特性曲線からも明らかなように、飽和領域において含水率  $\theta$  は一定で、 $C_s = d\theta / d\psi \approx 0$  と

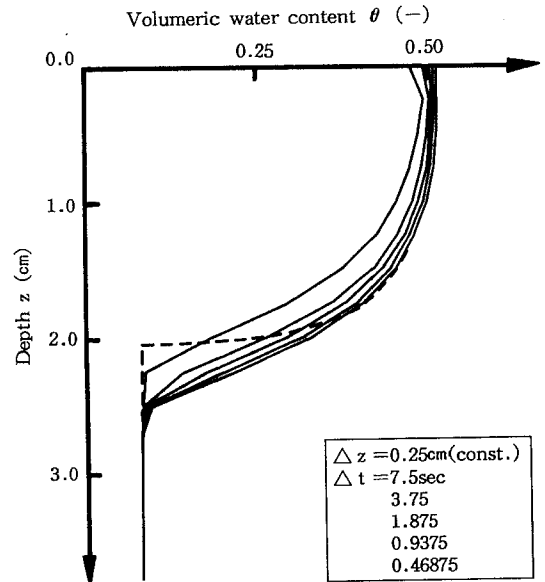


図-4 降下浸潤10分後における含水率分布の数値解 ( $\Delta z = 0.25\text{cm}$  一定として、 $\Delta t$  を様々に変えた例)

Fig.4 Simulated water content during vertical infiltration as a function of depth at 10 min., for various  $\Delta t$  and constant  $\Delta z$ . Broken line is analytical solution.



なる。C<sub>s</sub>に対し、有限の大きな値を用いると、水分変化がポテンシャルの変化に十分反映されないため、結果的に貯留水位の変化を正確に表現できず、マスバランスも合わなくなる。計算に用いるC(φ)曲線は、図-2のようにφ<sub>E</sub>を境に不連続なものとなるが、これによる影響は生じない。

### 3. 降下浸潤現象に対する計算結果とその精度

前述の降下浸潤に対し、時間・空間刻みΔt、Δzを様々に変えて、演算に及ぼすこれらの影響を検討する。

まず、Crank-Nicolson法(η=0.5)により、深さ刻みをΔz=0.25cmで一定として、時間刻みΔtを7.5~0.46875秒と変えたときの10分後の水分分布を求めた結果を図-4に示す。長い時間刻みにおいては、浸潤開始直後、地表面付近の水分移動の著しい箇所、現実には起こりえない長周期の振動現象も見られたが、発散することなく時間の経過とともに収束した。

時間刻みを半減させるのに対応して、数値解はある分

布へと収束していく様子が見られる。これは、表面から1.8cm付近の深さまでは、Philipの解析解(破線)とはほぼ一致するものの、それ以上ではかけ離れた分布へと収束している。このことから、浸潤前線付近における水分量の急変を、0.25cmという深さ刻みでは的確に表現できないことを理解できる。

次に、同じくCrank-Nicolson法により、時間刻みを3.75秒で一定とし、深さ刻みを1.0~0.1cmと変えた計算結果を図-5に示す。Δzを小さくするのに応じて、深さ2cm付近における水分量の急激な変化を表現できるようにはなるものの、分布が全体に縮小してしまうため、浸潤水量の点で合わなくなっている。これは、時間刻み3.75秒が、浸潤を扱うには過大であることを物語っている。

以上のことから、計算精度を向上させるには、ΔzとΔtをともに一定の割合で小さく設定することが求められる。この観点より、図-6にΔz=1.0cm、Δt=7.5秒を起点とし、双方をΔz ∝ (Δt)<sup>2</sup>の関係を満たした

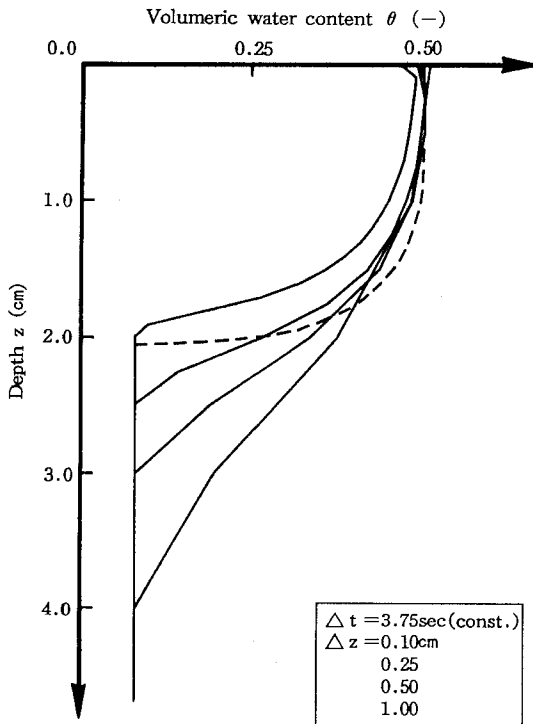


図-5 降下浸潤10分後における含水率分布の数値解(Δt=3.75 sec一定として、Δzを様々に変えた例)

Fig.5 Simulated water content during vertical infiltration as a function of depth at 10 min., for various Δz and constant Δt. Broken line is analytical solution.

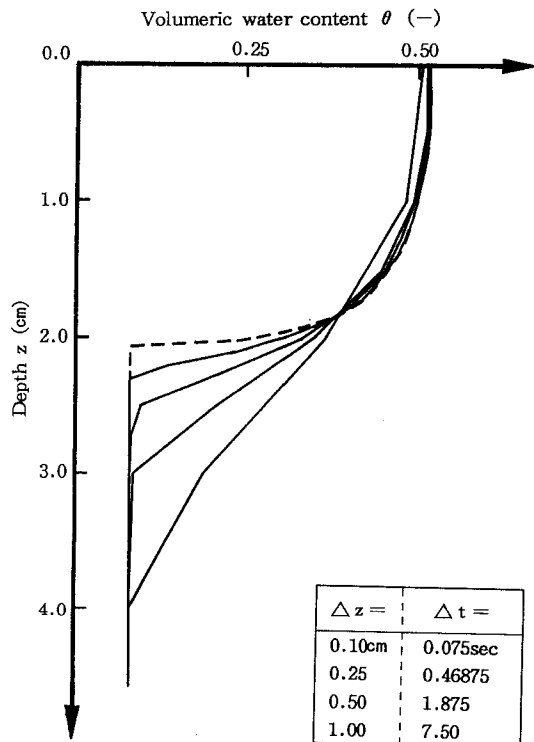


図-6 降下浸潤10分後における含水率分布の数値解(Δt ∝ Δz<sup>2</sup>に保ち、両方を変えた例)

Fig.6 Simulated water content during vertical infiltration as a function of depth at 10 min., for various sets of Δt and Δz. Broken line is analytical solution.

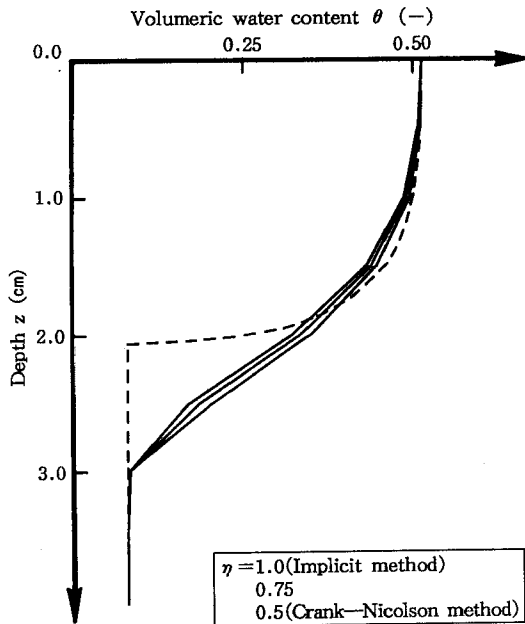


図-7 降下浸潤10分後における含水率分布の数値解 ( $\Delta t=1.875$  sec,  $\Delta z=0.5$  cmに保ち,  $\eta$ を変えた例)

Fig.7 Simulated water content during vertical infiltration as a function of depth at 10 min., for various  $\eta$  and constant  $\Delta t$  and  $\Delta z$ . Broken line is analytical solution.

がら縮減させたときの計算例を示す。 $\Delta z=1.0 \rightarrow 0.5 \rightarrow 0.25 \rightarrow 0.1$ cmと刻みを小さくするのに応じて、計算精度は飛躍的に向上するものの、 $\Delta z=0.1$ cmにおいてもなお若干の誤差が存在する。

例えば、初期固相率7.95%に対し、浸潤により増加した総水量を求め解析解と比較すれば、誤差は27.7→15.6→8.72%とはほぼ半分強の割合で減少していくが、 $\Delta z=0.1$ cm,  $\Delta t=0.075$ 秒で4.40%と依然無視できないものがある。この場合、誤差の大半は、浸潤前線付近で生じており、正確な分布を表現するためには、さらに深さ方向に細かな刻みが必要である。

降下浸潤現象については、節点を等間隔に設けるのではなく、地表面付近を密にした幾何級数的配置の方が、演算精度の高いことが知られている<sup>10)</sup>。一方、表面湛水下の浸潤が長時間に及ぶと、マサ土を想定したこの例の場合、浸潤前線は同じ形状を保ったまま、重力項に従って降下する。したがって、降下浸潤に対してこれを精度よく扱うためには、演算の稠密な間隔を地表面に固定せずに、前線とともに移動させるような工夫も必要であろう。

次に、計算時点に関する重み $\eta$ を変えて、 $\eta=0.5$ の

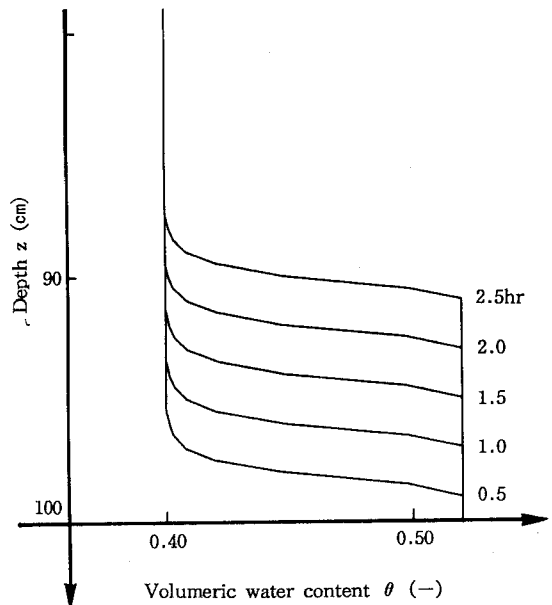


図-8 貯留による水分分布変化の数値解 ( $\Delta t=7.5$  sec,  $\Delta z=0.5$  cm,  $\eta=0.5$ ,  $C_s=10^{-6}$  cm<sup>-1</sup>)

Fig.8 Simulated water content during recharge as a function of depth at five different times.

Crank-Nicolson法,  $\eta=0.75$ , さらに1.0の陰公式について結果を比較し、図-7に示す。ここには $\Delta z=0.5$ cm,  $\Delta t=1.875$ 秒の例しか載せていないが、計算の全体を通じて、パラメータ $\eta$ の大きいほど体積含水率 $\theta$ の小さな結果がみられた。したがって、浸潤前線付近までの浅い領域では、 $\eta=0.5$  [Crank-Nicolson法]の精度が上回るが、総浸潤水量で比較した場合、 $\eta=1.0$  [陰公式]の方が逆に良く一致する。このように $\eta=0.5 \sim 1.0$ の範囲で、数値計算上決定的に有利なパラメータ値は見当たらないと判断できる。

一方、透水係数の評価方法については、上下2節点の幾何平均を用いるのがよい<sup>11)</sup>とされているが、ここでは簡単のために算術平均を採用した。 $\Delta z$ の小さな場合、両者に有意な差は生じないと考えられる。

#### 4. 貯留現象に対する計算結果とその精度

次に1mの深さに不透水層を想定し、ここに降下浸透水の貯留の生ずる場合を、空間・時間刻み $\Delta z$ ,  $\Delta t$ を種々変えながら演算する。

一例として、 $\eta=0.5$ のCrank-Nicolson法により、 $\Delta z=0.5$ cm,  $\Delta t=7.5$ 秒として、体積含水率 $\theta$ の経時

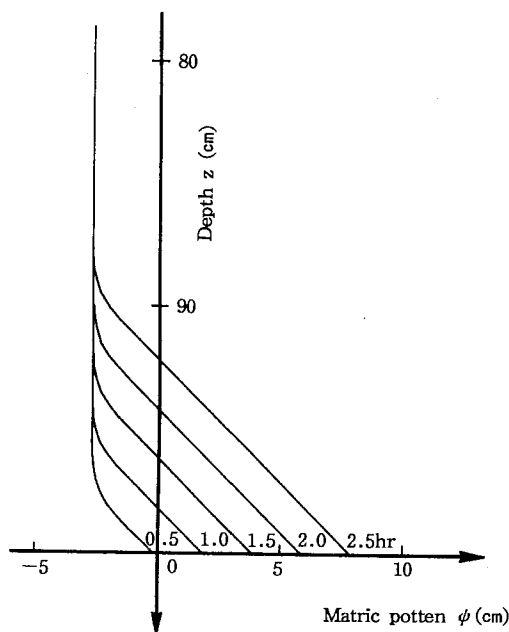


図-9 貯留によるポテンシャル分布変化の数値解  
( $\Delta t=7.5\text{sec}$ ,  $\Delta z=0.5\text{cm}$ ,  $\eta=0.5$ ,  
 $C_s=10^{-6}\text{cm}^{-1}$ )

Fig.9 Simulated matric potential during recharge as a function of depth at five different times.

的变化を計算し、30分ごとの分布として図-8に示す。初期の含水率が40%と大きいため、再分布直後の0.5時間において既に $\theta_s=52\%$ の飽和域が生じ、その後同じベースで貯留水位が上昇している。この場合、0.5cmという深さ刻みは、貯留水位付近の水分分布をなめらかに表現する上で、少々粗いものであるが、それによって水分分布の変化が経時的に損なわれてしまうというほどのものではない。

同じ計算結果をマトリックポテンシャル $\psi$ の時間変化として表したものを図-9に示す。飽和域のポテンシャルは空気侵入ポテンシャル $-1.49\text{cm}$ を上回り、傾き-1の右下がりの直線となる。さらにこれが重力項と相殺してゼロとなる。飽和域に近く、その透水係数は極めて大きい、全ポテンシャル勾配がゼロであるため、ここでの水分移動は生じない。また地下水位の上昇速度は、最下層におけるポテンシャルの変化から把握される。

一方、地下水位の3cmほど上部では、再分布後2.5時間を経過しても、依然、初期値が保たれており、その上方には含水率、ポテンシャルともに一定の領域が形成されている。ここでは、重力勾配(=1)に従って水分移動が引き起こされるものの水の出入りが均衡するために、

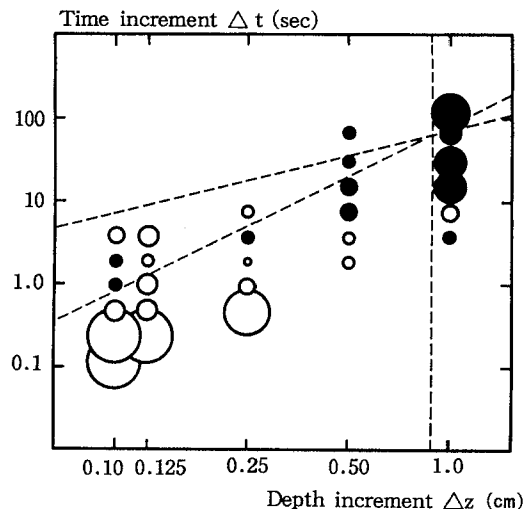


図-10 差分間隔 $\Delta t$ ,  $\Delta z$ とその貯留演算における誤差(線形反復法)

Fig.10 Sets of  $\Delta t$ ,  $\Delta z$ , used for recharge simulation, and those numerical errors. (Open circles indicate plus error to the analytical solution, closed ones minus. Broken lines correspond to stability criteria in Fig.3.)

Error = 200 100 50 30 10 0.5 0.1%



見かけ上、含水率の変化は表れないわけである。

換言するなら、最下層における貯留水位の上昇は、含水率一定の不飽和域の水分フラックスによって規定される。 $\theta=0.40$ における試料の透水係数は $K=1.336 \times 10^{-4} \text{cm/s}$ 、この重力勾配によって生ずる1時間当りのフラックスは $1.336 \times 10^{-4} \times 3600 = 0.48096 \text{cm}$ 。これが気相率 $(0.52-0.40)=0.12$ のすきまに浸潤して系を飽和させるので、貯留水位の上昇速度は $4.008 \text{cm/hr}$ と解析的に与えられる。

このことから、再分布後、0.5から2.5時間の2.0時間にあたる、最下層のポテンシャル変化を調べることにより、計算精度を検査することができる。様々な刻み $\Delta z$ ,  $\Delta t$ についてこれを行い、誤差の程度を円の大ききで表したものを図-10に示す。

数値計算に際して生ずる誤差は、打ち切り誤差(Truncation Error)と丸め誤差(Round-off Error)とに大きく分類される<sup>12)</sup>。ここで打ち切り誤差は、本来、連続的な値をとりうる微分量を、離散的な値として差分近似することによって生ずるものであり、差分間隔 $\Delta z$ ,  $\Delta t$ を小さくとれば、微量に抑えられる。降下浸潤において解析解との誤差が、 $(\Delta z)^2$ や $\Delta t$ に比例するこ

とは既にみたとうりである。

これに対し、丸め誤差は、通常の単精度演算における数値の有効桁数が7桁ほどであることから、大きさのかけ離れた数値の加減算等において、有効桁が脱落することによって生じる。これは演算刻みを小さくし、系の変化量を相対的に小さくすることによって、逆に累積しやすいものである。

以上の点から改めて図-10をみると、打ち切り誤差に由来する誤差は、 $\Delta z = 1.0\text{cm}$ ,  $\Delta t = 120\text{秒}$ の-5.39%を絶対値の最大としながら、 $\Delta z$ ,  $\Delta t$ を小さくするのに対応して漸減し、+0.1%程度に低下する。これらは概して、解析解よりも貯留水深が不足し、マイナスの値を示す傾向がうかがわれる。

さらに刻みを小さくしていくと、誤差が著しく増大し、 $\Delta z = 0.25\text{cm}$ ,  $\Delta t = 0.469\text{秒}$ で+11.3%,  $0.125\text{cm}$ ,  $0.234\text{秒}$ で24.2%,  $0.10\text{cm}$ ,  $0.234\text{秒}$ および $0.117\text{秒}$ でそれぞれ+28.1%, +26.0%と、ほとんど演算としての信頼性の損なわれるほど過大なものとなっている。これは前述の整理からも、丸め誤差の集積に起因するものと判断される。誤差増加の様子を経時的にみると、これはある時点で突如生じるものではなく、少しずつ着実に累積していくことが分かる。

ただし、丸め誤差が水分移動計算プログラムのどの行で発生しているのか、具体的には特定できない。しかし、これが差分間隔の縮小、ならびに計算回数の増大と密接な関係にあることは明らかである。今回の演算に用いた計算機は、処理速度が21MIPSと大型計算機のなかで中位の水準を有するものであるが、演算に際し、 $\Delta z$ ,  $\Delta t$ の減少に反比例して計算時間は増加し、20%を越える誤差を生じた際の実cpu時間は15分以上に達している。これに対し、0.1%前後という図中で最高の精度を示した $0.25\sim 0.50\text{cm}$ ,  $1.875\text{秒}$ の事例では、cpu時間が1分を上回ることはない。

このように下層での貯留水域を含む計算において、計算刻みを安易に縮小することは丸め誤差の集積を招き、極めて危険である。この場合は、上記のように解析解の得られる条件を想定して、予め最適の刻みを策定しておく必要がある。この点で、前に述べた降下浸潤の事例とは大きく異なっている。

#### 4. Newton法による解の安定性と精度の検討

1. 非線形方程式の解法としてのNewton法について  
前章では、水移動式のもつ非線形性、つまり係数K, Cの $\psi$ 依存性に対し、線形近似を反復することで対処し、降下浸潤については所定の精度をえたものの、下層での

降下浸透水の貯留計算においては、深刻な誤差の発生を招きかねないことを明らかにした。ここでは、非線形方程式の解法の代表的なものの一つであるNewton法を取り上げ、その適用事例を検討する。

節点*i*における水分量の時間変化を表す差分式(2)を移項し、マスバランス $F_i$ として表現すれば、次のようになる。

$$F_i = \bar{C}_i \frac{\bar{\psi}_i' - \bar{\psi}_i}{\Delta t} - \bar{K}_{i+1,i} \left[ \frac{\bar{\psi}_{i+1} - \bar{\psi}_i}{\Delta z} - 1 \right] \frac{1}{\Delta z} + \bar{K}_{i,i-1} \left[ \frac{\bar{\psi}_i - \bar{\psi}_{i-1}}{\Delta z} - 1 \right] \frac{1}{\Delta z} = 0 \quad \dots(13)$$

Newton法は $\bar{F}(\bar{\psi}) = 0$ を満たす $\bar{\psi}$ を求めるにあたり、ある最新の近似値 $\bar{\psi}^k$ をもとに、次の近似値 $\bar{\psi}^{k+1}$ を次式から得るものである。

$$\bar{\psi}^{k+1} = \bar{\psi}^k - J^{-1}(\bar{\psi}^k) \cdot \bar{F}(\bar{\psi}^k) \quad \dots(14)$$

ここで、 $\bar{\psi}$ ,  $\bar{F}$ は*i* = 1 ~ *N*のベクトルであり、*J*は次のように、 $\bar{F}$ のJacobi行列である。

$$J \equiv \begin{bmatrix} \frac{\partial F_1}{\partial \psi_1} & \frac{\partial F_1}{\partial \psi_2} & \dots & \frac{\partial F_1}{\partial \psi_i} & \dots & \frac{\partial F_1}{\partial \psi_N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial F_i}{\partial \psi_1} & \frac{\partial F_i}{\partial \psi_2} & \dots & \frac{\partial F_i}{\partial \psi_i} & \dots & \frac{\partial F_i}{\partial \psi_N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial F_N}{\partial \psi_1} & \frac{\partial F_N}{\partial \psi_2} & \dots & \frac{\partial F_N}{\partial \psi_i} & \dots & \frac{\partial F_N}{\partial \psi_N} \end{bmatrix} \quad \dots\dots (15)$$

$\bar{F}(\bar{\psi})$ がなめらかな連続関数であれば、1変数の場合を図-11に模式的に示すように、2~4回程度の反復近

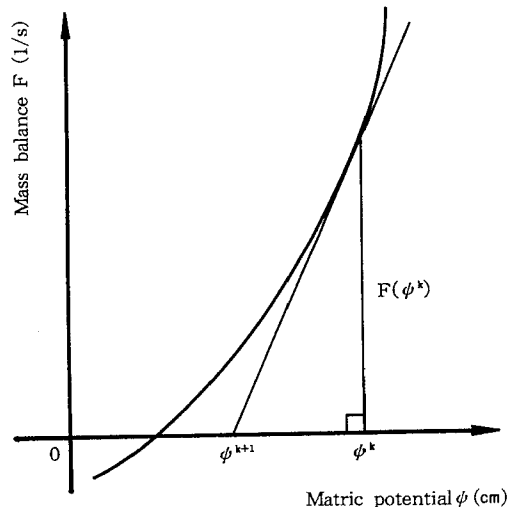


図-11 Newton法の模式図

Fig. 11 Diagram of the Newton iterative method.

似てFの値が極微小値となり、次時点の解 $\psi'$ が得られる。

以上の解法を、今回の2つの計算事例に適用するにあたり、計算時点の重み $\eta$ は、簡単のために $\eta = 1$ の完全陰公式を採用する。これは線形反復法において、 $\eta = 0.5 \sim 1.0$ の範囲で $\eta$ を変えても、有意な差が見られなかったことによる。また上・下端におけるマスバランスの計算( $F_i, F_N$ )に際し、計算の対象外に存在する節点( $i = 0$ )と( $i = N+1$ )に関する項は予め省いて扱う。

さらに行列Jの要素、例えば $\partial F_i / \partial \psi_i$ の計算において、 $C_i, K_i$ を $\psi_i$ で偏微分するとき、これは(8)、(9)式より次のように $\psi_i$ を分母に含む形で求められる。

$$\frac{\partial K_i}{\partial \psi_i} = K_i \left( \frac{-3.34}{\psi_i} \right) \quad \dots(16)$$

$$\frac{\partial C_i}{\partial \psi_i} = C_i \left( -\frac{1}{\psi_i} \right) \quad \dots(17)$$

ただし、以上の関係は不飽和においてのみ成立するものである。飽和領域においては、図-1、2より明らかなように、両者にゼロに近い微小な正の一定値を与えることが必要である。

このとき $\partial F_i / \partial \psi_i$ の要素には、次の項だけが残る。

$$\frac{\partial F_i}{\partial \psi_i} = (\bar{K}_{i+1, i} + \bar{K}_{i, i-1}) \cdot \frac{1}{(\Delta z)^2} \quad \dots(18)$$

したがって、飽和状態にあっても、行列Jの対角要素は微小ではあるものの一定な正の値をもち、ゼロとはならない。このように $\partial F_i / \partial \psi_i$ を $\psi_i$ の関数として大まかに把握することにより、 $F(\psi)$ の関係を1変数の場合について、図-12に模式的に表すことができる。

これをみると $\psi$ が増加し、飽和に近づくにつれ( $\psi \rightarrow \psi_s$ )、Fの値は著しく増大する。そして空気侵入圧 $\psi_a$ において変曲点をもつ。さらに、系が飽和状態にあり、図のように $F(\psi) = 0$ が正圧の解を有する場合には、1回の修正によって解は収束する。ただし傾きが小さいため収束までの変化量は大きい。これに対し、不飽和状態にあっては $F(\psi)$ 曲線の勾配が急であるため、収束に至るまでの反復回数は1回で済まないものの、変化量は小さいことが推測される。

2. 線形反復法との比較・検討

これらの事項をふまえながら、線形反復法と同じ2つの事例に対して演算を行ない、比較を試みた。まず、降下浸潤に対してNewton法を適用した場合、計算の安定性、精度、収束の速さ(計算時間)などの点で、特に有意な差は見いだされなかった。

一方、下層1mにおける貯留現象に対してもこれを適

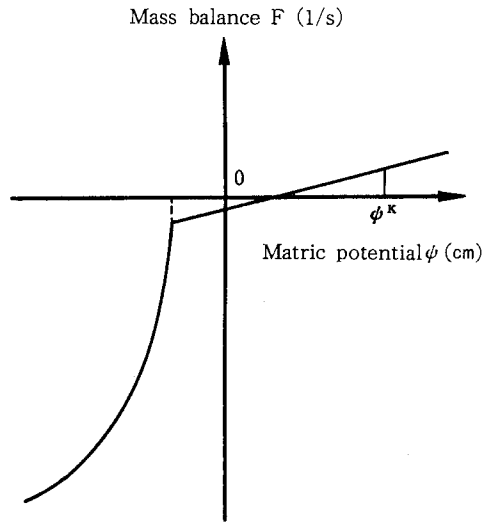


図-12 飽和域を含む場合のマスバランスとマトリックポテンシャルの関係

Fig. 12 Illustration of mass balance as a function of matric potential, including saturated zone.

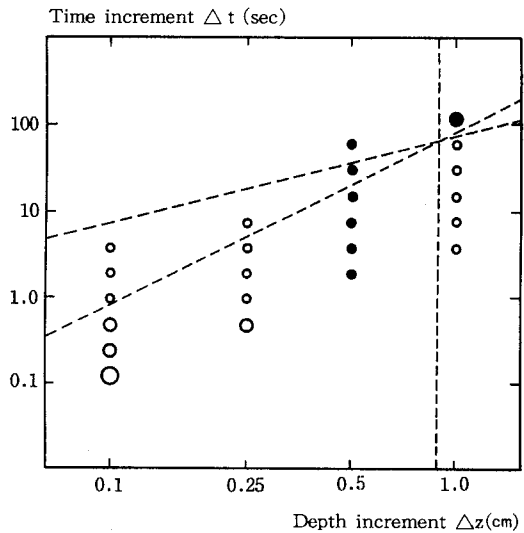


図-13 差分間隔 $\Delta t, \Delta z$ とその貯留演算における誤差(Newton法)

Fig. 13 Sets of  $\Delta t, \Delta z$ , used for recharge simulation, and those numerical errors. (Open circles indicate plus error to the analytical solution, closed ones minus. Broken lines correspond to stability criteria in Fig. 3. Error scale is the same as in Fig. 10)

用し、再分布開始後0.5→2.5の2時間にわたる貯留水位変化より求めた計算精度を、先の図-10と同じ表記法を用いて図-13に示す。差分刻み、特に時間刻みを小さくするのに応じて誤差が減少するものの、小さくとりすぎると逆に誤差増加を招くという傾向は、線形反復法と同様である。

しかしながら、誤差の絶対値はNewton法はるかに小さな値を与えている。例えば  $\Delta t = 0.9375 \sim 60.0$  秒の範囲で、誤差が0.1%を上回ることはない。そして、 $\Delta z = 0.5$  cmで一定として求めた  $\Delta t$  の異なる6点の誤差の平均値は0.033%、 $\Delta t = 3.75$  秒で一定の4点の平均では0.027%と、線形反復法におけるそれぞれの値、0.356%、0.462%と比べて、圧倒的に小さな値を誇っている。

また線形反復法では、差分刻みを小さくするのに応じて、計算時間が増加し、実計算時間が15分を越える場合には、丸め誤差が発生し、これは20%以上にも達した。Newton法においても、収束に至るまでの計算回数は線形反復法と同程度であるため、計算に要する時間に特徴的な差は見いだせない。しかしながら丸め誤差の集積は低く抑えられ、図中の最大でも0.92% (0.1cm, 0.117秒) にすぎない。

このように飽和域を含む下層の水分移動解析にNewton法を適用することは、計算時間の縮減には直接つながらないものの、線形反復法よりも安定的でかつ精度の高い演算を保証するものといえる。この場合、誤差が0.01%という極小の値に収まったのは、 $\Delta z = 1.0$  cm、 $\Delta t = 60 \sim 7.5$  秒の範囲である。

解の安定性と正解性が満たされるならば、その中で最も計算効率の優れた、つまり計算時間の最小で済むものを選択すべきである。したがってこの例では、 $\Delta z = 1.0$  cm、 $\Delta t = 60$  秒が最適の計算刻みとなる。ただし先にみたように、これは降下浸潤現象に対して、きわめて不正確な分布しか与えないものである。したがって、計算の対象と土の特性に応じて、土層の深さ・含水率ごとに最適の計算刻みを、正解性と計算効率の両面から求めることが必要である。

### 3. 降下浸潤、蒸発、再分布、貯留の計算

ここまで解析解の明らかなものと計算値を比較するために、表層からの降下浸潤と下層での貯留を全く別個に扱ってきた。しかし現実には、降雨による浸潤に引続き、蒸発・再分布・貯留などの現象が不可分な一連のプロセスとして生じている。ここでは2mの土層について、表層の飽和浸潤1時間後、表面のマトリックポテンシャルを-100cmで一定に保ち、24時間後まで計算した事例に

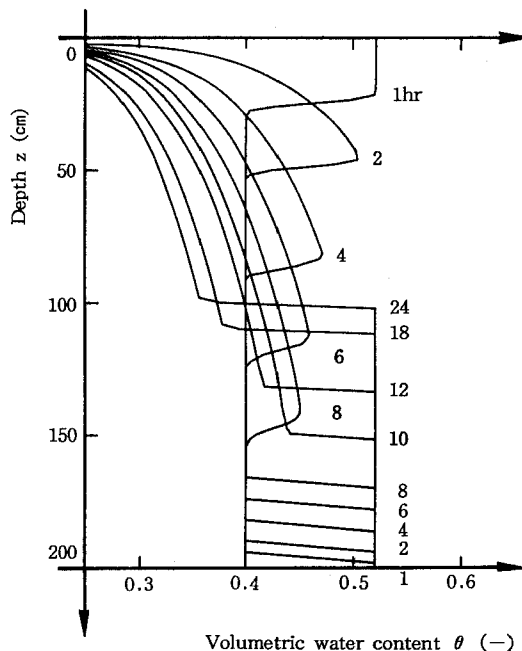


図-14 浸潤後の乾燥、再分布、貯留に伴う水分分布変化の数値解 (Newton法,  $\Delta t = 15$  sec,  $\Delta z = 1.0$  cm)

Fig. 14 Simulated water content profiles during evaporation, redistribution and recharge after infiltration.

ついて検討する。

計算は図-13に示すような  $\Delta z$  と  $\Delta t$  の組み合わせについて行なった。このうち時間刻み  $\Delta t$  を30秒より大きく設定した場合、浸潤から1時間後、表面境界条件を蒸発側に切り替える際に、計算が不安定となり、上向きの過大な水分フラックスにより、浸潤した水分量以上の水が表面から損なわれるという計算結果を得た。

これは浸潤終了後、表面の水分ポテンシャルを瞬間的に-100cmまで減少させているためであり、現実には起こり得ない仮想的な状況である。しかし、浸潤後の一連の現象に対する計算の安定性を検討するために、これをあえて設定した。このとき、 $\Delta z = 1.0$  cm、 $\Delta t = 480$  秒という粗い差分刻みにおいては、逆に計算の安定化する例もみられたが、正解性の点で不満を残すものとなった。

そこで、 $\Delta z = 1.0$  cmと一定に保ちながら、 $\Delta t$  を半減させたとき、初めて安定な演算結果の得られた  $\Delta t = 15$  秒の例を図-14に示す。1時間にわたって浸潤した水分量が、明瞭な前線部分を保ちながらほぼ定速で降下し、10時間後に深さ152cmの地下水水位に到達している。浸潤水分の通過した深さでは、乾燥した表面 ( $\theta = 7.95\%$ )

に吸い上げられる形で、着実に水分が減少していく。

一方、最下層では、浸潤直後から貯留が始まり、一定の速さで水位が上昇する。そして浸潤水分の到達する前後（8～12時間）に最も多く上昇し、それ以降、上昇速度は漸減しながら平衡状態へと向かう。先の例と同様に、初期含水率 $\theta = 40\%$ で一定の層が存在し、水位の上昇速度も一定と保たれる1～8時間の水位変化より、計算誤差を求めると $-0.0345\%$ となる。これは先の深さ1mの土層の例と比較しても、ほぼ同程度の値と評価できる。

図-14の24時間にわたるシミュレーションに要する実cpu時間は31.4秒であった。この計算刻み（ $\Delta z = 1.0$  cm,  $\Delta t = 15$ 秒）をとともに半減させて演算を試みる時、演算精度は一定程度向上するものの、他方でcpu時間は約4倍に増加する。

図-14の事例は蒸発・再分布というプロセスを経るため、全過程にわたる計算精度を、解析解との比較から定量的に求めることはできない。あくまでも水分分布のプロットによる定性的な比較にとどまるが、 $\Delta z$ 、 $\Delta t$ をこれ以上縮減しても、図-14より正確性が飛躍的に改善される傾向は見当らない。その点で、 $\Delta z = 1.0$ cm,  $\Delta t = 15$ 秒という刻みは、マサ土中の水の再分布と貯留というプロセスを、安定的にかつ正確性と効率性のバランスを保ちながら計算をすすめるのに適した条件といえる。

以上のように、土中の水分移動解析に関してNewton法を適用することは、浸潤現象については線形反復法と変わらない結果を示すものの、その後の乾燥、再分布、排水（貯留）には、線形反復法よりもはるかに安定で精度のよい演算を保証するものである。

## 5. おわりに

ここまで、表面からの降下浸潤現象と下層での貯留現象に対し、線形反復法とNewton法を用いて、差分法により数値計算を行なってきた。ここではこれまでの検討結果を改めて整理したい。

まず降下浸潤に関しては、線形反復法、Newton法のいずれも誤差が大きく、これは計算刻みを小さくしてもあまり減少しなかった。また両計算方法に本質的な精度の違いは認められない。いずれにしても、これらの誤差のほとんどは浸潤開始直後に生じており、前線付近の含水率の急激かつ瞬間的な変化を数値計算によって正確に表現することが難しいことを表している。

一方で、下層における貯留現象に関しては、線形反復法により差分刻みを安易に小さくした際、丸め誤差が累積し、事実上、数値計算としての意味をなさない事例も

見られた。この誤差集積が線形反復法のアルゴリズムに本質的に起因するものであるか、マサ土を対象とする実験式、計算条件から偶々派生したものであるのか、今回、十分には追求できなかった。

他方で、飽和領域を含む貯留現象については、Newton法の優位性が如実に示された。ただしNewton法を用いる場合、(13)式で表されるマスパランス $F_i$ の $\phi_{i-1}$ 、 $\phi_i$ 、 $\phi_{i+1}$ に関する偏微分を求め、(15)式のJacobi行列を予め定めておく必要がある。これはいさか面倒な手続きである。その点で、線形反復法は簡潔かつ理解しやすいという利点を備えている。いずれにしても、飽和領域を含む事例に線形反復法を採用するときは、計算精度と効率性の両面から最適の差分刻み値を予め求めておく必要がある。

土中の水分移動解析は、近年、大型計算機を用いて、その対象を二次元から三次元へと広げながら、しかも複雑な斜面形状や不均質土層、さらにはヒステリシスを考慮に入れたものまで広く展開されてきている。この場合、計算値の精度、再現性の良否を実測値との比較により検討することは困難であり、まして解析解を求めてこれを行なうことは不可能である。

このような観点から、本研究において行なった、解析解の明らかな2つの一次元水分移動現象に関する数値解の安定性と精度のチェックは、重要な意義をもつものと思われる。すなわち、二次元、三次元の複雑な境界条件を有する解析であっても、その計算スキームの適否と差分間隔の最適値を事前に策定するには、先ず一次元問題に立ち返り、線形反復法とNewton法の長短も考慮に入れながら検討を加える必要がある。

三次元の解析をすすめる過程で、土の水分状態とそこに引き起こされる水分フラックスを把握し、その多少に応じて $\Delta t$ と $\Delta x$ 、 $\Delta y$ 、 $\Delta z$ の関係を、計算効率の点も考慮しながら随時調整し、全体的な演算誤差を定量的に評価しうるようなプログラムの開発が、今後の課題として残されているといえるだろう。

おわりに、本研究をすすめるに当たり、岩手大学農業土木システム学研究室の専攻生諸君の多大なる協力を得た。ここに記して謝意を表する。なお計算には、岩手大学情報処理センターのHITAC M680/160Eを用い、単精度演算にて処理した。

## 引用文献

- 1) Campbell, G.S. : Soil physics with BASIC, pp. 73~97, Elsevier (1985)
- 2) Syring, K.M. and K.C. Kersebaum : Simulation

- of the one-dimensional water transport, pp. 30~46, In: J. Richter (ed.) Models for processes in the soil, Catena (1990)
- 3) Hanks, R. J. : Infiltration and redistribution, pp. 181~204, In: R. J. Hanks et al. (ed.) Modeling plant and soil systems, Amer. Soc. of Agron. Monograph 31 (1991)
  - 4) Skaggs, R. W. : Drainage, pp. 205~243, In R. J. Hanks et al. (ed.) Modeling plant and soil systems, Amer. Soc. of Agron. Monograph 31 (1991)
  - 5) 登坂宣好・大西和榮 : 偏微分方程式の数値シミュレーション, pp. 158~161, 東京大学出版会 (1991)
  - 6) Van Genuchten, M. Th. : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J., 44, pp. 892~898 (1980)
  - 7) 宮崎毅 : 斜面中の水移動, 土壌の物理性, 49, pp. 40~47 (1984)
  - 8) Philip, J. R. : Theory of infiltration, pp. 216~291, In: V. T. Chow (ed.) Advances in hydro-science, vol. 5, Academic Press (1969)
  - 9) Huyakorn, P. S. and G. F. Pinder : Computational methods in subsurface flow, (赤井(監訳), 地下水解析の基礎と応用, 下巻, pp. 403~419, 現代工学社, (1988) )
  - 10) 前掲1) のpp. 89~90
  - 11) Haverkamp, R. and M. Vauclin : A note on estimating finite interblock hydraulic conductivity values for transient unsaturated flow problems, Water Resour. Res., 15, pp. 180~187 (1979)
  - 12) 伊理正夫・藤野和建 : 数値計算の常識, pp. 52~58, 共立出版 (1985)

(受稿年月日 1993年6月18日)



## Original

## Potassium Status and Release Characteristics of Twelve Floodplain Soils of Bangladesh.

Khan, H.R., Chowdhury, M.S., Elahi, S.F., Hussain, M.S. and Adachi, T\*

Department of Soil Science, University of Dhaka-1000, Bangladesh.

\* Faculty of Agriculture, Okayama University, Okayama-700, Japan.

## ABSTRACT

An introductory investigation on soil conditions in relation to K status and release characteristics of twelve soils reveal that the physical and chemical properties of the studied soils varied considerably with the variation of soil parent material, hydrology and climatic conditions. The texture of the soils varied from sandy to clay, organic matter content was rather low (6.9–19.8 g kg<sup>-1</sup>). Except for Sara soil, the pH(1:1, water) of the soils ranged between 4.7 and 5.3, indicating that the soils are acidic. Sara soil contained about 60 g kg<sup>-1</sup> CaCO<sub>3</sub> and had an alkaline pH(8.2). Among the twelve soils, seven soils had exchangeable K<sup>+</sup> of more than 0.20 cmol(+)kg<sup>-1</sup>, which can be considered as the critical level of K for these soils. The exchangeable K<sup>+</sup>/exchangeable Mg<sup>2+</sup> ratio of the soils varied from 0.05 to 0.14. The structural K was about 93 to 99% of the total K, while exchangeable(0.26–1.02%) and non-exchangeable (1.07–8.33%) K comprised a small percentage of the total K. Non-exchangeable K in the soils determined by 0.7M H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> and 1M HNO<sub>3</sub> methods varied from 0.11 to 3.26 and 0.44 to 3.94 cmol(+)kg<sup>-1</sup>, respectively.

Rate of release of K from the soils was very high in the first extraction by both the 1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub> (1.02–3.07 mmol kg<sup>-1</sup>) and 0.3M NaCl(0.90–2.47 mmol kg<sup>-1</sup>) solutions. With 1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub>, the release of K was drastically reduced on the second day and virtually stopped on the third day of extraction. With 0.3M NaCl extraction, the rate of release of K was reduced gradually and even on the 11th day of extraction the release of K was considerable. Only K released with 0.3M NaCl showed a significant positive (r=0.70\*\*) correlation with the non-exchangeable K.

**Key words** : acidic soils, critical level of soil K, exchangeable and non-exchangeable K, exchangeable K<sup>+</sup> /exchangeable Mg<sup>2+</sup> ratio, release of soil K.

## INTRODUCTION

The role of K in soils is prodigious. This prodigy mainly depends on the dynamic nature of different forms of soil K under various soil conditions. Soil K can be divided into solution, exchangeable, non-exchangeable, fixed and structural K<sup>33</sup>. Literature providing information about different forms of soil K in the tropics and subtropics is not very abundant and very much scanty in the developing countries of South-east Asia. Moreover, most of the literatures have dealt only with the available fraction, which, by and large, has considered to be the exchangeable K<sup>+</sup>, but non-exchangeable K content has not

been emphasized<sup>21</sup>. The importance of non-exchangeable K in relation to K release characteristics is even greater<sup>3</sup> than indicated by the previous investigations<sup>2,14,27</sup>. Moreover, the rate at which non-exchangeable K is released from soil minerals has been found to be important in assessing the degree to which K is supplied to the soil solution or growing plants<sup>21,35</sup>. The K<sup>+</sup> removed by plants exceeded the initial exchangeable K<sup>+</sup> levels by considerable amounts<sup>10</sup>. In soils containing little amount of non-exchangeable K, the exchangeable K<sup>+</sup> may be the predominant phase with respect to availability. Conversely, many soils of temperate regions contain little K<sup>+</sup> in the exchange phase, and

Table 1 Soil series name with location, hydrological and climatic conditions of the study area.

Parent material <sup>a</sup>	Soil Series	Hydrological condition <sup>b</sup>	Location	Rainfall <sup>c</sup> (mm)	Drought condition <sup>d</sup>
Pleistocene— Terrace (Madhupur clay)	1. Belabo	Well drained highland	Andharkota, Mitha— pukur, Rangpur.	2500	Slight
	2. Amnura	Poorly drained highland	Gagusu, Tanore, Rajshahi.	1500	Very Severe
	3. Lauta	Deeply flooded land	Pakuria, Singra, Natore.	1700	Severe
	4. Ekdala	Poorly drained highland	Eankai, Dhupchan— cia, Bogra.	1800	Severe
Tista Alluvium	5. Domar	Well drained highland	Kaniakhata, Nilphamari.	2600	Slight
	6. Gangachara	Poorly drained highland	Kismat Parul, Pir— gachha, Rangpur.	2500	Slight
	7. Kaunia	Shallowly flooded land	Gorai, Ulipur, Kurigram.	3000	Slight
	8. Farabari	Shallowly flooded land	Gobindapur, Gaibandha.	2500	Slight
	9. Laskara	Shallowly flooded land	Nilkantapur, Gabin— daganj, Gaibandha.	2500	Slight
	10. Uttargaon	Deeply flooded land	Aguniatair, Sona— tala, Bogra.	1800	Severe
Ganges— Alluvium Old Himalayan— Piedmont Alluvial Plain	11. Sara	Well drain highland	Haldigachi, Char— ghat, Rajshahi.	1500	Very Severe
	12. Baliadangi	Poorly drained highland	Bara Balia, Thakurgaon.	2300	Less Moderate

Source : <sup>a</sup> FAO—UNDP<sup>(2)</sup>, <sup>b</sup> Master Plan Organization (MPO) report<sup>(2)</sup>; and Land and Soil Resources Utilization Guide<sup>(3)</sup>, <sup>c</sup> Karim, et al. <sup>(10)</sup>.

K availability depends on transformation from the non-exchangeable forms to replenish the exchangeable or solution phases upon depletion<sup>(9)</sup>. The K-supplying power of a soil depends not only on content and kind of K-bearing minerals in the soil but also on the rate at which structural and fixed K becomes available to plants<sup>(2)</sup>. Moreover, the sequence of the rates of K release varies with the release mechanisms<sup>(2)</sup>. Therefore, the nature of K reserves and rate of K release are very important to study potash chemistry of the soils in relation to crop response.

Accordingly, we considered some K problem soils in the semi-arid regions of Bangladesh where K fertility and fertilizers do not respond well. The present study is therefore, an introductory investigation on the physico-chemical conditions of the soils with respect to K chemistry, and on the K release characteristics of the soils as assessed by using different analytical techniques.

## MATERIALS AND METHODS

Study site :

The study area is located between latitude 1377.1

rad or 24°2' N and longitude 5107.3 rad or 89°8' E. The site selection was made on the basis of different parent material and hydrological conditions of the soils (Table 1).

Climate : On the basis of the distribution of temperature over the year, the study area has two distinct seasons — the cool and the warm. Mean annual temperature (MAT) of the area is 25.3°C<sup>(2)</sup>. The mean winter (December to February) and mean summer (April to July) temperatures are 19.0 and 28.8°C, respectively. The summer maxima of the study area ranges from 33 to 36°C in April and the minimum temperature of 6°C is reached in January. Temperature regime can, therefore, be classed<sup>(11)</sup> as hyperthermic (MAT = >22.5°C).

The mean annual rainfall over the entire country is about 2300mm<sup>(2)</sup>. The distribution of total annual rainfall in the study areas vary considerably and ranges between 1500 and 3000mm (Table 1). In the recent years, drought have been so severe in April and May that rainfed agriculture has been severely affected and signs of desertification has become apparent. The study area can be classified into 4 categories (Table 1) on the basis of drought

conditions<sup>18)</sup>.

The mean annual evaporation of the study area is about 1280mm<sup>20)</sup>. Total annual evaporation is smaller than total annual rainfall but the evaporation exceeds rainfall during the dry seasons. Therefore, the existence of seasonal moisture surplus and deficit is prominent<sup>17)</sup>.

Soil samples : A laboratory experiment was conducted using 12 floodplain soils obtained from semi-arid regions of Bangladesh during 1990-91. Bulk soil samples (0-15cm depth) of Belabo, Domar, Gangachara, Kaunia, Baliadangi, Farabari, Laskara, Amnura, Lauta, Sara, Ekdala and Uttargaon series were collected for these studies. Sampling occurred in areas in which no K fertilizer had been applied for at least one year. The samples were air-dried and gently crushed to pass a 2.0mm sieve and sub-samples were obtained by passing through 1.0 and 0.25mm sieves as required.

After treatment with 30% H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, particle size distribution was determined by the pipette method<sup>9)</sup>. Moisture at field capacity was determined by gravimetric method after oven drying at 105°C<sup>9)</sup>. Organic matter content was determined by wet combustion with K<sub>2</sub>Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub><sup>24)</sup>. Soil pH was measured for 1:1 suspension of air-dried soils in water, 1M KCl and 0.01M CaCl<sub>2</sub> using a Corning pH meter Model 7<sup>16)</sup>. Cation exchange capacity (CEC) was determined by saturation with 1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub> (pH 7.0), ethanol washing, NH<sub>4</sub><sup>+</sup> displacement with acidified 10% NaCl solution, and subsequent analysis by steam (Kjeldahl method) distillation<sup>6)</sup>. Exchangeable

Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup> were extracted with 1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub> at pH 7.0. The modified BaCl<sub>2</sub>-triethanolamine method<sup>26)</sup> was used for the determination of exchangeable H<sup>+</sup>.

Several availability indexes were used to evaluate the K status of these soils : exchangeable K by 1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub> buffered at pH 7.0<sup>6)</sup>; non-exchangeable K by 0.7M H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> and hot 1M HNO<sub>3</sub><sup>19)</sup>, and total K by HF digestion<sup>9)</sup>. Structural K contents were estimated by subtracting the 0.7M H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> and 1M HNO<sub>3</sub> extractable K from total K. The rate of release of K from soils were determined by using two (method I and II) methods<sup>15)</sup>. In method I, triplicate 2.5 g portions of each soil (≤2mm sieved) were placed in 50cm<sup>3</sup> centrifuge tubes and 25ml of 1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub> (pH 7.0) was added. The stoppered tubes were shaken for 24 hours and centrifuged. The supernatant liquids were analyzed for K. In method II, triplicate 5g portions of each soil were suspended in 50 ml of 0.3M NaCl in centrifuge tubes and supernatants were collected. The processes (Methods I and II) were repeated with the same soil for about 30 days till a plateau of K was reached.

## RESULTS AND DISCUSSION

### Soil Characteristics :

The physical parameters along with chemical and mineralogical characteristics are the most obvious criteria to recognize and use the soils for soil-plant-water relationship. Sand and clay fractions of the soils ranged from 24 to 63 and 17

Table 2 Physical and chemical properties of the studied soils (size = <2mm, depth= 0-15cm) on oven dry basis.

Soil Series	Particle size*(%)			Textural Class*	Field capacity (kg kg <sup>-1</sup> )	Soil pH (1:1)			Organic matter <-(g kg <sup>-1</sup> )->	Total N	C/N ratio
	Sand	Silt	Clay			H <sub>2</sub> O	1M KCl	0.01M CaCl <sub>2</sub>			
Belabo	48	32	20	Loam	0.24	4.9	4.1	4.0	7.4	0.6	7.2
Domar	63	20	17	Sandy loam	0.32	4.8	4.0	3.7	8.8	0.7	7.3
Gangachara	43	37	20	Loam	0.39	5.0	4.2	4.1	9.6	0.9	6.3
Kaunia	32	35	33	Clay loam	0.38	53.0	4.6	4.4	10.8	0.7	9.0
Baliadangi	53	24	23	Sandy clay	0.26	4.7	4.0	3.7	10.8	0.8	7.9
Farabari	24	41	35	Clay loam	0.42	4.9	4.1	3.9	11.7	0.9	7.6
Laskara	28	27	45	Clay	0.26	5.2	4.1	3.8	18.4	1.5	7.1
Amnura	38	33	29	Clay loam	0.35	5.3	3.9	3.8	6.9	0.6	6.7
Lauta	26	23	51	Clay	0.35	5.3	4.0	4.0	12.4	0.8	9.0
Sara	56	25	19	Sandy loam	0.29	8.2	7.4	7.0	6.5	0.3	12.7
Ekdala	40	35	25	Loam	0.32	4.9	4.1	4.0	19.8	1.1	10.5
Uttargaon	25	38	37	Clay	0.31	5.1	4.1	4.2	10.8	1.0	6.3

\* Particle size and textural class according to the international system.

Table 3 Cation exchange capacity, exchangeable cations and potassium status of the studied soils.

Soil Series	CEC	Exchangeable bases				Total bases	Exch. H <sup>+</sup>	Base saturation (%)
		Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>			
cmol(+)kg <sup>-1</sup>								
Belabo	10.0	0.28	0.24	2.48	1.70	4.70	5.30	47.0
Domar	10.2	0.53	0.19	2.02	2.80	5.54	5.66	54.5
Gangachara	12.2	0.54	0.18	4.31	3.17	8.20	4.00	67.2
Kaunia	12.8	1.16	0.18	5.72	2.74	9.80	3.00	76.6
Baliadangi	11.6	0.34	0.18	2.42	2.12	5.06	8.54	44.0
Farabari	14.9	0.50	0.20	5.08	3.22	9.00	5.90	60.4
Laskara	17.5	0.37	0.46	5.38	3.43	9.64	7.86	55.1
Amnura	13.7	0.29	0.18	5.70	3.14	9.30	4.40	67.9
Lauta	24.9	0.44	0.43	11.0	5.03	15.6	9.33	62.5
Sara	14.7	0.29	0.25	10.9	3.17	14.6	0.00	98.8
Ekdala	13.9	0.46	0.28	5.07	2.13	7.94	5.96	57.1
Uttargaon	17.3	0.47	0.20	7.25	4.32	12.2	5.06	70.7

.....continued

Table 3 Continued.

Soil Series	*Exch. K/ <sup>b</sup> Non-exch. K ratio	*Exch. K percentage <sup>c</sup>		Exch. K <sup>+</sup> /Exch. Mg <sup>2+</sup> ratio
		←	→	
Belabo	0.44	0.57	1.30	0.14
Domar	0.05	0.40	8.33	0.07
Gangachara	0.05	0.27	5.56	0.06
Kaunia	0.10	0.26	2.65	0.07
Baliadangi	0.22	0.26	1.20	0.08
Farabari	0.13	0.27	1.99	0.06
Laskara	0.26	0.60	2.29	0.13
Amnura	0.40	0.43	1.07	0.06
Lauta	0.90	1.02	1.14	0.09
Sara	0.14	0.44	2.99	0.08
Ekdala	0.64	0.71	1.12	0.13
Uttargaon	0.13	0.27	2.18	0.05

\*Exchangeable K by 1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub>. <sup>b</sup>Non-exchangeable K by hot 1M HNO<sub>3</sub>. <sup>c</sup>Percentage of the total K.

to 51%, respectively (Table 2). The texture of the soils ranged from sandy loam to clay. Five textural classes were recognized within the soils, such as sandy loam (Domar and Sara soils), sandy clay (Baliadangi soil), loam (Ekdala, Gangachara and Belabo soils), Clay loam (Uttargaon, Amnura and Kaunia soils), and clay (Lauta and Laskara soils). The field capacity of the soils ranged from 0.24–0.42 kg kg<sup>-1</sup>.

The pH(H<sub>2</sub>O) ranged from 4.7 to 5.3 (Table 2) except for Sara soil, indicating that the soils are acidic. Only Sara had alkaline pH (pH 8.2) and contained about 60 g kg<sup>-1</sup> CaCO<sub>3</sub>. When pH was determined in 1M KCl and 0.01M CaCl<sub>2</sub>, there was a drop in pH in all the soils, and the drop of pH was large in all the soils with 0.01M CaCl<sub>2</sub> solution.

Organic matter content in the soils was rather low, ranging from 6.9 to 19.8 g kg<sup>-1</sup> (Table 2). Only

Ekdala and Laskara soils had about 20 g kg<sup>-1</sup> organic matter, and Uttargaon, Lauta, Farabari, Baliadangi and Kaunia soils had about 10 g kg<sup>-1</sup> organic matter. The rest soils had less than 10 g kg<sup>-1</sup> organic matter. Total nitrogen content was low as in the case of organic matter and ranged from 0.3 to 1.5 g kg<sup>-1</sup>. The optimum (about 10) carbon-nitrogen (C/N) ratio was found only with Ekdala soil and the other soils had C/N ratio below the this level (Table 2).

The cation exchange capacity of the soils ranged from 10 to 18 cmol(+)kg<sup>-1</sup> (Table 3), except for Lauta soil (25 cmol(+)kg<sup>-1</sup>). A positive correlation was obtained between CEC and organic matter ( $r=0.34^*$ ), and between CEC and clay contents ( $r=0.87^{**}$ ). The content of exchangeable Na<sup>+</sup> varied from 0.28 to 0.54 cmol(+)kg<sup>-1</sup>, except for Kaunia soil which contained 1.16 cmol(+)kg<sup>-1</sup>.

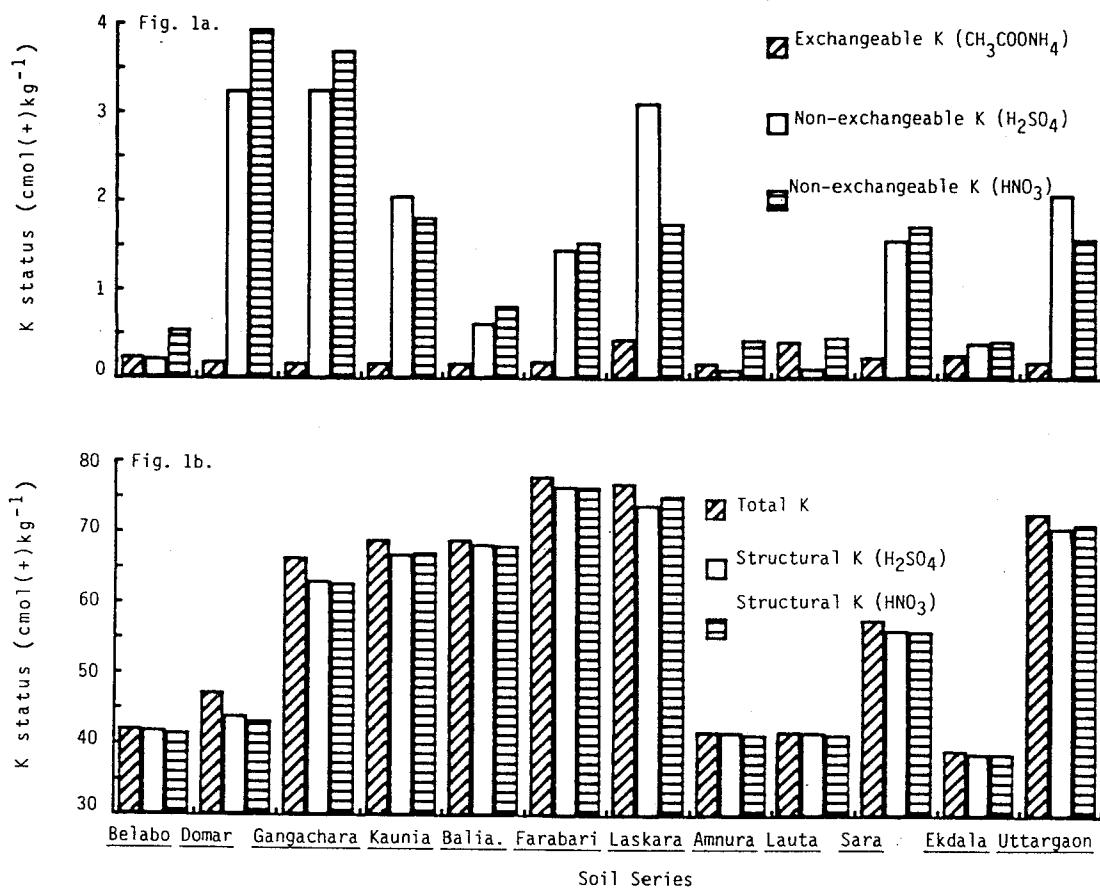


Fig.1 Exchangeable and non-exchangeable K (a), total and structural K (b) status of the studied soils.

Exchangeable K<sup>+</sup> contents of the soils varied from 0.18 to 0.46 cmol(+)kg<sup>-1</sup> and non-exchangeable K, when determined with 0.7M H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> and 1M HNO<sub>3</sub> methods, ranged from 0.11 to 3.26 and 0.44 to 3.94 cmol(+)kg<sup>-1</sup>, respectively (Figure 1a). Of the above two extractants, hot 1M HNO<sub>3</sub> extracted a little higher amounts of non-exchangeable K in the most of the soils, while for Kaunia, Laskara, Uttargaon soils, 0.7M H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> extracted the higher amounts of non-exchangeable K. Among the twelve soils, seven soils had exchangeable K<sup>+</sup> of more than 0.20 cmol(+)kg<sup>-1</sup>. According to Munson<sup>29</sup>, this value (0.20 cmol(+)kg<sup>-1</sup>) can be considered as the critical level of K for these soils and these soils may be considered to contain sufficient K in the labile form (Fig.1). However, these

values are quite low as compared with the modal concentration (0.7 cmol(+)kg<sup>-1</sup>) for tropical and subtropical acid soils<sup>11</sup>. The soils contained relatively small amounts of exchangeable Na<sup>+</sup> and K<sup>+</sup>. Calcium was the dominant exchangeable cation and the highest amount of exchangeable Ca<sup>2+</sup> was obtained from Laut (11.0) and Sara (10.9 cmol(+)kg<sup>-1</sup>) soils (Table 3). The exchangeable Ca<sup>2+</sup> of the rest soils ranged from 2.02 to 7.25 cmol(+)kg<sup>-1</sup>. Magnesium was ranked second among the exchangeable cations and varied from 1.70 to 5.03 cmol(+)kg<sup>-1</sup>. The K<sup>+</sup> and Mg<sup>2+</sup> have physiological antagonism<sup>3</sup>. Thus, with respect to plant uptake, the exchangeable K<sup>+</sup>/Mg<sup>2+</sup> ratio may be more important. These ratios for the studied soils ranged between 0.05 and 0.14 (Table 3). For the lower ratio soils, K availability might

be hindered by higher Mg content of the soils. Therefore,  $K^+/Mg^{2+}$  ratio of the soil should be considered before predicting K availability. Exchangeable  $H^+$  content was high and ranged between 3.00 and 9.33  $cmol(+)kg^{-1}$ , except Sara soil where exchangeable  $H^+$  was not found. The soil pH, percentage of base saturation and exchangeable  $H^+$  content of the soils indicating that the most of the soils are acidic, except for Sara soil (Tables 2 and 3). Sara soil contained  $CaCO_3$  (about 60  $g\ kg^{-1}$ ) in it and the percentage of base saturation was very high (98.8%), indicating that the soil was alkaline.

Kaolinite and illite were the dominant clay minerals in all the studied soils<sup>29</sup>. Illite content was comparatively higher in the Pleistocene terrace (Belabo, Amnura, Lauta and Ekdala soils) and Ganges alluvial (Sara) soils than Tista alluvial (Domar, Gangachara, Kaunia, Farabari, Laskara and Uttargaon) soils, but kaolinite content was high in Tista alluvial soils. The large amounts of occurrence of interstratified (0.7nm/1.0nm, 1.0nm/1.4nm) clay minerals in the soils of Pleistocene terrace has been reported<sup>10,13</sup>. In the sand fraction of Pleistocene terrace soils, the dominant mineral was quartz, while feldspars and mica content was low<sup>11</sup>. The Ganges and Tista alluvium soils contain relatively high quantities of mica than the soils of Pleistocene terrace<sup>29</sup>.

The above results demonstrate that the soils varied considerably in their physical and chemical characteristics with the variations of their parent material, hydrology and climatic conditions (Tables 1-3).

#### Potassium Chemistry Studies :

Most of the soils contained large quantities of total K (Fig. 1b), even though there were some soils containing high quantities of sand. The quantity of total K was found maximum (78.0  $cmol(+)kg^{-1}$ ) in Farabari soil and minimum (39.3  $cmol(+)kg^{-1}$ ) in Ekdala soil (Fig. 1b), which may be due to the variation of parent material, hydrology and climatic conditions of the soils. However, these quantities of total K can be compared with those in some acid soils of Himachal Pradesh of India,

which were sandy clay - loam - silt loam and contained 32.1 to 53.5  $cmol(+)kg^{-1}$  of total K, and had a low amount of available K but did not respond to K application<sup>7</sup>. These quantities of total K are also within the range of typical temperate region soils<sup>3</sup>, and considerably higher than those found in Atlantic Coastal Plain soils in Virginia<sup>30</sup> and Florida<sup>36</sup>. This may be due to the presence of higher amounts of K-bearing minerals in the soils. The quantities of exchangeable (0.26-1.02%) and non-exchangeable (1.07-8.33%) K comprised a small percentage of the total K (Table 3). The exchangeable and non-exchangeable K were 0.2 and 1.5%, respectively of the total K in the soils of Himachal Pradesh<sup>7</sup>, which are quite similar in status with the exchangeable K of the studied soils but different in the non-exchangeable K content.

The ratio of 1M  $CH_3COONH_4$  extractable to 1M  $HNO_3$  extractable K of five soils ranged from 0.22 to 0.64 (Table 3), suggesting that the exchangeable and non-exchangeable K levels of these soils were reasonable in relation to K release characteristics<sup>25</sup>. But the rest of the soils had higher amounts of non-exchangeable K, except for Lauta soil. The amount of exchangeable K was relatively high as with the amounts non-exchangeable K in the Lauta soil suggesting that the soil may not be respond well to K-fertilization. The rather low amounts of exchangeable plus non-exchangeable K in Belabo, Baliadangi, Amnura and Ekdala soils suggesting that some crops may respond to applied K.

Figure 1b shows that structural K occupied the principal fraction of the total potassium in the studied soils, and its content ranged from 38.9 to 76.5  $cmol(+)kg^{-1}$ . The structural K was about 93-99% of the total K and the similar quantities of structural K has also been noticed in the soils of Atlantic Coastal Plain<sup>25</sup>. The amounts of the structural K show that the reserve of K in the soils was very high that could be supplying K over a period of time to plants and could thus account for the lack of crop response to applied K. Now a question can be posed; what is the rate of K release from these soils? Accordingly, the

**Table 4** Rate of release of potassium from the soils by extraction with 1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub> (soil : solution=1 : 10).

Soil Series	K released by 1M CH <sub>3</sub> COONH <sub>4</sub> (mmol kg <sup>-1</sup> )					Total K released (cmol kg <sup>-1</sup> )	% K* released
	Days						
	1	2	3	4	5		
Belabo	1.66	0.22	0.00	0.00	0.00	0.19	0.45
Domar	1.28	0.13	0.00	0.00	0.00	0.14	0.30
Gangachara	1.12	0.51	0.00	0.00	0.00	0.16	0.25
Kaunia	1.02	0.13	0.00	0.00	0.00	0.12	0.17
Baliadangi	1.15	0.16	0.00	0.00	0.00	0.13	0.19
Farabari	1.50	0.26	0.00	0.00	0.00	0.18	0.23
Laskara	3.07	0.48	0.00	0.00	0.00	0.35	0.46
Amnura	1.15	0.19	0.00	0.00	0.00	0.13	0.32
Lauta	2.49	0.26	0.00	0.00	0.00	0.27	0.65
Sara	1.53	0.19	0.00	0.00	0.00	0.17	0.30
Ekdala	2.05	0.19	0.00	0.00	0.00	0.22	0.57
Uttargaon	1.28	0.22	0.00	0.00	0.00	0.15	0.21

\*Per cent K (% K) released=(amount of total K released/amount of total K in the initial soil) x 100.

**Table 5** Rate of release of potassium from the soils by extraction with 0.3M NaCl (soil : solution=1 : 10).

Soil Series	K released by 0.3M NaCl (mmol kg <sup>-1</sup> )											Total K released (cmol kg <sup>-1</sup> )	% K* released
	Days												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		
Belabo	1.43	0.40	0.28	0.26	0.15	0.13	0.13	0.13	0.13	0.19	0.06	0.33	0.78
Domar	1.39	0.77	1.00	1.23	1.24	1.28	1.53	1.32	1.24	1.32	1.28	1.36	2.87
Gangachara	1.04	0.47	0.26	0.26	0.26	0.21	0.24	0.26	0.26	0.26	0.26	0.37	0.56
Kaunia	0.96	0.40	0.30	0.30	0.19	0.15	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.29	0.43
Baliadangi	1.02	0.32	0.21	0.21	0.13	0.06	0.06	0.13	0.13	0.13	0.13	0.25	0.37
Farabari	1.28	0.51	0.26	0.26	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.32	0.41
Laskara	2.47	0.83	0.26	0.26	0.26	0.21	0.19	0.21	0.13	0.13	0.13	0.51	0.66
Amnura	0.90	0.26	0.13	0.13	0.13	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.17	0.41
Lauta	1.39	0.60	0.38	0.26	0.26	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.08	0.36	0.86
Sara	1.28	0.55	0.38	0.34	0.30	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.19	0.43	0.75
Ekdala	1.53	0.45	0.26	0.13	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.63
Uttargaon	0.96	0.38	0.26	0.26	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.11	0.27	0.37

\*Per cent K (% K) released=(amount of total K released/amount of total K in the initial soil) x 100.

mechanisms of K release of these soils were studied over a 30 days period (Tables 4 and 5) by using two extractants (1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub> and 0.3M NaCl). Release Characteristics :

The total quantity of K released by 1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub> extractant is presented in Table 4. Potassium released on the first day ranged from 1.02 to 3.07 mmol kg<sup>-1</sup> of soil. On the second day, the range of K released varied from 0.13 to 0.51 mmol kg<sup>-1</sup> of soil. Release on the third to fifth day was zero in all soils. Potassium released by 0.3M NaCl extractant on the first day ranged between 0.90 and 2.47 mmol kg<sup>-1</sup> (Table 5). On the second day, the release was reduced by about one half in all the soils. On the third day, the release was further reduced and this reduced rate continued for about 11 days, indicating that there were still

considerable K reserve after second extraction and the reserve K had a definite solubility in 0.3M NaCl but not in 1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub>. The release characteristics of K in these soils differed very much depending on the extractant used. Domar soil released very large quantity of K when extracted with 0.3M NaCl even on the 30th day of extraction. The total K released by 1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub> and 0.3M NaCl methods ranged from 0.12 to 0.35 and 0.17 to 1.36 cmol kg<sup>-1</sup>, respectively. The amount of K released by the 0.3M NaCl was 0.37 to 2.87% of the total K, while K released by 1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub> was 0.17 to 0.65%. Only NaCl-extractable K showed significant ( $r=0.70^{**}$ ) positive correlation with the non-exchangeable K. Of these two extractants, 0.3M NaCl method was found to extract almost double amount of K as compared with 1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub>,

and in some soils 0.3M NaCl-extractable K was about four-five times higher than those obtained by 1M  $\text{CH}_3\text{COONH}_4$  method. These release characteristics of K agreed well with the findings of some researchers<sup>28)</sup>. They found that K release increased rapidly and then began to level off as an equilibrium of K status was approached and the rate of K release varied with the mechanisms of the release<sup>28)</sup>.

#### SUMMARY

The results of the present investigation on soil conditions relating to K status and release mechanism conclude that the parent material, hydrology and climatic conditions have great influence on K-chemistry of the soils. Most of the studied soils were acidic, had moderate physical properties, and the dominant texture was loam. The 1M  $\text{CH}_3\text{COONH}_4$  extractable K of 0.20  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  was thought as the critical level of K for these soils. The exchangeable  $\text{K}^+/\text{Mg}^{2+}$  ratio of the soils varied from 0.05 to 0.14, suggesting that K availability might be hindered at the lower  $\text{K}^+/\text{Mg}^{2+}$  ratio soils. Therefore,  $\text{K}^+/\text{Mg}^{2+}$  ratio of the soils should be considered before predicting K availability. Structural K was about 93 to 99% of the total K, which indicated that the reserve of K in the soils was very high that could be supplying K over a period of time to plants and could thus account for the lack of crop response to applied K. The hot 1M  $\text{HNO}_3$  method was found to extract a little higher amount of non-exchangeable K than 0.7M  $\text{H}_2\text{SO}_4$ .

The rate of release of K differed very much depending on the extractant used. The 0.3M NaCl extractant would be more suitable than 1M  $\text{CH}_3\text{COONH}_4$  in order to predict the K release characteristics of the soils. Domar soil released K even on the 30th day of extraction with 0.3M NaCl. This behavior of K release by 0.3M NaCl extractant needs further investigation.

#### Acknowledgments :

This research was carried out under the project entitled "Potassium studies in soils and crops of

Bangladesh" at the Department of Soil Science, University of Dhaka, and funded through the Subsidy in Aid for Overseas Researches of Canadian International Development Authority (CIDA) and Bangladesh Agricultural Research Council (BARC).

#### REFERENCES

- 1) Asher, C. J. and D. G. Edwards : Critical external concentrations for nutrient deficiency and excess. In Plant nutrition 1978. The 8th Int. Colloq. on Plant Analysis Fertilizer Problems. Auckland, New Zealand. Aug. - Sept. New Zealand Dept. Sci. Indus. Res., Wellington. 13-28 (1978).
- 2) Ayers, A. S., M. Takahashi and Y. Kanehiro : Conversion of non-exchangeable potassium to exchangeable forms in a Hawaiian soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 11 : 175-181 (1947).
- 3) Bertsch, P. M. and G. W. Thomas : Potassium status of temperate region soils. In R. D. Munson (ed.) Potassium in Agriculture. ASA, CSSA, SSSA, Madison. 131-162 (1985).
- 4) Black, C. A. (ed.) : Methods of soil Analysis. Part 1 : Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling. Part 2 : Chemical and microbiological properties. Agron. series 9. (1965).
- 5) Buckley, D. E. and R. E. Cranston : Atomic absorption analysis of 18 elements from a single decomposition of aluminosilicate. Chem. Geol. 7 : 273-268 (1971).
- 6) Chapman, H. D. : Cation exchange capacity. In Black, C. A. (ed.) Methods of Soil Analysis. Part 2. Agron. series 9. (1965).
- 7) Dass, G. and S. D. Shankhayan : Forms of soil potassium in acid soils of Palam Valley of Himachal Pradesh and the response of wheat to application of potassium. Indian J. Agric. Sci. 49 : 434-440 (1979).
- 8) Day, P. R. : Particle fractionation and particle-size analysis. In Black, C. A. (ed.) Methods of Soil Analysis. Part 1. Agron. series 9. (1965).
- 9) Doll, E. C. and R. E. Lucas : Testing soils for potassium, calcium and magnesium. In L. M. Walsh and J. D. Beaton (ed.) Soil testing and plant analysis. Soil Sci. Soc. Am., Madison. (1973).



- 10) Egashira, K. : Occurrence of interstratified minerals in terrace soils of Bangladesh. *Bull. of Int. Trop. Agri.*, University of Kyushu, Japan, Vol. II. (1988).
- 11) FAO : Bangladesh; Soil Resources. AGL : SF/PAK 6, Tech. Report No. 3, Rome. 211 (1971).
- 12) FAO-UNDP : Land resources appraisal of Bangladesh for agricultural development. Report No. 2, Agroecological regions of Bangladesh. BGD/81/035, Tech. Report No. 2 FAO, Rome. 570 (1988).
- 13) Habibullah, A. K. M., D. J. Greenland and H. Brummer : Clay mineralogy of some seasonally flooded soils of East Pakistan (Bangladesh). *J. Soil Sci.* 22 : 179-190 (1971).
- 14) Hemingway, R. G. : Soil and herbage potassium levels in relation to yield. *J. Sci. Food Agric.* 14 : 188-195 (1963).
- 15) Islam, A., S. F. Elahi and A. K. M. Habibullah : Chemical procedures for potassium analysis. A report presented on 16th March, 1987 to Bangladesh Agriculture Research Council (BARC), Dhaka-1215, Bangladesh. (1987).
- 16) Jackson, M. L. : Soil Chemical Analysis. Prentice Hall of India. Pvt. Ltd. New Delhi, 1 : 46-183 (1973).
- 17) Karim, Z. and N. A. Akhand : Net irrigation requirement of rice and evapotranspiration of wheat and potato for different locations of Bangladesh. Soil and Irrigation publication No. 11, Bangladesh Agricultural Research Council. Farmgate, Dhaka, Bangladesh. 40 (1982).
- 18) Karim, Z., A. M. Ibrahim, A. Iqbal and M. Ahmed : Drought in Bangladesh agriculture and irrigation schedules for major crops. Bangladesh Agricultural Research Council. Farmgate, Dhaka, Bangladesh. 15 (1990).
- 19) Knudsen, D., G. A. Peterson and P. F. Pratt : Lithium, Sodium and Potassium. In A. L. Page et al. (ed.) *Methods of soil analysis. Part 2. Agron. series 9.* (1982).
- 20) Manalo, E. B. : Agroclimatic survey of Bangladesh. Vol. I, IRRI, Los Banos, The Philippines. 361 (1975).
- 21) Martin, H. W. and D. L. Sparks : Kinetics of nonexchangeable potassium release from two coastal plain soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47 : 883-887 (1983).
- 22) MPO (Master Plan Organization) Report : National Water Plan Project. Ministry of Irrigation, Water Development and Flood Control. Government of Bangladesh, Dhaka. (1985).
- 23) Munson, R. D. : Potassium, calcium and magnesium in the tropics and subtropics. *Tech. Bull. T-23. Inter. Fert. Dev. Center, Muscle Shoals, AL.* (1982).
- 24) Nelson, D. W. and L. E. Sommers : Total carbon, organic carbon, and organic matter. In Page, A. L. (ed.) *Methods of Soil Analysis. Part 2. Agron. series 9.* (1982).
- 25) Parker, D. R., G. J. Hendricks and D. L. Sparks : Potassium in Atlantic Coastal Plain Soils : II. Crop responses and changes in soil potassium under intensive management. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53 : 397-401 (1989).
- 26) Peech, M. : A critical study of the BaCl<sub>2</sub> triethanolamine and the ammonium acetate methods for determining the exchangeable hydrogen content of soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 26 : 37-40 (1962).
- 27) Reitemeier, R. F., I. C. Brown and R. S. Holmes : Release of native and fixed non-exchangeable potassium of soils containing hydrous mica. *USDA Tech. Bull.* 1049 (1951).
- 28) Sadosky, M. C., D. L. Sparks, M. R. Noll and G. J. Hendricks : Kinetics and mechanisms of potassium release from sandy soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51 : 1460-1465 (1987).
- 29) Soil Resource Development Institute's (SRDI) Staff : Potassium studies in soils and crops of Bangladesh. Unpublished project report; Bangladesh Agricultural Research Council. Farmgate, Dhaka, Bangladesh. (1989).
- 30) Soil Resource Development Institute's (SRDI) Staff : Land and Soil Resources Utilization Guides, Soil Resource Development Institute. Farmgate, Dhaka, Bangladesh. (1985-1991).
- 31) Soil Survey Staff : Soil Taxonomy. *USDA Handbook 436.* US Government Printing Office, Washington, D. C. (1975).
- 32) Song, S. K. and P. M. Huang : Dynamics of potassium release from potassium-bearing minerals as influenced by oxalic and citric

- acids. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52 : 383-390(1988).
- 33) Sparks, D.L. and P.M. Huang : Physical chemistry of soil potassium. In R.E. Munson (ed.) *Potassium in agriculture*. ASA, CSSA, SSSA, Madison. 201-276(1985).
- 34) Sparks, D.L., L.W. Zelazny and D.C. Martens : Kinetics of potassium exchange in a Paleudult from the coastal plain of Virginia. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44 : 37-40(1980b).
- 35) Talibudeen, O., J.D. Beasley, P. Leone and N. Rajendran : Assessment of soil potassium reserves available to plant roots. *J. Soil Sci.* 29 : 207-218 (1978).
- 36) Yuan, L.L., L.W. Zelazny and A. Ratanaspratsorn : Potassium status of selected Paleudults in the Lower Coastal Plain. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 40 : 229-233(1976).

(Received 23th June, 1993)

## Original

## Morphology and Characterization of an Acid Sulfate Soil from Mangrove Floodplain Area of Bangladesh.

Khan, H. R., Rahman, S., Hussain, M. S. and Adachi, T\*.

Department of Soil Science, University of Dhaka—1000, Bangladesh.

\* Faculty of Agriculture, Okayama University, Okayama—700, Japan.

## ABSTRACT

The studied soil was in ripe condition (field  $n$ -value  $< 0.6$ ) and consisted of more than 3 horizons including sulfuric horizon within the 1.2 m of the soil surface. The soil pH was low ( $< 4$ : field) and ECE values ( $0.72$ – $1.62$  S  $m^{-1}$ ), soluble cations and anions, and exchangeable bases were relatively high throughout the profile. Water soluble  $SO_4^{2-}$ -S content was more than  $1$  g  $kg^{-1}$  and the total S content at ground water saturated portion (C horizon) of the soil was about  $12$  g  $kg^{-1}$ . The exchangeable hydrogen content ( $1.1$ – $4.4$  cmol(+)  $kg^{-1}$ ) was very high, and it was attributed to the oxidation of pyritic sulfur. The high amounts of exchangeable and active Fe and Al contents of the soil can be used to categorize it as an actual acid sulfate soil.

The soil had high amounts of kaolinite and illite minerals in the clay fraction ( $< 0.002$  mm) throughout the profile. The soil had trace amounts of smectite, chlorite, vermiculite, quartz, feldspars and interstratified  $0.71$  nm/ $1.01$  nm and  $1.01$  nm/ $1.42$  nm minerals. The x-ray diffraction patterns showed that jarosite was present at the deeper parts of the profile, which was attributed to the oxidation of pyrite to jarosite. The amount of  $0.71$  nm mineral was high in the A horizon compared to in C horizon which might be due to pedogenesis. The soil is categorized into Inceptisol order, Aquepts suborder and Sulfic Haplaquepts great group.

Key words : actual acid sulfate soil, jarosite, pedogenesis, pyrite, Sulfic Haplaquepts.

## INTRODUCTION

Acid sulfate soils are characterized by a low pH and the presence of yellowish jarosite [ $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ ] mottles<sup>38</sup>. Jarosite is usually found under conditions of low pH (2–4) and strongly oxidizing ( $E_h > 400$  mV) environment<sup>46</sup>. Acid sulfate soils were grouped into two types : actual and potential<sup>30</sup>. Actual acid sulfate soils have a low pH, usually below 4.0, and the high amount of sulfate, about  $5$  g  $kg^{-1}$  water soluble sulfate<sup>39</sup>. Potential acid sulfate soils remain in waterlogged condition but when drained for cultivation of crops, sulfides oxidize to sulfates, resulting in extreme acidification which is harmful to crops<sup>43</sup>. The term "true acid sulfate soil" was introduced and defined<sup>30</sup> as the soils have pH  $< 3.5$  and have water soluble sulfate

of  $> 1$  g  $kg^{-1}$ .

To be useful for management and land use planning, morphological properties and characterization of a soil are very important. These properties of acid sulfate soils include : acidity or potential acidity; salinity; chemical and mineralogical composition and texture; ripeness; profile form, especially the depth and thickness of limiting horizons; depth of water table; duration and depth of flooding etc. These properties should be quickly measured in the field and laboratory<sup>11</sup>.

In Bangladesh, along the coast, about 0.23 million hectares of land are reported to be acid sulfate soils<sup>12</sup>. These soils have never been subjected to thorough investigation from the pedological and edaphological points of view. At present, these soils are generally unproductive. If these lands can be

improved for rice cultivation, the food deficit in Bangladesh may be practically reduced. Thus, the intensive studies on distribution, genesis and classification, mineralogical and chemical properties of acid sulfate soils are needed to gain a better understanding of the soil characteristics for the consequent management and reclamation measures of acid sulfate soils of Bangladesh. In the present study, an acid sulfate soil from mangrove floodplain area of Cox's Bazar district was examined for its morphological, physico-chemical and mineralogical properties and these properties were correlated with the results of recent investigations carried out elsewhere for the similar soils.

## MATERIALS AND METHODS

### Study area :

Study was conducted at Cheringa acid sulfate soil of high agricultural potentiality (if they can be reclaimed by appropriate methods) which occurs in the coastal mangrove floodplain area of Cox's Bazar (Latitude 20° 26.2' N or 21° 3' N, Longitude 92° 00.0' E or 91° 6' E) in Bangladesh. The study area is popularly known as "tropical monsoon climate", or perhaps more precisely a "maritime tropical climate", has three main seasons, namely, the monsoon or rainy season, the dry or winter season and the pre-monsoon or summer season. The monsoon season extends from June to October and is warm and humid. During this period, this locality receives above 85 percent of the total annual rainfall. The dry season extends from November to February which receives very little or no rainfall and has the lowest temperature and humidity of the year. During this time drying out of the land, depletion of soil moisture and upward translocation of salts through capillary rise of subsoil moisture or ground water take place (Fig. 1). The pre-monsoon season extends from March to May and has the highest temperature and evaporation of the year. This is the period when most of the desiccation in the soil occurs accompanied by salinization and oxidation. Once this area was occupied for centuries by dense mangrove forest like sullyakata (*Dalbergia spinosa*), hargoza (*Acanthus*

*ilicifolius*), golpatta (*Nypa fruticans*), gewa (*Excoecaria agallocha*) and keora (*Sonneratia apetala*) etc. But now, about 90 per cent of the areas have been cleared for cultivation (local farmers have been trying to grow aman rice by fresh water irrigation where it is available) or salt production or shrimp culture. Most of the area have been subjected to tidal flooding with brackish and saline water from the tributaries of Maheshkhali and Naf rivers<sup>37</sup>.

### Sample and analysis of soils :

A pit of approximately 1.5m deep was dug depending on the ground water level during March, 1990. The soil profile was studied (Table 1) in accordance with the standard methods<sup>40</sup>. The bulk samples obtained from each horizon were stored in the field-moist condition (by putting the soil samples into polyethylene bag in air-tied box) just prior to laboratory analyses whereupon sub-samples were air-dried and gently crushed to pass a 2mm sieve.

After treatment with 1M  $\text{CH}_3\text{COONH}_4$  (pH 5.0) and with 30%  $\text{H}_2\text{O}_2$  to remove free salts and organic matter, respectively, particle size distribution was determined by the pipette method<sup>10</sup>. Soil moisture at field condition was determined<sup>6</sup> by over-night oven drying at 105°C. Organic matter content was determined<sup>26</sup> by wet combustion with  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ . Soil pH was measured in the field using Helling-Truog test-kit and for the air-dried soils in soil-water (1:1) and soil-1M KCl (1:1) suspensions<sup>19</sup> using a Corning pH meter Model-7. The pH was also determined after  $\text{H}_2\text{O}_2$  treatment<sup>43</sup> with slight modification of  $\text{H}_2\text{O}_2$  concentration. For the saturation extract of soils, the electric conductivity, exchangeable sodium percentage and sodium adsorption ratio<sup>36</sup>, water-soluble  $\text{Na}^+$  and  $\text{K}^+$  (flame photometry<sup>6</sup>), water-soluble  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{Cl}^-$ <sup>19</sup>, and water-soluble  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  and  $\text{Zn}^{2+}$  (atomic absorption spectrometry<sup>17</sup>) were determined. Exchangeable  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  and  $\text{Zn}^{2+}$  were extracted with 1M  $\text{CH}_3\text{COONH}_4$  (pH 7.0) and determined by flame photometry ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ) and atomic absorption spectrometry. Exchangeable  $\text{Al}^{3+}$  (1M KCl<sup>41</sup>) and  $\text{Fe}^{3+}$  (1M  $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ ; pH 4.8<sup>6</sup>) were determined by atomic absorption spectrometry. The modified  $\text{BaCl}_2$ -triethanolamine method<sup>31</sup> was used for the deter-

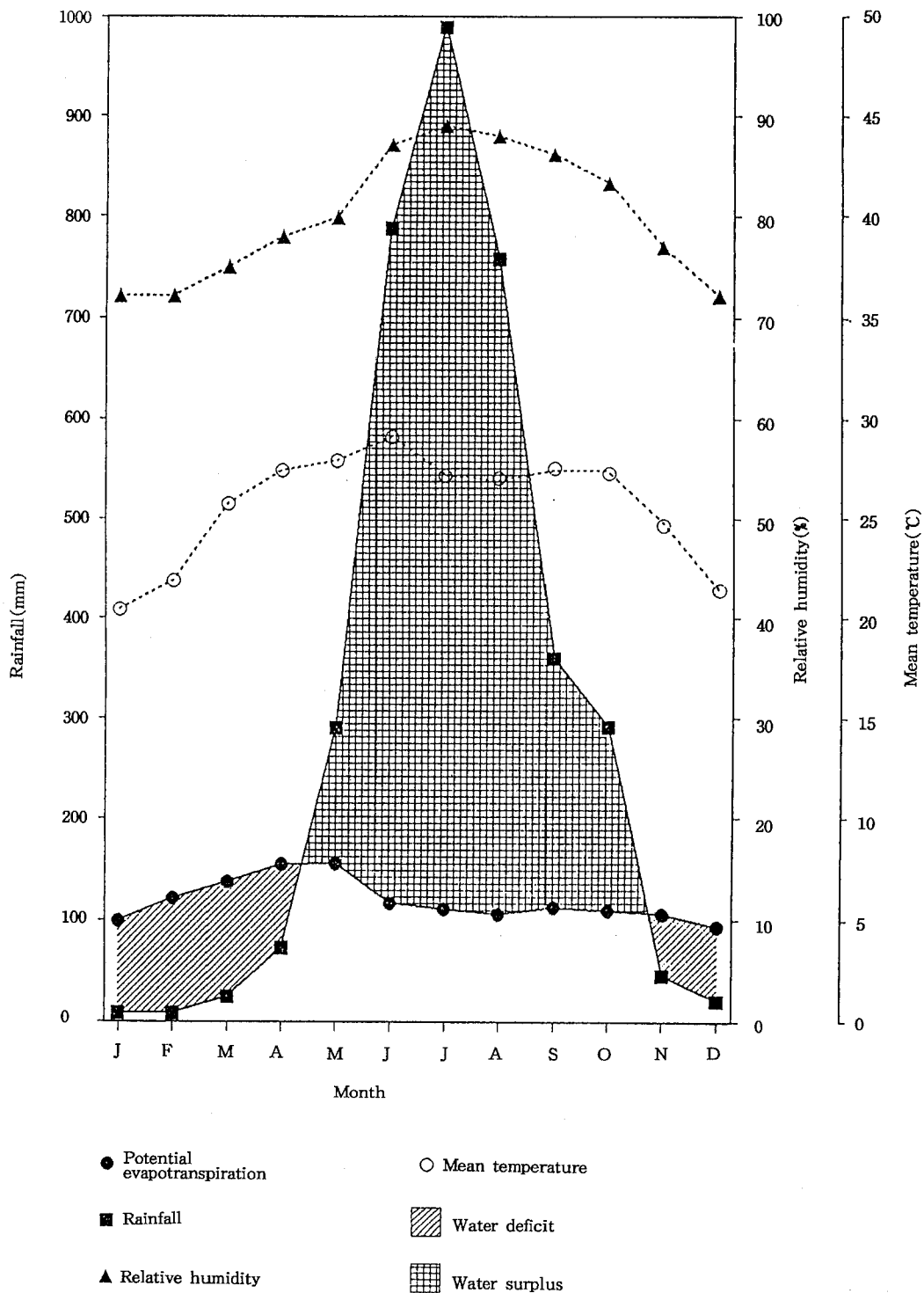


Fig. 1 Climatic data(1951-1990)and the soil water balance at the study(Cox's Bazar)area.

Table 1 Selected morphological, physical, chemical and mineralogical properties of the soil studied.

Depth(cm)	Horizon	Boundary*	Matrix color	Texture <sup>b</sup>	Structure <sup>c</sup>	Consistence <sup>d</sup>	Mottling color <sup>e</sup>	Topography	Land use	Drainage
0-10	Ap	as	5Y 5/2(moist)	SiC	massive	fi moist	cl-2Dyb and dyb	very gentle	aman/	poor, flooded
10-30	B21	as	5Y 5/1(moist)	SiC	3c-mabk/fabk	fi moist	cl-2Ddb and dyb	sloping,	fallow/	up to 55 cm
30-68	B22	aw	10YR 5/1(wet)	SiC	2c-mabk/fabk	ws and wp	cl-1Ddb and dyb	tidal flood	salt bed	for 4 to 5 months
68-122	C	—	N 5/- (wet)	SiC	massive	ws and wp	fiDdb			

Depth (cm)	Horizon	Particle-size distribution <sup>b</sup> (%)			Sand/Silt ratio	Moisture at field cond. (kg/kg)	Bulk density (Mg m <sup>-3</sup> )	n-value at field condition	Organic matter (g kg <sup>-1</sup> )	Available		C/N ratio	Base saturation (%)
		Sand (2-0.05)	Silt (0.05-0.002)	Clay (<0.002)						N	P		
0-10	Ap	6	45	49	0.13	38	1.01	0.48	36.4	60	5.2	15.8	43
10-30	B21	9	44	47	0.21	39	1.02	0.54	23.0	43	4.3	16.2	37
30-68	B22	8	46	46	0.17	43	—	0.59	32.5	39	3.6	18.4	23
68-122	C	3	43	54	0.07	46	—	0.55	50.2	46	3.1	17.1	13

\*Abbreviations of boundary : as, abrupt smooth ; aw, abrupt wavy. <sup>b</sup>Textural class and particle-size limit according to the international system. <sup>c</sup>Abbreviations of soil structure, Grade : 2, moderate ; 3, strong ; Class : c, coarse ; Type : mabk, medium angular blocky ; fabk, fine angular blocky. <sup>d</sup>Abbreviations of consistence : fi moist, firm moist ; ws and wp, sticky and plastic wet. <sup>e</sup>Abbreviations of mottling color : c, common ; 1, fine ; 2, medium ; D, distinct ; y, yellow ; b, brown ; d, dark ; f, few. n-value = (A-p×R)/(L+b×H) ; A=field moisture(%), H=organic matter(%), L=clay(%), p=0.2 and b=3.

(continued)

Table 1 Continued.

Depth (cm)	Horizon	CEC cmol(+)/kg <sup>-1</sup>	ECe S m <sup>-1</sup>	ESP	SAR	Distribution of soil pH within the profile						
						Field cond.	Lab conditions(1:1)			Difference in pH		
						H <sub>2</sub> O	KCl	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>		Δ1	Δ2	Δ3
0-10	Ap	16.7	1.62	27.13	8.82	4.5	3.2	3.1	2.7	1.3	-0.1	0.5
10-30	B21	15.1	1.16	21.39	8.32	4.1	3.1	2.7	2.6	1.0	-0.4	0.5
30-68	B22	20.2	0.90	13.61	6.02	4.0	3.2	3.0	2.6	0.8	-0.2	0.6
68-122	C	27.9	0.72	5.05	4.20	4.0	2.7	2.4	2.5	1.3	-0.3	0.2

Depth (cm)	Horizon	Exchangeable bases				Soluble ions						<sup>b</sup> Mineralogy of clay (<0.002 mm) fractions
		Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	S	
		<				>						
0-10	Ap	4.53	0.79	0.71	1.21	3.40	0.08	0.35	2.62	3.42	3.32	K, I, S, C, Q, F, Int. 1, Int. 2
10-30	B21	3.23	0.83	0.53	1.01	2.90	0.06	0.40	2.03	3.54	1.52	K, I, S, C, Q, F, Int. 1, Int. 2
30-68	B22	2.75	0.54	0.49	0.90	2.17	0.03	0.39	2.21	3.79	1.35	K, I, S, V, Q, F, J, Int. 1, Int. 2
68-122	C	1.41	0.32	0.31	1.70	1.15	0.04	0.25	1.25	2.42	1.21	K, I, S, C, Q, F, J, Int. 1

Δ1 pH=Field pH-pH(H<sub>2</sub>O). Δ2=pH(KCl)-pH(H<sub>2</sub>O). Δ3=pH(H<sub>2</sub>O)-pH(H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>). <sup>b</sup>Order given represents relative abundance, K=kaolinite, I=illite, S=smectite, C=chloride, V=vermiculite, Q=quartz, F=feldspars, J=jarosite, Int. 1=interstratified 0.71 nm/1.01 nm, Int. 2=interstratified 1.01 nm/1.42 nm.

mination of exchangeable H<sup>+</sup>. Cation exchange capacity was determined by saturation with 1M CH<sub>3</sub>COONH<sub>4</sub> (pH 7.0), ethanol washing, NH<sub>4</sub><sup>+</sup> displacement with acidified 10% NaCl, and subsequent analysis by steam (Kjeldahl method) distillation<sup>8)</sup>. Available N<sup>19)</sup> and P (0.5M NaHCO<sub>3</sub> extraction<sup>20)</sup>)

were determined. The amount of active Fe and Mn were determined by atomic absorption spectrophotometer for the extracts of sodium hydrosulfite and EDTA solution<sup>3)</sup>. The amount of active Al was calculated by adding the soluble and exchangeable Al<sup>3+</sup>.

Total contents of Si, Al, Fe, Ti, Na, K, Ca, Mg, Mn, Zn, S and P were determined by x-ray fluorescence spectrometer (Rigaku Denki KG 4) method<sup>27)</sup>. Soil samples were prepared as glass specimens for analyses of P, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Si, Al, Ti and mix-pressed samples for analyses of S, Zn, Na.

Mineralogical analyses consisting of x-ray diffraction (XRD) were conducted on the <0.002 mm clay fraction. Prior to mineralogical analyses, samples were treated with 5.25% NaOCl adjusted to pH 9.5 to remove organic matter<sup>28)</sup>. Iron oxides were removed by Na-citrate-dithionite extraction<sup>9)</sup>. Sand was separated from silt plus clay by wet-sieving, and clay was separated from silt by repeated centrifugation and decantation<sup>10)</sup>. Oriented mounts of the clay fraction were prepared by depositing about 250 mg on a ceramic tile<sup>35)</sup>. For each sample, one tile was K-saturated and another Mg-saturated, both prepared by repeated leaching with 1M KCl and 0.5M MgCl<sub>2</sub> solutions, respectively. After running with x-ray for both the tiles at room temperature, the Mg-saturated samples were solvated with glycerol and the K-saturated samples were heated to 550°C. Again, both the K- and Mg-saturated samples were x-rayed. Identification and estimation of mineral contents were made from relative peak height or peak area by comparing with x-ray diffraction patterns of standard minerals<sup>40)</sup>.

## RESULTS AND DISCUSSION

### Soil morphology :

The matrix color (Munsell) of top soil (Ap) of the studied profile was olive gray and subsoil color of the profile is gray (5Y 5/1 or 10YR 5/1), whereas color in substratum varies from gray to dark gray. The profile had medium distinct mottles of yellowish brown (Ap); dark brown and dark yellowish brown (B21); distinct dark brown and dark yellowish brown (B22) and dark brown (C) mottles of iron oxide (Table 1). These mottles indicate that the soil had been partly oxidized. The presence of typical yellow mottles which resemble jarosite in the B22 and C horizons of the profile suggests that the partial oxidation took place below these

jarositic horizons also. The actual acid sulfate soil profiles with jarosite have gray, bluish gray or greenish gray subsoils<sup>47)</sup> with a value higher than 4, and invariably with a chroma of 1. In the subsoil of actual acid sulfate soils with jarosite, there is a horizon having the low organic matter content as it was determined (B21 horizon) in the studied soil. Conventional Ap horizon was not found in potential acid sulfate soils<sup>42)</sup>. The studied profile has almost similar morphological characteristics as stated above and indicated that the soil profile possesses similar properties as actual acid sulfate soils.

### Physical properties :

The physical properties along with chemical and mineralogical characteristics are the most obvious criteria to recognize and classify the soils, and accordingly, these properties are studied in the field and in laboratory (Table 1). The soil had silty clay texture throughout the profile. The sand, silt and clay were distributed uniformly throughout the profile and sand/silt ratio of the soil ranged between 0.07 and 0.21 (Table 1). In Bangkok plain, textures were almost uniform in the older acid sulfate soils, where acid sulfate soils of both silty clay and very heavy clay were found<sup>45)</sup>. The soil had angular blocky structure in the B horizons, and consistence of the soil was firm (Ap, B21) when moist, sticky and plastic (B22, C) when wet (Table 1).

Moisture at field condition was more or less uniformly distributed throughout the profile and ranged from 0.38 to 0.46 kg kg<sup>-1</sup> (Table 1). The bulk density was 1.01 to 1.02 Mg m<sup>-3</sup> (Table 1) and within the range<sup>45)</sup> of 1 to 1.4 Mg m<sup>-3</sup>. The soil had n-values ranging from 0.48 to 0.59 under field condition (Table 1), indicating that the soil was in ripe condition. Sometimes, the n-value is used as a criterion for separation of Inceptisols from Entisols. The soils in order Entisols should have an n-value of 0.7 or more in one or more sub-horizon between 20 to 50 cm below the mineral soil surface. On the other hand, Inceptisols have n-value of <0.7 to a depth of at least 50 cm. Moreover, the soil contained yellow mottles of jarosite in some parts between 30 to 122 cm depth

that was formed under temperate climate and had a pH < 4.0 (1 : 1 water), and contained more than 1 g kg<sup>-1</sup> soluble SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>S indicated that the sulfuric horizon was present within the 1.2 m of the soil surface. Thus, the studied soil can be placed into the Inceptisol order, Aquept suborder and Sulfic Haplaquept great group on the basis of Soil Taxonomy system<sup>18,21</sup>.

#### Chemical properties

Soil reaction (pH) : At field condition, the pH of the surface soil was slightly higher than the pH of the subsoils, which may be due to occasional flooding with brackish and saline water. The differences in pH between the field and laboratory conditions ranged from 0.8 to 1.3. These differences in pH indicated that the soil probably accumulated high amount of pyrite which has produced some H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> in the laboratory by oxidation. The pH of soil treated with 3% H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (1 : 1) was found to be lower than the pH for the water and KCl suspensions in all the horizons, except for the C horizon (Table 1). The reason for decrease of pH by the H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> treatment may be due to the production of H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> by oxidation of pyrite. The difference in pH between 1 : 1 soil-water and 1 : 1 soil-H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> suspensions was less than 0.6 pH unit which may be used as a criterion to classify the soils as an actual acid sulfate soil. Significant correlations were found between the pH of field moist samples and ECe ( $r=0.61^{**}$ ), active Fe ( $r=-0.90^{**}$ ) and Al ( $r=-0.87^{**}$ ), and soluble Fe<sup>3+</sup> ( $r=-0.62^{**}$ ) and Al<sup>3+</sup> ( $r=-0.94^{**}$ ).

Measurement of pH on acid sulfate soils in Malaysia<sup>2)</sup> and in New Zealand<sup>24)</sup>, suggests that a pH value of 4.0 in the field or of a dried sample in 0.01M CaCl<sub>2</sub> or 1M KCl was low enough to cause acid sulfate problems. The studied soil (air-dried) had pH around 3.0 in all the horizons. The pH values of the air-dried soils fell below the standard categories of pH values used to separate it from ordinary acidic mineral soils. For ordinary acidic mineral soils, the usual pH level was described as extremely acidic when the pH range is between 4.0 and 4.5<sup>39)</sup>. The pH level of the studied soil categorized it into actual acid sulfate soil. In addition to acute drop of the pH value upon drying and

the typical yellow mottles which resemble jarosite were observed below the surface horizons of the soil. Thus, it could be said that the soil contains appreciable amount of pyrite which is the source of acidity development in the soil.

Electric conductivity (ECe) : The soil had high ECe values ranging from 0.72 to 1.62 S m<sup>-1</sup> (Table 1). Salinity levels in acid sulfate soils are variable. The highest level occurs in young acid sulfate soils in regions with a prolonged dry season such as Senegambia, where ECe values in excess of 8.0 S m<sup>-1</sup> occur in the upper 30 cm and surface salt crust is formed during the dry season<sup>29)</sup>. The ESP and SAR of the soil ranged from 5 to 27 and 4 to 9, respectively throughout the profile (Table 1). These values were high at the surface soils and gradually decreased with the deeper depths of the soil profile. The ESP of the surface horizons was more than 20 but did not show any apparent effect of sodicity or dispersion of the soil particles within the profile.

Organic matter : The soil had high organic matter content (23–50 g kg<sup>-1</sup>) but the lowest in B21 horizon (Table 1). Similar levels of organic matter have been reported<sup>5)</sup> in the acid sulfate soils of Thailand. Based on the classification<sup>20)</sup> of soils on the basis of organic matter content and CEC, the soil fell into the medium high range (34–55 g kg<sup>-1</sup>) of organic matter content. Organic matter content was found to show significant correlation with CEC ( $r=0.85^{**}$ ) and exchangeable Ca<sup>2+</sup> (0.56<sup>\*\*</sup>) and Mg<sup>2+</sup> (0.84<sup>\*\*</sup>). It had also significant correlation with exchangeable H<sup>+</sup> ( $r=0.72^{**}$ ), Al<sup>3+</sup> (0.84<sup>\*\*</sup>) and Fe<sup>3+</sup> (0.79<sup>\*\*</sup>) indicating that the organic matter was directly related to the formation of acids. The carbon-nitrogen ratio was variable in the profile and ranged from 15.8 to 18.4 (Table 1).

Available Nitrogen and Phosphorus : The amount of available nitrogen (39–60 mg kg<sup>-1</sup>) and phosphorus (3–5 mg kg<sup>-1</sup>) contents of the soil were very low throughout the profile, which may be due to the minimum activity of organic matter transforming bacteria in both acidic and reduced non-acidic saline or brackish pyritic conditions.

CEC and exchangeable bases : The CEC of the soil



ranged between 15.1 to 27.9  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  (Table 1) and the results were agreed well with the values obtained elsewhere for similar soils. The Kattampally swamp soils of Kerala, India<sup>25)</sup> had the CEC values ranging between 13 and 26  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$ . A significant positive correlation was obtained between CEC and amounts of organic matter ( $r=0.85^{**}$ ) and clay contents ( $r=0.82^{**}$ ) indicated that the variation in CEC of the soil was related with the variation in organic matter and clay content of the soil. The exchangeable  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ , and  $\text{Ca}^{2+}$  decreased at the lower depth (Table 1). The exchangeable  $\text{Mg}^{2+}$  concentration of the soil was very high in relation to  $\text{Ca}^{2+}$ , which is indicative of old marine deposits in which the Ca is largely leached but Mg is maintained at a relatively high level, probably as a result of a progressive clay disintegration and release of  $\text{Mg}^{11)}$ . The percentage of base saturation ranged from 13 to 43 and decreased with increased depth. The percentage of base saturation had a positive correlation ( $r=0.74^{**}$ ) with the pH and similar results were reported<sup>26)</sup>.

**Exchangeable  $\text{H}^+$ ,  $\text{Al}^{3+}$  and  $\text{Fe}^{3+}$  :** The exchangeable  $\text{H}^+$  is one of the important characteristics of acid sulfate soils. The exchangeable  $\text{H}^+$  of the studied soil ranged from 1.07 to 4.37  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  throughout the profile (Table 2). The content of exchangeable  $\text{H}^+$  was found to be higher at the lower depth of the soil. The highest amount of exchangeable  $\text{H}^+$  in the C horizon can be attributed to the oxidation of pyritic sulfur when the soil was dried for the laboratory analyses. The exchangeable  $\text{Al}^{3+}$  ranged from 9.22 to 17.52  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  throughout the profile, and increased with the decrease of soil pH. At low pH, more aluminum comes into solution and as a result, more adsorption takes place. It was noticed<sup>4,15)</sup> that the exchangeable  $\text{Al}^{3+}$  of mangrove soils rose steeply as soon as the pH fell below 4.0. The exchangeable  $\text{Fe}^{3+}$  varied from 3.43 to 8.58  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  in the profile and increased at the lower depth as in the case of exchangeable  $\text{Al}^{3+}$ . Increment of water soluble and exchangeable iron was favored by decrease in redox potential and  $\text{pH}^{10)}$ .

**Water soluble ions :** The soluble  $\text{Al}^{3+}$  ranged from 0.99 to 2.35  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  throughout the profile (Table

2) and showed a significant negative relationship ( $r=-0.94^{**}$ ) with the soil pH. The soluble  $\text{Al}^{3+}$  in acid sulfate soils of North-West Malaysia<sup>2)</sup> ranged from 0 to 8.5  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  with the pH range of 4.2 to 3.2. Aluminum activity was inversely related to pH, increasing roughly 10 fold per unit pH decrease<sup>44,45)</sup>. Soluble  $\text{Fe}^{3+}$  ranged from 0.25 to 0.27  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  in the soil. Soluble iron concentration is not normally high and some soils have very little soluble iron<sup>32)</sup>. The distribution of soluble  $\text{Fe}^{3+}$  within the profile was more or less uniform. Soluble  $\text{Mn}^{2+}$  ranged between 0.22 and 0.36  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  in the soil. The lower horizons of the soil profile had the higher amount of soluble  $\text{Mn}^{2+}$ . The soil had very low quantity of soluble  $\text{Zn}^{2+}$  ranged from 0.03 to 0.09  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  and the quantity of zinc was a little high at the lower horizons than the upper horizons of the profile. The soluble  $\text{Cl}^-$  ranged from 1.21 to 3.32  $\text{cmol}(-)\text{kg}^{-1}$  and showed the highest accumulation at the surface horizon (Table 1). The amount of soluble  $\text{SO}_4^{2-}$ -S ranged between 2.42 and 3.79  $\text{cmol}(-)\text{kg}^{-1}$  in the soil profile and the similar quantities S was also determined<sup>7)</sup>.

**Active Al, Fe and Mn :** The active Al content was high and ranged between 10.45 and 19.87  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  within the profile (Table 2). The active Al increase with decrease of  $\text{pH}^{44)}$ . This is true to the present acid sulfate soil ( $r=-0.87^{**}$ ). It was also reported that the Ransit acid sulfate soils (pH 3.9) of Thailand had the higher amount of active Al than other soils possessing relatively high pH values<sup>4)</sup>. The active Fe was high and ranged from 23.95 to 34.60  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  throughout the profile. Active Fe had a significant correlation with pH ( $r=-0.90^{**}$ ). The soil contained a small amount of active Mn, which ranged from 0.04 to 0.13  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  throughout the profile (Table 2). The active Mn of acid sulfate soils of Thailand, Vietnam and Philippines<sup>30)</sup> ranged from 0.02 to 1.46  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$ .

**Total content of some elements :** The distribution of total Si, Al, Fe and Ti contents were more or less uniform throughout the profile (Table 2). Uniformity of  $\text{SiO}_2$  content within the soil profile indicate the uniformity in chemical composition of

Table 2 Quantities in different forms of some selected elements relating to acidity of the soil studied.

Depth (cm)	Horizon	Soluble				Exchangeable			Active		
		Al <sup>3+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mn <sup>2+</sup>	Zn <sup>2+</sup>	H <sup>+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al	Fe	Mn
		← cmol(+)kg <sup>-1</sup> →									
0-10	Ap	1.14	0.25	0.29	0.06	1.07	9.83	3.43	10.97	25.14	0.04
10-30	B21	1.23	0.27	0.22	0.03	1.23	9.22	3.60	10.45	23.95	0.04
30-68	B22	0.99	0.26	0.29	0.09	2.98	11.97	5.55	12.96	25.04	0.07
68-122	C	2.35	0.27	0.36	0.09	4.37	17.52	8.58	19.87	34.60	0.13

Depth (cm)	Horizon	Total quantities of some elements											Si/Al ratio	Si/R* ratio	
		Si	Al	Fe	Ti	Na	K	Ca	Mg	Zn	Mn	S			P
		← g kg <sup>-1</sup> →										← mg kg <sup>-1</sup> →			
0-10	Ap	275	66.7	54.5	4.0	7.6	24.3	1.5	5.6	52	290	3097	695	4.12	2.27
10-30	B21	287	73.5	39.1	4.3	7.4	25.9	1.6	7.2	25	140	2970	687	3.90	2.55
30-68	B22	294	71.1	31.5	4.1	8.6	27.0	1.7	6.0	52	290	7080	562	4.14	2.87
68-122	C	268	67.0	43.4	4.0	6.8	23.9	1.6	7.7	32	180	1000	538	3.99	2.54

\*R=Al+Fe

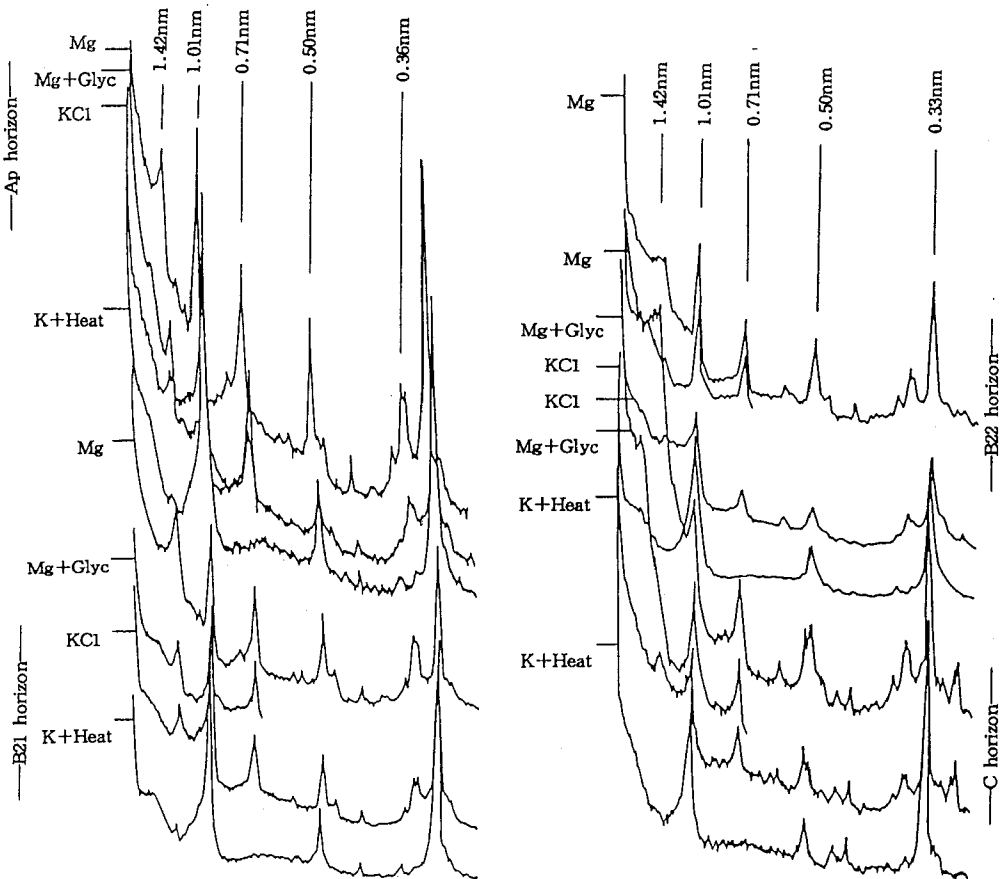


Fig. 2 X-ray diffractograms of clay fraction of Cheringa acid sulfate soil.

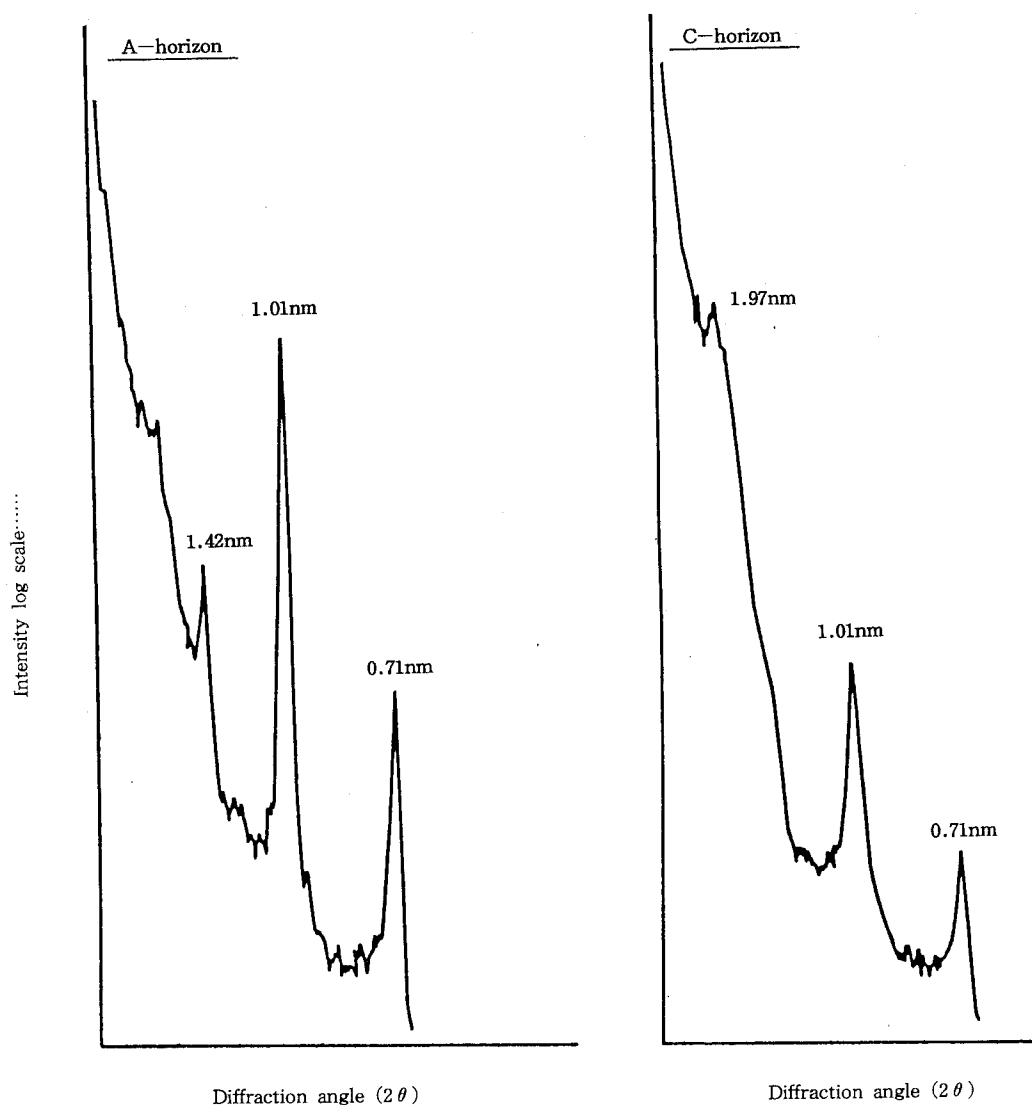


Fig. 3 X-ray diffractograms of Mg-saturated glycolated clay samples from A and C — horizons of Cheringa acid sulfate soil.

parent material of the soil. Total content of K ( $24-27 \text{ g kg}^{-1}$ ) throughout the profile was the highest among Na ( $6.8-8.6$ ), Ca ( $1.5-1.7$ ) and Mg ( $5.6-7.7 \text{ g kg}^{-1}$ ) which might be due to the higher amount of K bearing minerals in the soil. The total amount of Mg was higher than the total amount of Ca indicated that the soil materials are of marine deposits, moreover, the higher content of Mg in the sea and the ground water of Cox's

Bazar coastal plain has dominant Mg cation next to  $\text{Na}^{27}$ . The total content of Zn ranged from 25 to  $52 \text{ mg kg}^{-1}$  within the profile. The variation in total Mg, Ca and Zn were related to stage of development of soil, the well developed acid sulfate soils contained lower amounts of these elements. Total S content varied from 3 to  $12 \text{ g kg}^{-1}$  throughout the profile. The total S at ground water saturated portion (C horizon) was about  $12 \text{ g kg}^{-1}$  and this

amount is within the range of acid sulfate soils as identified<sup>40</sup>. The content of P ranged between 0.5 to 0.7 g kg<sup>-1</sup>. These values are within the range (0.6–0.8 g kg<sup>-1</sup>) obtained in acid sulfate soils of Kerala, India<sup>13</sup>. As expected, the total content of P was higher in less developed potential acid sulfate soils than in well developed actual acid sulfate soils.

#### Clay mineralogical properties :

The x-ray diffractograms of the clay fraction (< 0.002 mm) from all horizons are presented in Figure 2. The relative amounts of 0.71, 1.01 and 1.42 nm clay minerals were determined semi-quantitatively based on peak heights or peak areas of the x-ray diffraction patterns. The high amounts of kaolinite and illite clay minerals were identified throughout the profile (Table 1). The trace amounts of smectite, chlorite, vermiculite, quartz, feldspars and interstratified 0.71 nm/1.01 nm and 1.01 nm/1.42 nm minerals were also detected. The x-ray diffraction patterns indicated that the jarosite minerals was present only at the clay fractions of the B22 and C horizons, which was attributed to strong oxidation of pyrite converting to jarosite. The x-ray diffractograms of the Mg-saturated and glycol-solvated clay samples of the A and C horizons were used to see the effect of pedogenic processes on the mineralogical composition in the profile (Fig.3). Figure 3 shows that the amount of 0.71 nm minerals is high in the A horizon than in the C horizon, which is an indication of pedogenesis. In this profile, the amount of 1.01 and 1.42 nm minerals were also quite high in the A horizon than in the C horizon. Kaolinite and smectites were the dominant minerals of clay fractions in some acid sulfate soils of Kerala, India<sup>13</sup>. The reason for the high amount of mica in the studied acid sulfate soil of Cox's Bazar in Bangladesh may be due to the nature of their parent materials. In some soils from Gangetic alluvial plain at the coastal belt of Bangladesh, high amounts of mica, Kaolinite and smectites in the clay fraction were identified<sup>16</sup>. The present studied acid sulfate soil from Cox's Bazar area was formed on alluvial other than Gangetic. As a result, the amount of smectites in them is quite small<sup>27</sup>.

#### SUMMARY

The studied soil was in ripe condition and is characterized as Inceptisol order, Aquepts suborder and Sulfic Haplaquepts great group<sup>18,21</sup>. The soil contained yellow mottles which resemble jarosite in the B22 and C horizons. The ECe, Soluble Na<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Al<sup>3+</sup>, Cl<sup>-</sup> and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-S and exchangeable Na<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, H<sup>+</sup> and Al<sup>3+</sup> were relatively high. The pH, presence of sulfuric and Ap horizons, >1 g kg<sup>-1</sup> water soluble SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-S, and high amounts of exchangeable and active Fe and Al in the soil can categorize it into an actual<sup>34</sup> or true<sup>30</sup> acid sulfate soil.

The soil had high amounts of kaolinite and illite clay minerals in the clay fractions throughout the profile. The soil also had trace amounts of smectite, chlorite, vermiculite, quartz, feldspars and interstratified 0.71 nm/1.01 nm and 1.01 nm/1.42 nm minerals.

#### REFERENCES

- 1) Ahmed, N. and H. W. Wilson : Acid sulfate soils of caribbean region - their occurrence, reclamation, and use. *Soil Sci.* Vol. 153(2) : 154–164 (1992).
- 2) Allbrook, R. F. : The identification of acid sulfate soils in Northwest Malaysia. Ed. H. Dost, acid sulfate soils Proc. Int. Symp. ILRI Publ. 18(II), 131–140, Wageningen, The Netherlands. (1973).
- 3) Asami, T. and K. Kumada : Active iron and Manganese. *Soil and Plant Food.* 5(3) : 141–146 (1959).
- 4) Attanandana, T., S. Vacharotayan and K. Kyuma : Chemical characteristics and fertility status of acid sulfate soils of Thailand, ILRI Publ. 31. Proc. Bangkok Symp. acid sulfate soils. 137–156 (1982).
- 5) Attanandana, T. and S. Vacharotayan : Acid sulfate soils : their characteristics, genesis, amelioration and utilization. *South Asian Studies.* 24(2), 154–180 (1986).
- 6) Black, C. A. (ed.) : Methods of soil analysis. Part 2. Agron. Series 9, Am. Soc. Agron. Inst. Publ., Madison, Wis, USA. (1965).

- 7) Bloomfield, C. and J. K. Coulter : Genesis and management of acid sulfate soils. *Agron.* 25, 256-326 (1973).
- 8) Chapman, H. D. : Cation exchange capacity. Ed. C. A. Black, *Methods of soil analysis. Part 2. Agron. Series 9*, 891-900 (1965).
- 9) Coffin, D. E. : A method for determination of free iron in soils and clays. *Can. J. Soil Sci.* 43 : 7-17 (1963).
- 10) Day, P. R. : Particle fractionation and particle-size analysis. Ed. C. A. Black, *Methods of soil analysis. Part 1. Agron. Series 9*, 545-566 (1965).
- 11) Dent, D. L. : Acid sulfate soils : a baseline for research and development. ILRI Publication 39. (1986).
- 12) FAO : Technical Report 2. Agro-ecological regions of Bangladesh for Agricultural Development. p. 3 (1988).
- 13) Ghosh, S. K., D. K. Das and D. L. Deb : Physical, chemical and mineralogical characteristics of acid sulfate soils from Kerala. *Bull. Ind. Soc. soil Sci.* 11 : 113-133 (1976).
- 14) Gotoh, S. and W. H. Patric : Transformation of iron in a waterlogged soil as influenced by redox potential and pH. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 38 : 66-71 (1974).
- 15) Hart, M. G. R. : Sulfur oxidation in tidal mangrove soils of Sierra Leone. *Plant Soil.* 11 : 215-236 (1959).
- 16) Hasan, M. M. and M. A. Razzaq : A preliminary evaluation of the clay mineralogy of sundarban soils. *Bano Biggyan Patrika.* 10 : 1-3 (1981).
- 17) Hesse, P. R. : A text book of soil chemical analysis. John Murray (Publ.) Ltd., 50 Albemarle Street, London, W1X 4BD, 200. (1971).
- 18) Hussain, M. S. : Soil classification with special reference to the soils of Bangladesh. Publ. by Univ. of Dhaka, Dhaka, Bangladesh, p. 337 (1992).
- 19) Jackson, M. L. : Soil Chemical Analysis. Prentice Hall of India, Pvt. Ltd. New Delhi 1. (1973).
- 20) Karim, Z., M. Ali and G. Hossain : Values used to classify organic matter content and cation exchange capacity of soils. Fertilizer recommendation guide. Bangladesh Agric. Res. Council, p. 129 (1989).
- 21) Keys to Soil Taxonomy : USDA Soil Management Support services, Technical Monograph No. 6, U.S. Dept. of Agric., Washington, D.C., p. 141-145 (1983).
- 22) Lavkulich, L. M. and J. H. Wiens : Comparison of organic matter destruction by hydrogen peroxide, sodium hypochlorite, and its effects on selected mineral constituents. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 34 : 755-758 (1970).
- 23) Marius, C. : Acid sulfate soils of the mangrove area of Senegal and Gambia. *Proc. Bangkok Symp. on acid sulfate soils. ILRI Publ.* 31. (1982).
- 24) Metson, A. J., G. E. Janica, J. E. Cox and D. B. Gibbs : The problem of acid sulfate soils with examples from north Auckland, New Zealand. *New Zealand J. Sci.* 20 : 371-394 (1977).
- 25) Nambiar, P. E., T. J. Nair and N. Subramoney : Studies on the Kattampally swamp soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.*, 14(7) : 15-18 (1966).
- 26) Nelson, D. W. and L. E. Sommers : Total carbon, Organic carbon, and organic matter. Ed. A. L. Page, *Methods of soil analysis. Part 2. Agron. Series 9* : 539-579 (1982).
- 27) Norrish, K. and B. W. Chappel : X-ray fluorescence spectrography. Ed. J. Zussman, *Physical method in determinative mineralogy.* New York, Academic Press. (1976).
- 28) Olsen, S. R., C. V. Cole, F. S. Watanabe and L. A. Dean : Estimation of available phosphorus in soils by extraction with sodium bicarbonate. *USDA Circ.* 939. (1954).
- 29) Osborne, J. F. : Soil analysis as a guide to acidity classes in mature acid sulfate soils of the Southern Central Plain of Thailand. *Proc. 5th Asian Soil Conf. on "Soil Sci. as a tool for rural Development."* 10-13 June, 1984, Bangkok, Thailand. (1984).
- 30) Paramanathan, S. and W. D. Noordin : Classification of acid sulfate soils of peninsular Malaysia. *Pertanika* 9 : 323-330 (1986).
- 31) Peech, M. : A critical study of the BaCl<sub>2</sub> tri-ethanolamine and the ammonium acetate methods for determining the exchangeable hydrogen content of soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 26 : 37-40 (1962).
- 32) Ponnampereuma, F. N., T. Attanandana and G. Beye : Amelioration of three acid sulfate

- soils for low land rice. Ed. H. Dost, Proc. Int. Symp. on acid sulfate soils. Vol. 2, 391-406 (1973).
- 33) Ponnampetuma, F. N. and J. L. Solivas : Field amelioration of an acid sulfate soil for rice with manganese dioxide and lime. Ed. H. Dost and Van Breemen, Proc. Bangkok, Symp. on acid sulfate soils. ILRI Publ. 31 : 213-220 (1982).
- 34) Pons, L. J. : Outline of the genesis, characteristics, classification and improvement of acid sulfate soils. Ed. H. Dost, acid sulfate soils. Proc. Int. Symp. ILRI Publ. 18(1) : 3-27 (1973).
- 35) Rich, C. I. : Suction apparatus for mounting clay specimens on ceramic tile for x-ray diffraction. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 33 : 815-816 (1969).
- 36) Richards, L. A. (ed.) : Diagnosis and improvement of saline and alkali soils, p. 84-156, USDA Handbook No 60. U. S. Govt. Print. Office, Washington, D. C. (1954).
- 37) Saheed, S. M. and M. Rahman : Reconnaissance soil survey report of sadar south and Cox's Bazar subdivision, Chittagong District. Soil Survey Dept., Dhaka, Bangladesh. (1976).
- 38) Shamshuddin, J. and E. A. Auxter : Soil solution compositions and mineralogy of some active acid sulfate soils in Malaysia as affected by laboratory incubation with lime. Soil Sci. 153 (5) : 365-376 (1991).
- 39) Soil Survey Staff. : Soil Survey Manual. USDA Handbook, 18, U. S. Govt. Print. Office, Washington, D. C., p. 235 (1962).
- 40) Soil Survey Staff. : Soil Taxonomy. USDA Handbook, 436. U. S. Govt. Print. Office, Washington, D. C., p. 754 (1975).
- 41) Thomas, G. W. : Exchangeable cations. Ed. A. L. Page, Methods of soil analysis. Part 2. Agron. Series 9 : 159-165 (1982).
- 42) Thomas, P. and J. A. Varley : Soil survey of tidal sulfidic soils in the tropics : a case study. In Proc. Bangkok Symp. on acid sulfate soils. ILRI Publ. 31 : 52-72 (1982).
- 43) Van Beers, W. F. J. : Acid sulfate soils. ILRI Bull. 3, Wageningen. The Netherlands. (1962).
- 44) Van Breemen, N. : Dissolved aluminum in acid sulfate soils in acid mine waters. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 37 : 694-697 (1973).
- 45) Van Breemen, N. : Genesis and solution chemistry of acid sulfate soils in Thailand. Center for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen. The Netherlands. (1976).
- 46) Van Breemen, N. : Genesis, morphology and classification of acid sulfate soils in coastal plains. Ed. J. K. Kittrick, et al., Acid sulfate weathering. Soil Sci. Soc. Am. Special Publ. No. 10 : 95-108. Madison, Wis. (1982).
- 47) Van Mensvoort, M. E. F. : Morphology and genesis of actual acid sulfate soils without jarosite in Ha-Tien plain, Mekong Delta, Viet Nam. Ed. H. Dost, Acid sulfate soils. Proc. Int. Symp. ILRI Publ. 18(1) : 264-283. Wageningen, The Netherlands. (1988).
- 48) Whittig, L. D. : X-ray diffraction technique for minerals identification and mineralogical composition. Ed. C. A. Black, Methods of soil analysis. Part 2. Agron. Series 9 : 671-696 (1965).

(Received 30th July, 1993)

解 説

植物根の直径の変動と土壌の物理性

飯嶋盛雄

Dynamic Aspects of Plant Root Diameter and Soil Physical Conditions

Morio Iijima

School of Agriculture, Nagoya University

Key words : Root diameter, Root system development, Soil physical stresses

(Soil Phys.Cond.PlantGrowth,Jpn,37-43,1993)

1. はじめに

土壌中に生育する植物根の養水分吸収機能を研究する場合には、個々の根の機能に加えて、根系の土壌中での分布や根と土壌との接触などの生態学的な観点からみた機能が重要である。根系の分布については、土壌中での縦方向や横方向の広がりやを定量的に捉える上で、単位土壌体積当りの根長(根長密度)が多くの研究で調べられている。一方、根と土壌の接触の状態を定量的に表示するために、多くの場合、根の表面積が指標として用いられるが、研究報告は前者に比べ圧倒的に少ない。その理由として表面積の推定には根の長さや直径が必要であるが、この直径を測定することがきわめて煩雑であることが挙げられる。また、根長と同程度の精度で直径を捉え得るかどうかについての疑問もある。さらに、根と土壌が実際に接触している面積を定量化する試みに至っては、根の直径の問題をさらに深く掘り下げて調査する必要がある、限られた研究報告しか見あたらない。本稿では、土壌中で生育する植物根の直径の問題に関して、とくにその様々な変動に焦点を当て、土壌の物理性との関わりから議論を展開する。

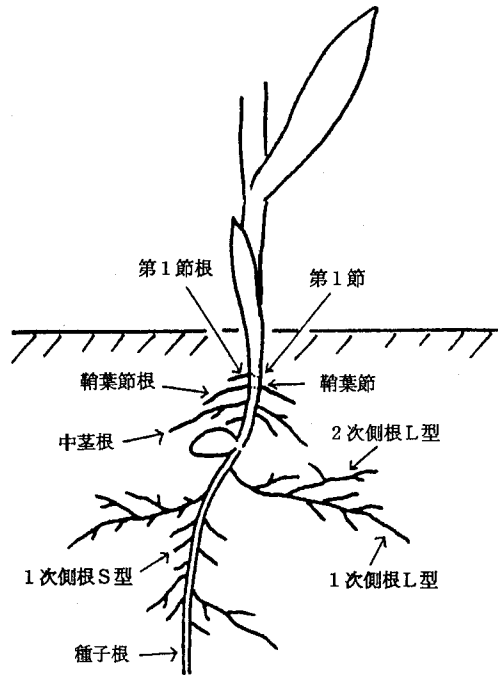


図-1 イネ科作物の根系構成要素

2. 根の直径の測定法

イネ科植物の根系は様々な種類の要素から構成される(図-1)、一般にそれらの直径は数十 $\mu$ mから数mmの単位までである(例、表-1)。従来、これらの直径は、実体解剖顕微鏡下で、個々の根について直接測定されてきた。最近の試みとしては、中性子ラジオグラフィーを応用した根の直径の測定法<sup>40,41)</sup>、画像解析システムを用

根系構成要素の名称には様々なものがあり、統一されていない。本稿では、次のような名称を選んだ。種子から発根する根—種子根。種子と鞘葉節との間(中茎部)から発根する根—中茎根。鞘葉節から発根する根—鞘葉節根。第1節から発根する根—第1節根。節位が上がるにつれ順次、第2、第3、・・・節根。これらの根の総称—主軸根。主軸根から発根する根—1次側根。根軸上にさらに高次の側根を発生する側根—L型側根、発生しない側根—S型側根、1次側根上に発根する側根—2次側根、分枝次元が上がるにつれ順次、3次、4次・・・側根。

名古屋大学農学部

キーワード： 根の直径、根系発達、土壌の物理的ストレス

表-1 土壌圧縮によるイネ科作物根の直径変化  
(Iijima and Kono, 1991<sup>16)</sup>より一部のデータを引用)

	稲 (cv.農林11号)		ハトムギ (cv.京都)		モロコシ (cv.埼玉)		トウモロコシ (cv. Robust30-71)	
	対照区 (mm)	肥大率 (%)	対照区 (mm)	肥大率 (%)	対照区 (mm)	肥大率 (%)	対照区 (mm)	肥大率 (%)
籾葉節根	0.51	133	1.25	94	0.82	130	1.05	104
中莖根	0.39	97	0.83	93	0.34	—	0.64	102
種子不定根*			0.80	89			0.86	92
種子根	0.61	90	0.88	91	0.70	80	1.14	117
1次側根L型	0.17	118	0.30	113	0.31	145	0.38	108
S型	0.11	118	0.23	126	0.15	180	0.27	148
計	0.12	127	0.23	134	0.18	178	0.29	142
2次側根L型					0.21	129		
S型					0.15	160		
計	0.06	117	0.14	143	0.15	167	0.15	167
3次側根					0.10	140		

各データは、2週齢の根系上に発生した根の直径 (FAA液で固定したもの) の平均値。主軸根 (種子根, 種子不定根, 中莖根, 籾葉節根) の直径については、根軸に沿って5mm間隔で測定した。側根については、種子根軸上に発生した各側根について根軸上を3-5点測定し、各々の側根について平均直径を求めた。側根は、L型 (その根軸上にさらに高次の側根を発生した根) とS型 (高次側根を発生しなかった根) に分類して測定した。肥大率は、対照区に対する圧縮区の割合を%で示した。供試土壌 (壤質砂土) の容積重は、対照区1.33g/cm<sup>3</sup>, 圧縮区1.50g/cm<sup>3</sup>。

\* 種子不定根: 一般には種子根と呼ばれているが、種子根より僅かに遅れて出現する主軸根であり、胚内の胚軸上から発生する根<sup>7)</sup>。

いて根の太さ別に根長を測定する方法<sup>26-28)</sup>, などがある。前者については、特殊な装置を必要とすることや、測定精度 (50μm) の点などから現在のところ一般には用いられることが少ない。後者についても、とくに直径を170μm毎に分級<sup>27)</sup>した根の長さを求めることに力点がおかれ、直径測定の精度という点で今後の研究が待たれる。一方、根の直径を直接測定せずに、根の太さ要因を推定する方法もある。それは根長と根重から、比根長 (根長/根重, 乾物重当りの長さ) を求め、根系全体の太さ的パラメータを得る方法<sup>3,6,8,9)</sup>である。しかし、例えば比根長が大きい根系は、はたして個々の根が細くなったのか、あるいは分枝次元の高い、つまり、より細い側根が増加したのかは判定できない。したがって現在でも、実体解剖顕微鏡下で直接、根の直径を測定するのが、唯一正確な方法であろう。

直径を直接測定する場合、根のどの部位をもって直径とするかについても問題がある。例えば、後述するように最も測定の簡易な主軸根にしても一本の根の部位によって大きな変異がある。通常、ストレス因子が働かない場合、イネ科作物根は根端に向かうほど直径が減少する場合が多い<sup>1,21,43)</sup>。例えば、イネにおいて基部の直径が等しい主軸根についても、根軸の基部から先端に向かって徐々に先細りするもの、基部近くで急激に直径が減少するもの、直径の減少が少ないものなどのタイプがある<sup>22)</sup>。とくにイネ科作物については、生育が進んで根長が大き

くなるほど、根端の直径の減少率が大きくなることから、根長が減少するようなストレス因子と直径の増減との関係を調査するような場合には、根端の測定のみでは問題があるとする見解もある<sup>1)</sup>。しかし根軸の部位によって直径が変動するにしろ、根の基部あるいは根端から一定の距離をもって直径と見なしている場合が多い。

### 3. 土壌の物理的ストレスと根の直径

#### (1) 土壌の物理的ストレス

土壌の物理的ストレスには、乾燥、嫌気、機械的抵抗、高温、低温ストレスなどがある。植物根は、各々のストレスに応じて肥大あるいは収縮する。例えば、嫌気<sup>5,30)</sup>、機械的抵抗<sup>16,32)</sup>に関していえば、根は一般に肥大する。同様に高温<sup>33)</sup>や低温<sup>29)</sup>ストレスにおいても、根は肥大するという見解が一般的であるが、肥大の程度や測定方法を疑問視する見解もある<sup>1)</sup>。一方、乾燥ストレスについては、逆に根は一般に収縮する<sup>31,40)</sup>。これらの物理的ストレスで、とくに機械的抵抗については、土壌中では乾燥や嫌気ストレスと同時にストレス因子になり易く、複合ストレスを形成することが多い<sup>15)</sup>。従って、嫌気と機械的抵抗については、両者ともに根を肥大させる方向にストレスが働き、一方、乾燥と機械的抵抗については収縮と肥大という逆方向にストレスが働くことになる。このような、複合ストレス下の根の直径の変化量を評価す



るためには、各々のストレスの程度を把握する必要が生じる。

### (2) 直径変化の形態的特性

機械的抵抗<sup>29,42)</sup>や乾燥<sup>19)</sup>ストレスによって引き起こされる根の直径変化は、主に皮層組織の厚さが変化することに起因する。中心柱直径は、これらのストレス下では、さほど変化しない。一方、低温条件下では、中心柱直径は増加し<sup>13)</sup>、とくに中心柱直径が根の直径と同程度に増加した、すなわち中心柱や皮層等の組織に分け隔てなく直径の増加が同程度に起こったとする報告<sup>29)</sup>もある。

植物根の皮層組織の厚さは、根が機械的な障害に出会った場合に、大きく変化する。例えば、根は金網やガラス管の様な障害物に対して、その直径をほぼ中心柱の直径近くまで減少させる、すなわち、皮層を非常に薄くさせる能力を持っている<sup>34)</sup>。皮層組織がある程度自由に変形することによって、三角形<sup>11)</sup>や長方形<sup>10)</sup>の形状をした根も見られる。

### (3) 土壌中での機械的抵抗の分布と根の直径

植物根は、土壌中を伸長していく過程で、土壌粒子を

排除し孔隙空間を押し広げる際に、土壌の機械的抵抗を受ける。実際の圃場条件下では、土壌粒子が不規則に配置するだけにとどまらず、粒子の密度も様々であり、しかも土壌水分条件が時間とともに変化する事から、根は変化に富んだ機械的抵抗を経験する。著者らは、この機械的抵抗の土壌中での空間的な分布と、根の肥大生長との関連性を定性化することを試みた<sup>17)</sup>。根箱土壌で2週間生育した陸稲について、下方にまっすぐ伸長した種子根を取り出し、根軸と全ての1次側根の直径を部位別に求め、自作した針型(直径2.3mm)の貫入硬度計<sup>18)</sup>を用いて得た土壌の機械的抵抗の微細な変異との関係を調べた(図-2)。その結果、とくに圧縮土壌条件下において機械的抵抗の土壌深度別の変異のパターンと、根の直径の変動パターンが良く一致することを見いだした。このことは、根が伸長していく過程で根端が経験した土壌の機械的抵抗の大きさが、根の肥大生長の履歴として根軸上に記録されたことを意味する。別の見方をすると、根の直径を調査することによって、土壌の機械的ストレスの変動をある程度把握することもできよう。この実験においては、容積重の比較的小さな対照土壌では、土壌の機械的抵抗の大きさと根の肥大程度との対応関係を明

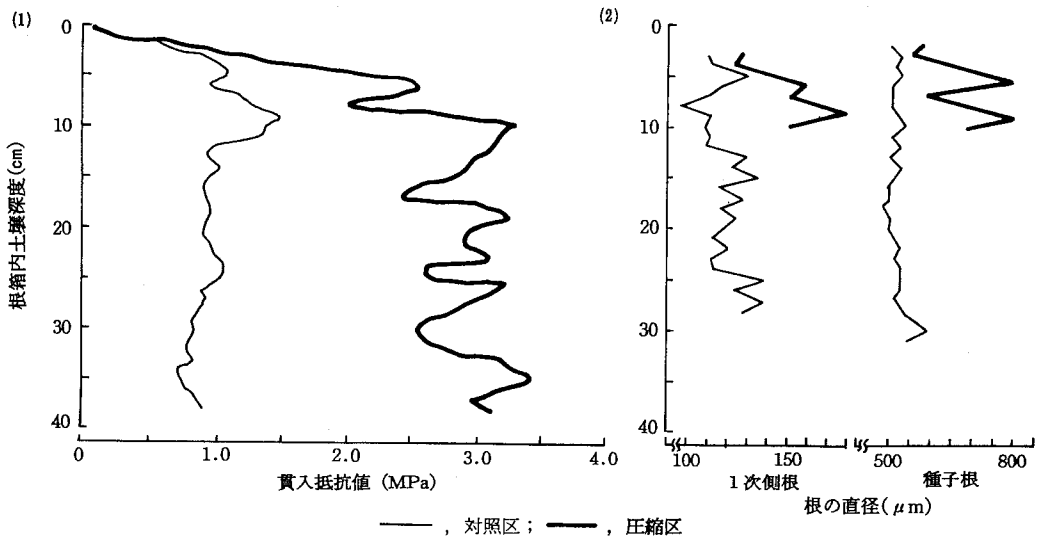


図-2 土壌の機械的抵抗と陸稲根の直径の土壌深度別変動パターン  
(Iijimaら, 1990<sup>17)</sup>より引用)

- (1) 根箱(深さ40cm×幅24cm×厚さ2cm)内に壤質砂土を充填し、灌水1週間後の貫入抵抗値を土壌深度1cm毎に針型貫入硬度計で測定した。土壌容積重は、対照区が $1.33\text{g/cm}^3$ 、圧縮区が $1.50\text{g/cm}^3$ 。
- (2) 2週齢の陸稲根系の種子根軸と種子根軸上の1次側根の直径の変動、種子根軸の直径は5mm間隔で測定した。また、1次側根は、それぞれの根について3~5点計測し、種子根軸1cm間隔で、その上に発生した側根の平均直径を表示した

確に捉えることができなかったが、さらに詳細な調査をすることによって、通常の機械的抵抗条件下においても、根軸がある程度の履歴を残す可能性があるものと考えている。

図-2の圧縮条件における根の直径を根軸に沿ってみると、長さ10cmたらずの間でも、約520から800 $\mu\text{m}$ までの変異がある。このように一本の根軸にしても、どの部位の直径を代表値とするかで得られる値が異なることになる。先に根の基部や根端から一定の距離の部位の直径をもって代表値とするのが一般的であると述べたが、研究目的によってはこの点にも充分注意を払う必要がある。

#### (4)直径変化に関わる遺伝的要因

作物の根系は、起源や内部構造そして機能が異なる様々な根から構成される。土壌の物理的ストレスによって引き起こされる直径の変化の様相が、それらの根の間で異なるかどうかという点は、根系発達と土壌の物理性との関係を理解する上で、きわめて重要である。そこで著者は、機械的ストレスを受けたイネ科作物根系の全ての構成要素の根について、その肥大程度の差異を調査した(表-1)。その結果はこれまで述べてきた、機械的ストレスを受けると根は肥大するという見解を支持するものであったが、構成要素によっては、肥大が明らかでない根もあり、また肥大程度も1.1から1.8倍までの間で変異が認められた。量的に根系の大部分を占める側根に着目すると、全体的に分枝性を持つL型側根より、分枝性を持たないS型側根の方が肥大率が高い傾向があった。また、L型とS型を含めた全側根から求めた肥大率の平均値は、両者の中間にならない場合もある(例、陸稲とハトムギの1次側根の計)。これは、比較的太いL型側根の出現率が圧縮条件で増加するためであり、肥大率を考える場合に、各構成要素の形成数にも留意する必要がある。

土壌の機械的ストレスによる根の肥大程度については、この様に根の種類による差異が認められる。異なる種類の根は、それぞれ異なる遺伝的形質を持っているので、それらの形質が機械的ストレスによって変化する程度、すなわち遺伝的形質の可塑性の違い、が機械的ストレスを受けた根の直径変化に関与していることが充分に考えられる。しかし、この差異が生じるメカニズムについては現在ほとんど解明されておらず、今後の研究に待つところが大きい。

マメ科作物の根は生育にともない第2次肥大生長をすることが知られている<sup>30)</sup>。例えば、インゲンマメでは、主軸根の直径は栄養生長期から成熟期にかけて4から6倍

に肥大する<sup>30)</sup>。田中(1971)は、マメ科作物16種の主軸根の肥大の様相を調査し、その肥大程度から肥大型、基部肥大型、小肥大型の3つのタイプに大別し<sup>30)</sup>、さらにこれらのタイプと側根の肥大との間に密接な関連性を見いだした<sup>31)</sup>。このことは、マメ科作物根の第2次肥大生長に関して、明確な遺伝的差異を示すものである。従って、土壌の物理的ストレスとマメ科作物根の肥大との関係を論じる場合には、このような遺伝的差異も考慮に入れることが重要であろう。

#### 4. 根の直径における日周変動と水吸収

Huckら(1970)は植物根の直径が日変化するという極めて興味深い観察を行った<sup>19)</sup>。彼らは圃場条件下で生育した9週齢のワタを用いて、地表下80cm部位の成熟した側根を透明なパネル越しに5分間隔でこま取り撮影した。5日間の実験期間中に、土壌の水ポテンシャルが地表下60cm部位で-0.5MPaから-0.7MPaに減少したが、草丈の増加率から判断して当期間中のホストレスの程度がそれ以前と比べてとくに大きいとは考えられなかった。根の直径は地上部の日射量に応じて日変化し、最大日射量を記録した正午から約3時間後に、最大直径(明け方)と比較して約40%直径が減少した。

ポリエチレングリコールを用いて水耕液の浸透圧を調節することによって人為的に強い乾燥条件を根に与えた実験例では、例えば、ソラマメで50%<sup>31)</sup>、ダイズで30%<sup>40)</sup>直径が減少したとする報告がある。とくに、切断根を空气中で乾燥させた報告では、小麦で60%<sup>4)</sup>直径が減少するが、乾燥処理を除くと元の直径に復帰したとする報告があり、Huckらが観察したワタにおける40%の直径の日変化は、根の解剖学上決して極端な数値ではないと考えられる。

Huckらはこの直径の日変化は、根の吸水量と地上部器官からの蒸散量との差から生じたものと考えた。仮に、根の直径が40%近く日変化するという実験結果が普遍的な現象であるならば、ほとんどの場合定常状態を想定して組み立てられてきた、根の養水分や酸素等の吸収モデルは再検討をせまられることになるが、それはかなり複雑なものになる。例えば根が収縮した場合には根と土壌溶液との接触が減少し、その結果接触面積によって制限される根への水やイオンの移動は減少するであろう。

Huckらが観察した根は、パネル面に沿って生育し、比較的土壌粒子と根との接触が緩やかな、土壌密度の小さな部位に存在したものであり、ある意味では特殊な土壌環境にさらされた根であった。そこで、TaylorとWillat(1983)は、中性子ラジオグラフィを用いるこ

とによって、土壌粒子と根が緊密に接触した条件下におけるダイズ幼植物の根の直径変動を調査した<sup>40)</sup>。その結果、土壌の水ポテンシャルが $-0.2\text{MPa}$ 以上の比較的湿った土壌では、乾燥処理をかけた根の直径変動は、測定誤差の範囲内であることを示した。このことは地上部の蒸散にともない、根のとくに皮層中の水が失われても土壌と根が緊密に接触していれば、土壌から水が供給されるため根の収縮が起こらない可能性を示唆している。しかし、彼らはこの実験結果そのものは根の直径の日周変動を否定するものではないとも明言している。いずれにせよ、根の直径が、ある条件下で大きく日周変動しうることは、皮層組織の柔軟さを示すものであり、今後の研究の進展が期待される。

## 5. 根の直径変化の意義

これまで概説したように、土壌の物理的環境に応じて植物根は肥大や収縮をするが、そのことが根の生長になんらかの寄与をしているのであろうか。ここでもこれまでと同様に機械的ストレスを例として考えてみる。

伸長する根の根端近傍において根が肥大することによって、土壌の機械的ストレスが緩和されるという仮説が Abdallaら (1969) によって提出された<sup>2)</sup>。この仮説の内容は、機械的ストレスが大きい部位では、1) まず分裂帯において、根軸に対して縦方向の伸長生長が抑制され、次に2) 横方向の肥大生長が行われ、3) 根が肥大することによって土壌粒子が移動し、根端部の周辺の土壌の機械的抵抗が緩和され、4) そして再び縦方向の伸長生長が開始され、機械的抵抗の高い土壌域まで根が伸長する。上記の1) から4) のサイクルが繰り返され、土壌の機械的抵抗に抗して根が伸長するというものである。さらに彼らは、根の肥大生長が根端の下方の機械的抵抗を緩和するという仮説を検証するために、「根貫入シミュレーター」という貫入硬度計を作成した。これは、貫入硬度計のコーンの直上部のロッドに、水圧をコントロールすることによって膨張と収縮が可能なゴム製の袋を取り付けたものである。この装置による測定の結果、先の仮説を支持する結果が得られつつあるとしている<sup>2)</sup>。しかし、その後、このことをさらに追求した論文は提出されていないようである<sup>12)</sup>。

根が機械的抵抗に抗して発揮し得る単位面積当りの最大の生長圧 (Maximum Root Growth Pressure) は、植物種や同一の種内の品種間で大きな変異を示すことが知られている<sup>39)</sup>。この単位面積当りの生長圧と根の直径の間には一定の関係はみられないようであるが、Misraら (1986) は、根の直径が大きいほど最大生長圧そのも

のが高くなることを示した<sup>39)</sup>。また、根の直径と圧縮土壌への根の貫入能力の関係についても、直径が大きい根の方が貫入能力が高いとする見解<sup>20)</sup>がある。以上のことから、機械的抵抗を受けて根が肥大すると、根の生長圧や貫入能力が高まる可能性が予測される。

根の伸長と肥大のサイクルや、肥大生長にともなう根の生長圧の変化を実際に測定することによって、直径の変化が根の伸長生長に寄与するか否かを明らかにしていくことが期待される。

## 6. おわりに

植物根系の形質の中で直径は重要なパラメーターであるにもかかわらず、直径を測定した報告は、長さや重量と比較して圧倒的に少ない。根長測定のように簡易な測定法が開発されれば、間違いなく直径に関するデータの蓄積が進むであろう。現在のところは、その測定に多大な時間や労力を要するが、正確なデータを得るためには直接計測せざるを得ない。とくに、土壌中で生長する根の養水分吸収機能過程の実態を把握するためには、この点は避けては通れない。そして、より多くの研究者が直径の測定をすることによって、簡易な測定法が開発されることが望まれる。

## 引用文献

- 1) Abbas Al-Ani, M. K., and R. K. M. Hay: The influence of growing temperature on the growth and morphology of cereal seedling root systems, *J. Exp. Bot.*, 34 (149), pp 1720-1730 (1983)
- 2) Abdalla, A. M., D. R. P. Hettiaratchi and A. R. Reece: The mechanics of root growth in granular media, *J. agric. Engng Res.*, 14 (3), pp 236-248 (1969)
- 3) Christie, E. K. and J. Moorby: Physiological responses of semiarid grasses: I. The influence of phosphorus supply on growth and phosphorus absorption, *Aust. J. Agric. Res.*, 26, pp 423-436 (1975)
- 4) Cole, P. J. and A. M. Alston: Effect of transient dehydration on absorption of chloride by wheat roots, *Plant Soil*, 40, pp 243-247 (1974)
- 5) Eavis, B. W.: Soil physical conditions affecting seedling root growth: I. Mechanical impedance, aeration and moisture availability

- as influenced by bulk density and moisture levels in a sandy loam soil, *Plant Soil*, 36, pp 613-622 (1972)
- 6) Eissenstat, D.M.: On the relationship between root length and the rate of root proliferation: a field study using citrus rootstocks, *New Phytol.*, 118, pp 63-68 (1991)
  - 7) Esau, K.: *Anatomy of seed plants*, 2nd ed., John Wiley & Sons, New York, pp 525, (1965)
  - 8) Fitter, A.H.: Effects of nutrient supply and competition from other species on root growth of *Lolium Perenne* in soil, *Plant Soil*, 45, pp 177-189 (1976)
  - 9) Fitter, A.H.: Functional significance of root morphology and root system architecture, In: *Ecological interactions in soil*, (Eds.) A.H. Fitter, D. Atkinson, D.J. Read, M.B. Usher, Blackwell Scientific Publications, London, pp 87-106 (1985)
  - 10) Gerard, C.J., H.C. Mehta and E. Hinojosa: Root growth in a clay soil, *Soil Sci.*, 114, pp 37-49 (1972)
  - 11) Goss, M.J.: Effects of mechanical impedance on root growth, PhD Thesis, University of Reading, (Russell, R.S. (32) より引用, pp 170) (1974)
  - 12) Hettiaratchi, D.R.P.: Soil compaction and plant root growth, In: *Soil productivity and pollution*, (Eds.) D.J. Greenwood, P.H. Nye and A. Walker, The Royal Society, London, pp 35-47 (1990)
  - 13) Huang, B.R., H.M. Taylor and B.L. McMichael: Effects of temperature on the development of metaxylem in primary wheat roots and its hydraulic consequence, *Ann. Bot.*, 67, pp 163-166 (1991)
  - 14) Huck, M.G., B. Klepper and H.M. Taylor: Diurnal variation in root diameter, *Plant Physiol.* 45, pp 529-530 (1970)
  - 15) 飯嶋盛雄: 根の生長と土壌の機械的抵抗(1), *農業及園芸*, 67(1), pp 1151-1156 (1992)
  - 16) Iijima, M and Y. Kono: Interspecific differences of the root system structures of four cereal species as affected by soil compaction, *Jpn. J. Crop Sci.*, 60(1), pp 130-138 (1991)
  - 17) Iijima, M., Y. Kono and J. Tatsumi: Mutual relationship between patterns of soil penetration resistance and root radial expansion growth of upland rice, *Environ. Control in Biol.*, 28(2), pp 53-60 (1990)
  - 18) Iijima, M., J. Tatsumi and Y. Kono: Development of a device for estimating penetration resistance of the soil in the root box, *Environ. Control in Biol.*, 28(2), pp 41-51 (1990)
  - 19) Jupp, A.P. and E.I. Newman: Morphological and anatomical effects of severe drought on the roots of *Lolium Perenne* L., *New Phytol.*, 105, pp 393-402 (1987)
  - 20) Kiel, C. and P. Stamp: Internal root anatomy of maize seedlings (*Zea mays* L.) as influenced by temperature and genotype, *Ann. Bot.*, 70, pp 125-128 (1992)
  - 21) 川田信一郎, 松井重雄: 水稲冠根の伸長にともなう直径の変化について, *日作紀*, 47(4), pp 629-636 (1978)
  - 22) 川田信一郎, 佐々木修, 山崎耕宇: 水稲根における分枝の様相, とくに冠根の直径と分枝との関係について, *日作紀*, 49(1), pp 103-111 (1980)
  - 23) Macduff, J.H., A. Wild, M.J. Hopper and M.S. Dhanoa: Effects of temperature on parameters of root growth relevant to nutrient uptake: Measurements on oilseed rape and barley grown in flowing nutrient solution, *Plant Soil*, 94, pp 321-332 (1986)
  - 24) Materechera, S.A., A.R. Dexter and A.M. Alston: Penetration of very strong soils by seedling roots of different plant species, *Plant Soil*, 135, pp 31-41 (1991)
  - 25) Misra, R.K., A.R. Dexter and A.M. Alston: Maximum axial and radial growth pressures of plant roots, *Plant Soil*, 95, pp 315-326 (1986)
  - 26) Morita, S., S. Thongpae, J. Abe, T. Nakamoto and K. Yamazaki: Root branching in maize: I. "Branching index" and methods for measuring root length, *Jpn. J. Crop Sci.*, 61(1), pp 101-106 (1992)
  - 27) Nakamoto, T.: Development of rooting zone in corn plant, *Jpn. J. Crop Sci.*, 58(4), pp 648-652 (1989)
  - 28) 中元朋実, 坂本晴一, 下田和雄, 松崎昭夫: アワ, キビ, トウジンビエおよびトウモロコシの根系の比較研究, *日作紀*, 58(4), pp 530-534 (1989)
  - 29) Peterson, W.R. and S.A. Barber: Soybean root

- morphology and K uptake, *Agron. J.*, 73, pp 316-319 (1981)
- 30) Pitman, M.G. : Adaptation of barley roots to low oxygen supply and its relation to potassium and sodium uptake, *Plant Physiol.*, 44, pp1233-1240 (1969)
- 31) Rowse, H.R. and D. Goodman : Axial resistance to water movement in broad bean (*Vicia faba*) roots, *J. Exp. Bot.*, 32 (128), pp 591-598 (1981)
- 32) Russell, R.S. : Plant root systems : Their function and interaction with the soil, McGraw-Hill, London, pp169-218 (1977)
- 33) Sattelmacher, B., H. Marschner and R. Kuhne : Effects of the temperature of the rooting zone on the growth and development of roots of potato (*Solanum tuberosum*), *Ann. Bot.*, 65, pp 27-36 (1990)
- 34) Scholefield, D. and D. M. Hall : Constricted growth of grass roots through rigid pores, *Plant Soil*, 85, pp 153-162 (1985)
- 35) Stoffella, P. J., R. F. Sandsted, R. W. Zobel and W. L. Hymes : Root characteristics of black beans : II. Morphological differences among genotypes, *Crop Sci.*, 19, pp 826-830 (1979)
- 36) 田中典幸 : マメ科作物の根群形成に関する研究 : 第8報 主根における第2次肥大生長とその3つのタイプについて, *日作紀*, 40, pp 69-74 (1971)
- 37) 田中典幸 : マメ科作物の根群形成に関する研究 : 第9報 側根の肥大生長について, *日作紀*, 40, pp 306-310 (1971)
- 38) 田中典幸 : 作物の根に関する研究, *日作紀*, 43(2), pp 291-316 (1974)
- 39) Taylor, H. M. and L. F. Ratliff : Root growth pressures of cotton, peas, and peanuts, *Agron. J.*, 61, pp 398-402 (1969)
- 40) Taylor, H. M., and S. T. Willatt : Shrinkage of soybean roots, *Agron. J.*, 75, pp 818-820 (1983)
- 41) Willatt, S. T., R. G. Struss and H. M. Taylor : In situ root studies using neutron radiography, *Agron. J.*, 70, pp 581-586 (1978)
- 42) Wilson, A. J., A. W. Robards and M. J. Goss : Effects of mechanical impedance on root growth in barley, *Hordeum vulgare* L. : II. Effects on cell development in seminal roots, *J. Exp. Bot.*, 28 (106), pp 1216-1227 (1977)
- 43) 山崎耕宇, 埴山長憲 : トウモロコシにおける1次根の直径と2次根の形成, *日作紀*, 52(1), pp 59-64 (1983)

(受稿年月日 1993年6月1日)



解 説

溶液の熱力学と土壌水の化学ポテンシャル

溝口 勝\*

Thermodynamics of Solution and Chemical Potential of Soil Water

Masaru Mizoguchi

Faculty of Bioresources, Mie University

Key words : Thermodynamics, Solution, Soil water, Chemical potential

(Soil Phys. Cond. Plant Growth, Jpn, 68, 45-50, 1993)

I. はじめに

土壌水の化学ポテンシャルは多くの土壌物理的な現象を説明する上できわめて有用である。この概念に慣れると、土壌物理で見られる平衡系の現象は勿論のこと土壌中の移動現象や土壌による吸着現象などの非平衡過程の現象の理解の助けとなる<sup>1)2)3)</sup>。しかしながら実際に土壌物理学を扱う者ですらその概念を正しく理解しているとはいえない現状にある。それは、多くの熱力学の教科書が閉鎖系を対象にした工業熱力学の立場から説明され、化学ポテンシャルの説明に到達するまでに多くの概念の導入と数式が展開されていることに一因がある。

本論では、土壌水を一般的な溶液の一形態と見なし溶液の熱力学に基づいて、土壌水の化学ポテンシャルを理解するのに必要な最小限の関係式を整理する。そして不均一な外力場に置かれた化学ポテンシャルの考え方について解説する。

II. 均一系の熱力学

溶液の熱力学は化学熱力学でも重要な問題であり、標準的な教科書<sup>4)</sup>にもかなりの部分がさかれて説明されている。しかしそれらの多くは例えばピーカー内の均一な系で生じる現象を対象にしている。土壌物理に関連する熱力学で重要な点は、溶液の束一的性質(蒸気圧降下、浸透圧、沸点上昇および凝固点降下)が一つの溶液に固有のものとして生じる性質である。

1. 化学ポテンシャルとはなにか

ポテンシャルは物の移動を論ずる場合にきわめて有効な概念である。例えば、手に持った石ころは手を放すと重力ポテンシャルの高い手元から重力ポテンシャルの低い足元へ落下する。この場合、「重力」というポテンシャルを用いたが、土壌中の水の移動を考える場合にもこうした「何か」のポテンシャルが高い方から低い方へ移動すると考えることができる。

化学ポテンシャルは、温度、圧力一定の条件下で、ある微量の物質を系にいったときの物質1モル当りの自由エネルギーの増加量である\*1。別の言い方をすれば、単位量の物質を系から抜き出すのに必要な仕事量である。化学ポテンシャルは土壌中の水や1つ1つの化学物質など、着目している物質それぞれについて定義でき、その物質の移動や反応の方向を決定する。ここで重要なことは、平衡状態(物質の移動が起こらない状態や反応が起こらない状態)では着目した物質の化学ポテンシャルは位置や相(気相、液相、固相)に依らず必ず等しいことである。

土は土粒子・水・空気および様々な溶質からなる多成分系である。したがって、土壌水の移動を考える場合には土中にある水の化学ポテンシャルに着目すればよい。

2. 溶液中の水の化学ポテンシャル

温度T、圧力Pが一定の均一系で、溶液と水蒸気が平衡状態にあるとき、溶液中の水(液相)の化学ポテンシャル $\mu_{sl}$ は水蒸気(気相)の化学ポテンシャル $\mu_g$ に等しい。

$$\mu_{sl} = \mu_g \quad (1)$$

\*三重大学生物資源学部

キーワード：熱力学、溶液、土壌水、化学ポテンシャル

\*1 一般的には次式で定義される。 $\mu_i = (\partial G / \partial n_i)_{T, P, n_j}$  考えている系の条件に応じて、別の定義の仕方もあるが、土壌物理の現象のほとんどは定温・定圧下のものとして扱われるためギブスの自由エネルギー(G)による定義が有用である。

水蒸気を理想気体と見なせば、水蒸気の化学ポテンシャルは次式で表される。

$$\mu_g = \mu_g^*(T) + RT \ln(P_g/P^*) \quad (2)$$

ここで、 $\mu_g^*(T)$ は飽和水蒸気の標準化学ポテンシャル、 $P_g$ は溶液と平衡した水蒸気分圧、 $P^*$ は飽和水蒸気圧である。

さて、溶液-水蒸気系では、水蒸気圧 $P_g$ が溶液中の水のモル分率 $x$ に比例すると仮定して、

$$P_g = x \times P_g^* \quad (\text{Raoultの法則}) \quad (3)$$

を用いると、(2)式は次式となる。

$$\begin{aligned} \mu_g &= [\mu_g^*(T) + RT \ln(P_g^*/P^*)] + RT \ln x \\ &= \mu_g^* + RT \ln x \end{aligned} \quad (4)$$

ここで、 $P_g^*$ は溶質を含まない純水( $x=1$ )の飽和水蒸気圧、 $\mu_g^*$ はその化学ポテンシャルである。

純水の化学ポテンシャルを $\mu_L$ とすれば、純水と飽和水蒸気で、平衡条件式

$$\mu_L = \mu_g \quad (1')$$

が成り立つので、(1), (1'), (4)式より、溶液中の液状水の化学ポテンシャルは、

$$\mu_{ul} = \mu_L + RT \ln x \quad (5)$$

と表せる。

一般に、(5)式が成立するような溶液を理想溶液と呼ぶが、実際の多くの溶液に対しては(5)式をそのまま適用することはできない。そこで、

$$a = \gamma x \quad (6)$$

で定義される活量(活動度)を用いて、溶液の化学ポテンシャルが表現される。ここで、 $\gamma$ は活量係数である。すなわち、非理想溶液(実在溶液)に対しては、次式が用いられる。

$$\mu_{ul}(T, P) = \mu_L(T, P) + RT \ln a \quad (7)$$

ここで、 $\mu_{ul}$ 、 $\mu_L$ が温度と圧力の関数であることを明示するために、それぞれ $\mu_{ul}(T, P)$ 、 $\mu_L(T, P)$ と書いた。この表現を用いると、溶液と純水の化学ポテンシャルの差は次式で表される。

$$\begin{aligned} \Delta \mu_L(T, P) &= \mu_{ul}(T, P) - \mu_L(T, P) \\ &= RT \ln a \end{aligned} \quad (8)$$

$a$ は0~1の値をとるので、 $\Delta \mu_L$ は負の値となる。すなわち、(8)式は、溶液中の水の化学ポテンシャルが同温、同圧の純水の化学ポテンシャルより $|\Delta \mu_L|$ だけ低下することを表す。

### 3. 水の化学ポテンシャルの温度依存性

均一系で純物質(一成分)としてみた水の化学ポテンシャル

\*2 モルエンタルピーは内部エネルギーを用いて、 $h = u + pv$  で定義される。一方、熱力学の第一法則によると系内の内部エネルギーの増加量は系に加えた熱量と仕事量の和として次式に表現される。 $du = d'q + d'w$  通常は  $d'q = Tds$ ,  $d'w = -pdv$  として(10)式が導かれる。

ル $\mu$ は、次式で定義される。

$$\mu = h - Ts \quad (9)$$

ここで、 $h$ はモルエンタルピー、 $s$ はモルエントロピーである。エンタルピーの定義式および熱力学の第一法則を用いると、(9)式は微分形で次のように書ける。\*

$$d\mu = -sdT + v dP \quad (10)$$

$v$ は水のモル比容積である。定圧条件下では、(10)式より

$$\left(\frac{\partial \mu}{\partial T}\right)_P = -s \quad (11)$$

(11)式を(9)式に代入すると

$$\mu = h + T \left(\frac{\partial \mu}{\partial T}\right)_P \quad (12)$$

となる。両辺 $T^2$ で割って、整理すると次式となる。

$$\frac{\partial}{\partial T} \left(\frac{\mu}{T}\right) = -\frac{h}{T^2} \quad (13)$$

これは、Gibbs-Helmholtzの関係式である。

(8), (13)式より、

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial T} \left(\frac{\Delta \mu}{T}\right) &= -\frac{\partial (RT \ln a)}{\partial T} \\ &= -\frac{\Delta h(T)}{T^2} \end{aligned} \quad (14)$$

ここで、 $\Delta \mu$ 、 $\Delta h$ は、それぞれ、温度 $T$ における、溶液と純水との化学ポテンシャルの差、溶液と純水とのモルエンタルピーの差である。この式の利点は化学ポテンシャルとの関係を表現するのに、概念的で捉えにくいエントロピーを使わずに熱量として測定が容易なエンタルピーを用いていることである。

温度 $T_a \sim T_b$ の範囲で、 $\Delta h$ が一定と仮定して、(14)式を積分すると、

$$R(\ln a)_b - R(\ln a)_a = \Delta h \left(\frac{1}{T_b} - \frac{1}{T_a}\right) \quad (15)$$

となる。ゆえに、(8)(15)式より、

$$\begin{aligned} \Delta \mu_L(T_b) &= RT_b (\ln a)_b \\ &= RT_b (\ln a)_a + \Delta h \left(1 - \frac{T_b}{T_a}\right) \\ &= \frac{T_b}{T_a} \{RT_a (\ln a)_a\} + \Delta h \left(1 - \frac{T_b}{T_a}\right) \\ &= \frac{T_b}{T_a} \Delta \mu_L(T_a) + \Delta h \left(1 - \frac{T_b}{T_a}\right) \end{aligned} \quad (16)$$

この式は、ある温度 $T_a$ における純水と溶液の化学ポテンシャル差 $\Delta \mu(T_a)$ とモルエンタルピー差 $\Delta h$ が既知であれば、任意の温度 $T_b$ における化学ポテンシャル差 $\Delta \mu_L(T_b)$ を計算できることを意味する。土壌物理で用いられる土の物性値(水分特性、不飽和透水係数)などは、通常、20℃を基準温度として表示されている。しかし実



際の土が様々な温度環境下におかれていることを考えると、その温度依存性に注意を払うべきである。この式は温度が異なる条件下における土壌水の化学ポテンシャルの温度補正を示すものである。

$\Delta h \approx 0$ のときには、次の近似式が得られる。

$$\Delta \mu_L(T_b) = \frac{T_b}{T_s} \Delta \mu_L(T_s) \quad (17)$$

この関係式は(8)式において、 $P, \ln a$ を一定と見なして、 $T_s, T_b$ における $\Delta \mu$ の比をとっても得られる。

(17)式より、 $T_b < T_s$ のとき、

$$|\Delta \mu_L(T_b)| < |\Delta \mu_L(T_s)|$$

となる。すなわち、溶液と純水の化学ポテンシャルの差は温度が高くなる程大きくなり、各々の曲線間の距離は温度の上昇と共に末広がりが大きくなる。(図-1)

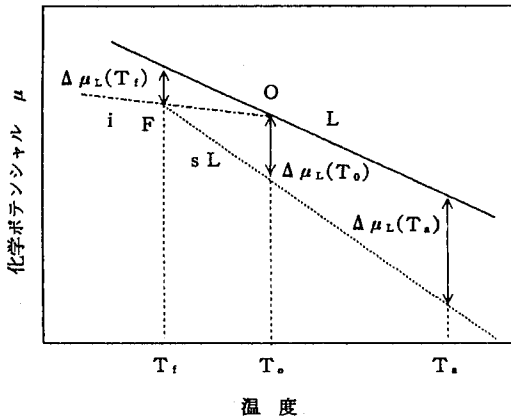


図-1 純水溶液の化学ポテンシャルの温度依存性

i : 氷 L : 液状水 sL : 溶液  
O : 自由水と氷の平衡点(標準状態)  
F : 溶液と氷の平衡点  
溶液では純水より化学ポテンシャルが $RT \ln a$ だけ低下している。その低下量は温度が高いほど大きい。

Fig. 1 Chemical potentials of pure water and solution as a function of temperature.

なお、粘土表面などへの水の吸着では、表面の影響により水分子の自由度が奪われ吸着熱が発生するために $\Delta h$ を無視できない。同様に、濃厚な溶液でも水和により水分子の運動が拘束されるために $\Delta h$ を無視できない。したがって、(17)式は希薄溶液については成立するが、水との相互作用が無視できないような粘土や濃厚な溶液には適用できないことに注意する必要がある。

#### 4. 凝固点降下度

一定圧力下で、 $0^\circ\text{C}$ 以下の純水の化学ポテンシャルについて考える。このとき固相(氷)および液相(液状水)の化学ポテンシャルの温度依存性は図-1のように表される。なおここで、(2)式を用いて化学ポテンシャルを水蒸気圧に変換したものが通常の水蒸気圧曲線である。

$0^\circ\text{C}$ 以下では液状水よりも氷の化学ポテンシャルの方が低いため、氷の方が安定である。逆に $0^\circ\text{C}$ 以上では液状水の方が氷よりも化学ポテンシャルが低いため、液状水の方が安定となる。

$$\mu_L(T, P_0) > \mu_i(T, P_0) \quad (T < T_0)$$

$$\mu_L(T, P_0) < \mu_i(T, P_0) \quad (T > T_0)$$

ここで、 $T_0, P_0$ はそれぞれ標準状態(N.T.P: $0^\circ\text{C}$ , 1atm)の温度と圧力である。標準状態では、液状水と氷とが共存し、それらの化学ポテンシャルは等しい。すなわち、液状水と氷の化学ポテンシャルは次の平衡条件を満たす。

$$\mu_L(T_0, P_0) = \mu_i(T_0, P_0) \quad (18)$$

溶液の化学ポテンシャルは、純水の化学ポテンシャルより低いため、凝固点降下が生じる。その温度を $T_i$ とすると、溶液と氷の平衡条件は次式で表される。

$$\mu_{sL}(T_i, P_0) = \mu_i(T_i, P_0) \quad (19)$$

ここで、 $T_i$ は水の凍結温度(凝固点)である。(10)式を用いると、温度 $T_i$ 、圧力 $P_0$ の氷および溶液の化学ポテンシャルは、温度 $T_0$ 、圧力 $P_0$ の化学ポテンシャルを基準にして、それぞれ1次式で近似できる。

$$\mu_i(T_i, P_0) = \mu_i(T_0, P_0) - s_i(T_i - T_0) \quad (20)$$

$$\mu_{sL}(T_i, P_0) = \mu_L(T_0, P_0) + \Delta \mu_{sL}(T_0) - s_L(T_i - T_0) \quad (21)$$

(20)(21)式を(19)式に代入して整理すると、

$$\begin{aligned} \Delta T_i &= \Delta \mu_{sL}(T_0) / (s_L - s_i) \\ &= \Delta \mu_{sL}(T_0) / \Delta s_s \end{aligned} \quad (22)$$

ただし、 $\Delta T_i = T_i - T_0 (< 0)$ で、その絶対値は凝固点降下度を表す。また、 $\Delta s_s$ は液相と固相のモルエントロピー差を表す。

$0^\circ\text{C}$ の近傍において、エントロピー差とエンタルピー差との関係は次式で表わされる。

$$\Delta s_s = \Delta h / T_0$$

この関係と(8)式を用いると、(22)式は

$$\begin{aligned} \Delta T_i &= T_0 \Delta \mu_{sL}(T_0) / \Delta h \\ &= RT_0^2 \ln a / \Delta h \end{aligned} \quad (23)$$

となる。

希薄溶液では $a \approx x$ である。このとき、溶質のモル分率を $x_s$ とすると、 $x_s$ は溶質の重量モル濃度 $m_s$ と水の分子量 $M_w$ を用いて、 $x_s \approx m_s \times M_w$ と表せるので、 $x = 1 - x_s$  ( $x_s \ll 1$ )より、

$$\ln a \approx \ln x$$

$$= \ln(1-x_2) \approx -x_2 \approx -m_2 M_w \quad (24)$$

(24)式を(23)式に代入すると次式を得る。

$$\Delta T_f = - [RT_0^2 M_w / \Delta \bar{v}_L h] m_2 \quad (25)$$

各物性値、 $R=8.314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ ,  $M_w=18 \times 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}$ ,  $\Delta \bar{v}_L h=6.0 \times 10^3 \text{ J mol}^{-1}$ ,  $T_0=273.15 \text{ K}$ を代入すると

$$\Delta T_f = -1.86 \times m_2 \quad (26)$$

これが、一般に使われる水の凝固点降下度の式であり、希薄溶液では凝固点降下度が溶液濃度に比例することを示す。

5. 浸透圧

半透膜で仕切られた溶液と純水の平衡を考えてみる。この系では、溶質は半透膜を通過できないが純水は自由に膜を通過できるので、純水が溶液方向に移動し溶液面がある高さになった時点で平衡に達する。(図-2) これはまた、溶液にある圧力を加えて溶液と純水の液面を等しく保つことと同じである。

このとき、半透膜近傍における溶液と純水の平衡条件は、次式で表される。

$$\mu_{s,L}(T_0, P_0) = \mu_{L}(T_0, P_0) \quad (27)$$

通常の圧力範囲で水の比容積  $\bar{v}_L$  を一定と仮定すれば、(10)式より溶液中の水の化学ポテンシャルは次式で近似できる。

$$\mu_{s,L}(T_0, P_0) = \mu_{L}(T_0, P_0) + \bar{v}_L (P_0 - P_0) \quad (28)$$

したがって、平衡条件式(27)より次の関係を得る。

$$\Delta \mu(T_0, P_0) + \bar{v}_L \Delta P = 0 \quad (29)$$

これは、溶液-純水系で溶液側に加えるべき圧力が

$$\Delta P = -\Delta \mu(T_0, P_0) / \bar{v}_L$$

$$= -RT_0 \ln a / \bar{v}_L \quad (30)$$

であることを表す。これが浸透圧である。浸透圧は温度が高いほど大きい。

希薄溶液では、(24)式の関係より次式となる。

$$\Delta P = (x_2 / \bar{v}_L) RT_0 \quad (31)$$

これが、一般に使われる Van't Hoff の式である。

III. 不均一系の化学ポテンシャル

通常化学ポテンシャルは均一系で論議されることが多い。しかし、土壌中の水は常に地球の重力場に置かれている。また、粘土粒子表面の吸着水は表面からの吸着力場にある。こうした外力場(重力場、遠心力場、電場など)が存在する系で化学ポテンシャルを用いる場合には場の影響を考慮しなければならない。ここでは、重力場の影響を受けた不均一系の水の化学ポテンシャルを考えてみる。

1. 重力が一定の場合

まず、簡単な系としてコップの中の水を考える。(図-3)

各位置の水は温度が等しく、一定の重力によって下向きの引力を受けている。このとき、高さ  $h_1$ ,  $h_2$  の重力ポ

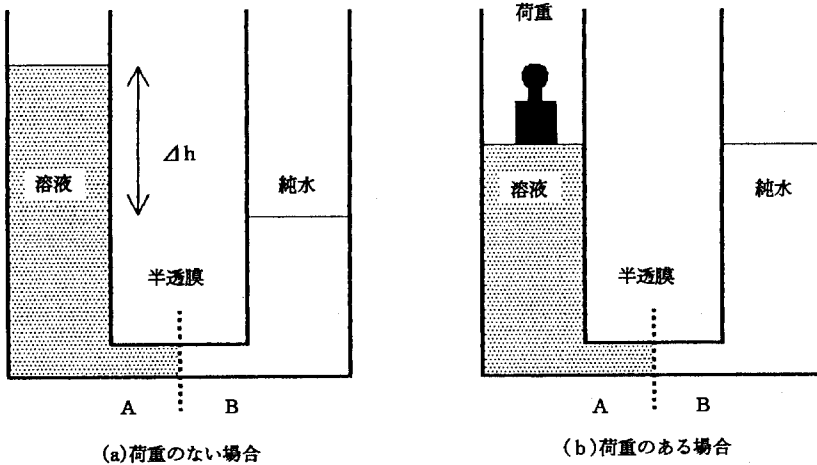


図-2 溶液と自由水の平衡(浸透圧)  
 (a) A点の圧力は水位差分(Δh)だけ大きい  
 (b) A点の圧力は荷重圧分だけ大きい

Fig.2 Equilibrium between solution and free water.

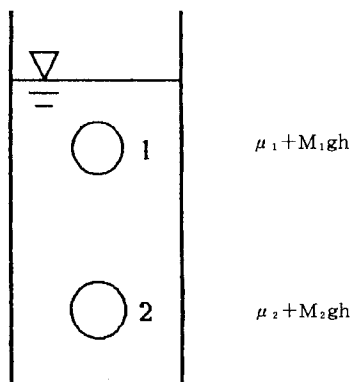


図-3 不均一場の水の化学ポテンシャル任意の一で  $\mu + Mgh$  が保存される。

Fig. 3 Chemical potential of water in a heterogeneous force field.

テンシャルはそれぞれ  $M_wgh_1$ ,  $M_wgh_2$  である。したがって、高さ  $h_1$ ,  $h_2$  での重力場を考慮した水の化学ポテンシャル  $\tilde{\mu}$  はそれぞれ次式で表される。

$$\tilde{\mu}_1 = \mu_1 + M_wgh_1 \quad (32)$$

$$\tilde{\mu}_2 = \mu_2 + M_wgh_2$$

ここで、 $M_w$  は水の分子量、 $g$  は重力加速度である。

一方、高さ  $h_1$  の静水圧を  $P_1$ 、水の密度を  $\rho$  (一定) とすると、高さ  $h_2$  の静水圧  $P_2$  は

$$P_2 = P_1 + \rho g(h_1 - h_2) \quad (33)$$

等温条件下では(10)式より  $\Delta\mu = \bar{v}_L \Delta P$  となるから、

$$\begin{aligned} \mu_2 - \mu_1 &= \bar{v}_L (P_2 - P_1) \\ &= \bar{v}_L \rho g (h_1 - h_2) \\ &= M_w g (h_1 - h_2) > 0 \end{aligned} \quad (34)$$

したがって、

$$\mu_2 > \mu_1 \quad (35)$$

となる。この式は、外力を考慮しない高さ  $h_2$  の水の化学ポテンシャルは高さ  $h_1$  のものよりも大きいことを示す。均一系の化学熱力学に慣れていると、このときなぜ水が  $h_2$  から  $h_1$  に移動しないのか頭を悩まされるところ

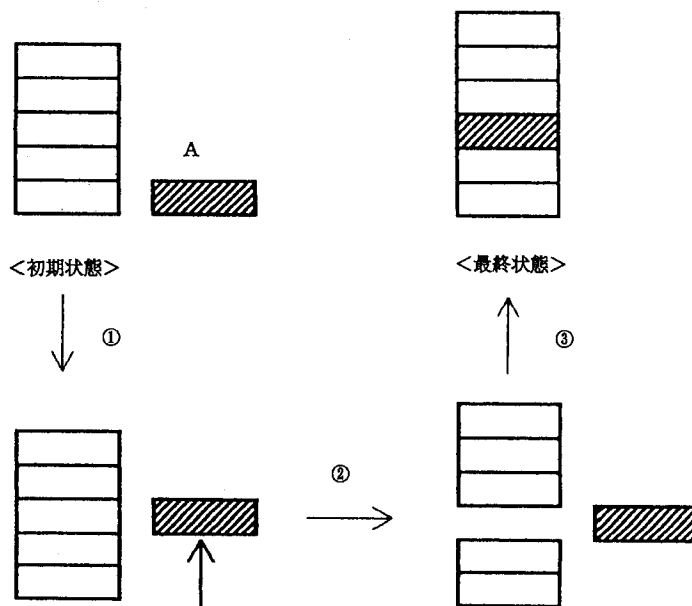


図-4 重力場の水の化学ポテンシャルの物理的な意味Aをどの位置に入れても要する仕事は等しい。

- ①水1モル(A)を持ち上げる
- ②系内の水を持ち上げAの入る空間を作る
- ③Aを系内に入れる

Fig. 4 Physical meaning of the chemical potential of water in gravitational force field.

である。しかし、この場合には重力場の影響を受けた不均一系であるから外力場を考慮した化学ポテンシャルを考えねばならない。このとき、場を考慮した化学ポテンシャルが等しいことが次のようにして示される。すなわち、(32), (34)式より

$$\begin{aligned}\tilde{\mu}_2 - \tilde{\mu}_1 &= (\mu_2 + M_w g h_2) - (\mu_1 + M_w g h_1) \\ &= (\mu_2 - \mu_1) - M_w g (h_1 - h_2) \\ &= 0\end{aligned}$$

ゆえに、

$$\tilde{\mu}_1 = \tilde{\mu}_2 \quad (36)$$

となる。同様に高さ $h$ を任意に選べばコップの中のどの位置でも水のポテンシャルは等しいことがわかる。

重力場を考慮した水の化学ポテンシャルの物理的な意味は仕事の概念を用いて次のようにしても説明できる(図-4)。すなわち、化学ポテンシャルは微量の水(これを図中では1つの長方形Aで表わすことにする)を系に加えたときの水1モル当たりのエネルギー増加量であるから、その過程を3段階に分けて考えてみる。

①Aを基準面から押し込みたい高さに持ち上げる。

②押し込む位置より上にある水を持ち上げて、Aを入れる空間を作る。

③Aを系内に入れる。

各々の過程で要する仕事はそれぞれ ① $M_w g h$ , ② $P \Delta V_L$ , ③0である。<sup>\*3</sup>また、Aを入れる位置の圧力が $P = M_w g \Delta h$ (ここで $\Delta h$ は水面からの距離)であることに注意すれば、どの位置に水を加える場合でも要する仕事量は等しく、系全体が得るエネルギーが等しいことがわかる。<sup>\*4</sup>

水面の高さがそれぞれ $h_1, h_2 (h_1 > h_2)$ のコップ内の水に対して、外力場を考慮した水の化学ポテンシャルはそれぞれ、

$$\begin{aligned}\tilde{\mu}_1 &= \mu_0 + M_w g h_1 \\ \tilde{\mu}_2 &= \mu_0 + M_w g h_2\end{aligned} \quad (37)$$

と表せる。ただし、 $\mu_0$ は水面( $P =$ 大気圧)における水の化学ポテンシャルである。このとき、 $h_1 > h_2$ の条件から $\tilde{\mu}_1 > \tilde{\mu}_2$ である。したがってコップを連結すると水は1から2に流れる。これは単純な水理学の問題に他ならない。

#### IV. おわりに

本論では土壌水の化学ポテンシャルに関連して重要と思われる基礎式を整理した。さらに、コップの中にある水を例にとり重力場中に置かれている水に対する化学

ポテンシャルの考え方を示した。本論のほとんどの内容は単なる化学熱力学の復習にすぎないかも知れないが、本論を読んだ上で土壌をイメージしながらもう一度熱力学の教科書を見返して頂きたい。そうすれば、土壌水の化学ポテンシャルについての理解が深まるであろう。

#### 参考文献

- 1) 岩田進午: 土壌水のエネルギー概念について, 日本土壤肥科学雑誌, 32(11), 1961
- 2) S. Iwata and T. Tabuchi: Soil-Water Interactions, Marcel Dekker, INC. 1988
- 3) N. E. Edlefsen and A. B. C. Anderson: Thermodynamics of soil moisture, Hilgradia, 15(2). 31-298, 1943
- 4) 例えば
  - ① D. H. Everett (玉虫伶太, 佐藤弦訳): 入門化学熱力学, 第2版, 東京化学同人, 1972
  - ② A. Katchalsky, P. F. Curran (青野修, 木原裕, 大野宏毅訳): 生物物理学における非平衡の熱力学, みすず書房, 1975
  - ③ 妹尾学: 不可逆過程の熱力学序論, 第2版, 東京化学同人, 1983
  - ④ 大瀧仁志: 溶液化学, 裳華房, 1985
  - ⑤ 原島鮮: 熱力学・統計力学, 培風館, 1978
  - ⑥ 玉虫伶太: 活量とは何か, 共立出版, 1983
  - ⑦ 君塚英夫: 化学ポテンシャル, 共立出版, 1984

(受稿年月日 1992年7月10日)

<sup>\*3</sup> 厳密に言えば、②の操作では水分子-水分子間の水素結合を切るための仕事、逆に③の操作では水素結合をつくる(負の)仕事を必要とする。

<sup>\*4</sup> これらの思考実験は(10)式を導く際に、 $d'w$ の中に重力場の仕事を考えたものに他ならない。

解 説

土壌の水分特性, 膨潤, 凝固点降下度についての熱力学的考察

溝口 勝\*

A Thermodynamic Discussion on Soil Water Characteristics, Swelling, and Freezing Point Depression of Soil Water

Masaru Mizoguchi

Faculty of Bioresources, Mie University

Key words: Chemical potential, Soil water characteristics, Swelling, Freezing point depression  
(Soil Phys. Cond. Plant Growth, Jpn, 68, 51-55, 1993)

I. はじめに

土壌水の化学ポテンシャルは多くの土壌物理現象を説明する上できわめて有用である。この概念に慣れると、土壌物理で見られる平衡系の現象は勿論のこと土壌中の移動現象や土壌による吸着現象などの理解の助けとなる。前報<sup>1)</sup>では溶液の熱力学に基づいて土壌水の化学ポテンシャルに関連する基礎式を整理し、外力が働いている場における水の化学ポテンシャルの概念を解説した。本論では、熱力学的に平衡している土壌水と純水の化学ポテンシャルは等しいという性質に基づいて、土の水分特性、土の膨潤、土壌水の凝固点降下について考察する。

II. 土壌水の化学ポテンシャル

1. 土壌水と一般溶液のアナロジー

土壌は土粒子・水・空気・養分・微生物などの集合体である。溶液の定義を拡張して、土壌中の水だけを溶媒とみなせば、土粒子・空気・養分などは形式的に溶質と見ることができる。たとえば、土粒子をわずかに含んだ泥水は溶媒(水)中に溶質(土粒子)が混合した溶液系である。この系で、少しずつ水を減少させ土粒子の割合を増加させてゆくと、やがて水の重量よりも土粒子の重量の方が多くなるが、この状態も一種の溶液系である。さらに水を減少させ、空気が混入した不飽和土壌系でも空気を第2の溶質と見なせば形式的にはやはり溶液系といえる。このように土壌は一種の多成分溶液系と考えることができ、土壌水に対する溶液の熱力学の適用の可能性が予想される。

通常、溶質と溶媒の相互作用が無視できる系、あるいは相互作用が明らかにされている系では、溶液の化学ポテンシャルが濃度の関数として理論的に誘導できる。しかしながら、相互作用が明かでない系では化学ポテンシャルと濃度の関係を理論的に導くことは不可能である。このうち土壌水は後者の部類に属する典型的な例である。土壌水は溶液中のイオン、土粒子表面からの様々な拘束を受けているために、あるいは空間的構造を持った土粒子一つ一つから影響を受けているために、その化学ポテンシャルが自由水の化学ポテンシャルよりも低下している。その低下量の原因を追求していくならば、水の構造までに踏み込んで水分子-水分子間の水素結合状態や水分子と土粒子との相互作用について明らかにする必要がある。この点は理論(的)土壌物理学で解明しなければならない問題の一つである。しかし相互作用の要因を一つ一つ解明していく一方で、これらの要因について言及せずひとまとめに扱う手法も可能である。溶液化学で用いられる活量の概念がその一つである。

活量を用いると、土壌水と純水の化学ポテンシャル差  $\Delta\mu$  は次式で表される。

$$\Delta\mu(T,P) = \mu_{sL}(T,P) - \mu_L(T,P) = RT \ln a \quad (1)$$

ここで、 $\mu$  は化学ポテンシャル、 $a$  は活量である。また、 $T, P, R$  はそれぞれ温度、圧力、気体定数である。添字<sub>sL, L</sub> はそれぞれ土壌水、純水を表す。 $a$  は厳密には溶液中のイオン、土粒子の引力に基づく水分子の拘束状態によって変化するが、この場合土壌水に対する平均的な量として次式で表される。

$$a = \gamma x_L \quad (2)$$

\*三重大学生物資源学部

キーワード: 化学ポテンシャル、水分特性、膨潤、凝固点降下度

ここで、 $\gamma$ は活量係数、 $x_L$ は土壌中における水のモル分率である。相互作用が明かでない系において、活量係数は実験によってのみ決定される補正係数である。

2. 土壌水と純水の力学的平衡条件

半透膜で仕切られた溶液-純水系は溶液側に純水側より大きな圧力 $|\Delta P|$ を加えると力学的に平衡する。こうした平衡は、逆に純水側を $|\Delta P|$ で引っ張っても得られる。土壌水-純水系でも同様である。土壌水は土粒子表面に引き付けられた状態にあるために、温度が一定の条件下ではその土壌水は圧力 $|\Delta P|$ で引かれたピストン内の水と等価な状態となる。この物理的な意味は、バネで連結された水分子を土粒子とピストンが引き合っている「綱ひき状態」と理解できる。(図-1) 1気圧の純水のバネの状態を基準にすると、負圧はバネに張力が働いている状態であり、正圧はバネに圧縮力が働いている状態である。例えば、土質力学でよく使われる間隙水圧は通常、水分子間の仮想的なバネに圧縮力が働いた状態と見なせる。

温度一定条件下で平衡を保つのに必要な圧力差は次式によって与えられる。

$$\begin{aligned} \Delta P &= -\Delta \mu(T, P) / \bar{v}_L \\ &= -RT \ln a / \bar{v}_L \end{aligned} \quad (3)$$

ここで、 $\Delta \mu$ は土壌水と純水の化学ポテンシャルの差、 $\bar{v}_L$ は純水の比容積である。この式は $\Delta \mu$ を $\Delta P$ に変換するものである。圧力差を温度一定の条件下における化学ポテンシャル差と比容積の比として定義すれば、土壌水の状態は $T, \Delta P$ の関数として表わされる。ここではこうして定義された圧力を「等価圧力差」と呼ぶことにする。

III. 土壌物理現象への適用

土壌水の化学ポテンシャルを用いると、様々な土壌物理現象を説明できる。ここでは土壌水の平衡に関連する土の水分特性、土の膨潤、土壌水の凝固点降下を考える。

1. 土の水分特性

溶質を含まない土の水分特性は、土中法、吸引法、圧板・圧膜法、サイクロメータ法、蒸気圧法などによって、土壌水と純水を平衡させて、水の化学ポテンシャルと含水量の関係を実験的に求めたものである。原理的にこれは、溶液化学において実用的に実験で活量(活量係数)を求める操作と同じである。この意味では土の水分特性は土壌水の活量を求めているとも言える。

土壌を多相系溶液と見なすことで水分過飽和状態での

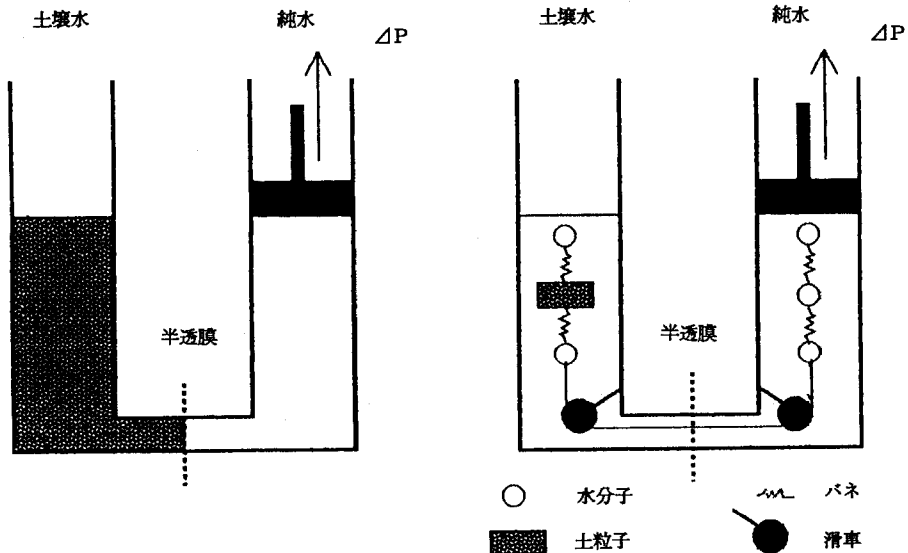


図-1 土壌水と純水の平衡モデル  
土壌中の水分子は土粒子に引き付けられているために、吸引された純水と釣り合う。物理的なイメージは水分子を介した綱引き状態である。

Fig.1 Model to represent equilibrium between soil water and pure water.

水分特性が考察できる。土が土粒子と水だけで構成されているとき、土粒子を溶質と見なすと土壌水の化学ポテンシャルは(1)式、その活量は(2)式で表わされる。このとき、活量係数を含水比の関数 $f(w)$ で表すと、飽和土壌水のモル分率は含水比を用いて次式で書ける。

$$x_L = \frac{n_2}{n_1 + n_2} = \frac{W}{\beta + W} \quad (4)$$

ここで、 $n_1$ 、 $n_2$ は土壌中における土粒子、水のモル数、 $\beta$ は水と土粒子の分子量の比 ( $M_2/M_1$ )、 $w$ は含水比 (水と土粒子の質量比:  $m_2/m_1$ ) である。(4)式を(1)式に代入すると、土壌水の化学ポテンシャルと含水比の関係:

$$\Delta \mu_L = RT \ln r(w) \frac{W}{\beta + W} \quad (5)$$

を得る。土(粘土)の分子量は水に比べて十分大きく、 $\beta \ll 1$ と考えられるので、上式は次式となる。

$$\Delta \mu_L = RT \ln r(w) \quad (6)$$

この式は、水分過飽和の土壌水の化学ポテンシャルが活量係数を用いて近似できることを示す。ただし、この式中の活量係数はいまのところ含水比の関数として実験によってしか決められない。その意味では通常の土の水分特性と何ら利点はないように思える。しかし理論的に土の水分特性が溶液化学の活量と上記のような関係にあることを理解しておくことは重要である。

## 2. 土の膨潤

土は水分を吸収して飽和に近付くと、ほとんどの場合吸水を停止する。しかし、飽和になった後でも一定の体積になるまで吸水を継続することがある。この現象は土の膨潤と呼ばれる。また逆にこうした土の体積を強制的に一定にしておくと、土が水を吸収する過程で圧力が発生する。この圧力は膨潤圧と呼ばれる。膨潤が停止した状態では、土壌水と純水との平衡条件は次のように表される。

$$\mu_{sL}(T, P_s) = \mu_L(T, P) \quad (7)$$

ここで $P_s$ は土壌水にかかる圧力である。

ところで、土壌水の化学ポテンシャルは

$$\mu_{sL}(T, P_s) = \mu_L(T, P) + \bar{v}_L(P_s - P) + \Delta \mu(T, P) \quad (8)$$

と近似できるので、(7)式を用いて整理すると次式を得る。

$$P_s - P = -\Delta \mu(T, P) / \bar{v}_L \quad (9)$$

この式は、 $\Delta P = P_s - P$ とおけば(3)式と同じ形であり、溶液における溶液濃度と浸透圧の関係に他ならない。

膨潤土では膨潤圧と含水比の関係が一種の水分特性を表す。すなわち、溶液が透過でき、粘土粒子は透過できない半透膜を介して粘土ゲルに圧力を加えたならば、その圧力に応じて溶液が浸出する。このとき加えた圧力と保水量の関係が飽和土(ゲル状物質)の水分特性を与えることになる。圧膜法はこの原理に基づくが、要するに海水から真水を作るのに利用される逆浸透法の一つである。

## 3. 土壌水の凝固点降下度

土壌中には0℃になっても凍らない水(不凍水\*)が存在する。この不凍水は土の凍結現象において極めて重要な働きをする。

### (1) 大気圧条件下における凝固点降下

大気圧下にある1つの間隙を考え、その中の土壌水と氷が共存しているとすると、その平衡条件は次式で表される。

$$\mu_{sL}(T_i, P_0) = \mu_i(T_i, P_0) \quad (10)$$

ここで、 $\mu$ は化学ポテンシャル、添字 $sL, i, L, i$ はそれぞれ液状水、純水、氷を表す。また、 $T_i$ および $P_0$ は凍結温度および大気圧を表す。純水に対して、標準状態(N.T.P.: 0℃, 1気圧)では次式が成り立つ。

$$\mu_L(T_0, P_0) = \mu_i(T_0, P_0) \quad (11)$$

土壌水および氷の化学ポテンシャルをそれぞれ次式で近似すると、

$$\mu_i(T_i, P_0) = \mu_i(T_0, P_0) - s_i(T_i - T_0) \quad (12)$$

$$\mu_{sL}(T_i, P_0) = \mu_L(T_0, P_0) + \Delta \mu(T_0) - s_L(T_i - T_0) \quad (13)$$

(10)(11)式の平衡条件から次式を得る。

$$\begin{aligned} \Delta \mu(T_0) &= (s_L - s_i) \Delta T_i \\ &= \Delta \xi s \Delta T_i \\ &= (\Delta \xi h / T_0) \Delta T_i \end{aligned} \quad (14)$$

ここで、 $\Delta T_i = T_i - T_0$ である。 $\Delta \mu(T_0)$ は0℃における土壌水と純水の化学ポテンシャルの差、 $s_L$ および $s_i$ は標準状態における液状水および氷の比エントロピーである。また、 $\Delta \xi s$ は0℃における液状水と氷の比エントロピー差でエンタルピーと次の関係にある。

$$\Delta \xi s = \Delta \xi h / T_0 \quad (15)$$

(14)式に各物性値、 $\Delta \xi h = 336 \times 10^3 \text{ Jkg}^{-1}$ 、 $\bar{v} = 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 、 $T_0 = 273.15 \text{ K}$ を代入し、さらに(3)式を用いて $\Delta \mu(T_0)$ を等価圧力差に換算すると、

$$\begin{aligned} \Delta P_L &= (\Delta \xi h / \bar{v}_L T_0) \Delta T_i \\ &= 12.3 \times 10^5 \Delta T_i \quad [\text{Pa}] \end{aligned} \quad (16)$$

\*1 食品の分野でも魚介類の凍結保存を考える上で不凍水の挙動は重要である。この場合にはタンパク質と水との相互作用によって水の凍結温度が決定される。

これは、 $-1^{\circ}\text{C}$  ( $\Delta T_i = -1$ ) の凍土中に存在する不凍水は、 $12.3 \times 10^5 \text{ Pa}$  (12.3 bar) で吸引された温度  $T_0$  の純水と力学的に等価であることを意味する。

$\Delta P_L$  を  $pF$  で表示してみる。

$\Delta \mu(T_0)$  は次式：

$$\begin{aligned} \Delta \mu(T_i) &= (T_i/T_0) \Delta \mu(T_0) \\ &= 1.073 \times \Delta \mu(T_0) \end{aligned} \quad (17)$$

によって近似的に常温  $T_0$  (293.15 K,  $20^{\circ}\text{C}$ ) の値に補正できるので、(16)式は次式となる。

$$\Delta P = 13.2 \times 10^5 \Delta T_i \quad [\text{Pa}] \quad (20^{\circ}\text{C}) \quad (18)$$

ここで、 $P = \rho gH$  の関係を用いて圧力を水柱高さ ( $H$ ) で表示すると、 $\rho = 10^3 \text{ kgm}^{-3}$ 、 $g = 9.8 \text{ Nkg}^{-1}$  より、

$$\Delta H = 1.35 \times 10^4 \Delta T_i \quad (\text{cm H}_2\text{O}) \quad (19)$$

となる。したがって、 $pF$  の定義より

$$pF = \log |\Delta H| = 4.12 + \log |\Delta T_i| \quad (20)$$

これは、Schofield の式と呼ばれ、 $|\Delta T_i|$  が小さい範囲で成立する。この式は、大気圧下で  $-1^{\circ}\text{C}$  の氷と共存する水が  $20^{\circ}\text{C}$  で  $pF 4.12$  の不飽和土の水とエネルギー的に同じ状態にあることを意味する。なお、(20)式は  $|\Delta T_i|$  が大きい場合には、エンタルピー (エントロピー) の温度依存性を考慮した修正式 (Low の式<sup>2)</sup>) を用いる必要がある。

## (2) 拘束圧条件下における凝固点降下

拘束圧条件下で、溶質を含まない凍土中の氷と水の平衡条件は次式で表わされる。

$$\mu_L(T_i, P_L) = \mu_i(T_i, P_i) \quad (21)$$

この式と(10)式との違いは不凍水と氷の圧力が異なることである。また、不凍水および氷の化学ポテンシャルは温度差および等価圧力差を用いて次式で近似される。

$$\mu_L(T_i, P_L) = \mu_L(T_0, P_0) - s_L \Delta T_i + \bar{v}_L \Delta P_L \quad (22)$$

$$\mu_i(T_i, P_i) = \mu_i(T_0, P_0) - s_i \Delta T_i + \bar{v}_i \Delta P_i \quad (23)$$

(10)(21)式の平衡条件から次式を得る。

$$(s_L - s_i) \Delta T_i = \bar{v}_L \Delta P_L - \bar{v}_i \Delta P_i \quad (24)$$

または、

$$\Delta P_L = (\Delta \bar{v}_s / \bar{v}_L) \Delta T_i + (\bar{v}_i / \bar{v}_L) \Delta P_i \quad (25)$$

ここで、 $\Delta \bar{v}_s = s_L - s_i$ 、 $\Delta P_L = P_L - P_0$ 、 $\Delta P_i = P_i - P_0$ 、 $\Delta T_i = T_i - T_0$  である。(16)式を求めたのと同様の各物性値を用いると、(25)式は  $0^{\circ}\text{C}$  近辺で、

$$\Delta P_L = 12.3 \times \Delta T_i + 1.1 \times \Delta P_i \quad [10^5 \text{ Pa}] \quad (26)$$

となる。これは一般化された Clausius-Clapeyron 式である。特殊な場合として次の状態が考えられる。

(a)  $\Delta P_i = 0$  の場合

凍上が起こらない不飽和土の凍結では間隙氷が大気圧に等しいと考えられる。したがって、(26)式は

$$\begin{aligned} \Delta P_L &= (\Delta \bar{v}_s / \bar{v}_L) \Delta T_i \\ &= 12.3 \times \Delta T_i \quad [10^5 \text{ Pa}] \quad (0^{\circ}\text{C} \text{ 付近}) \end{aligned} \quad (27)$$

となる。

(b)  $\Delta P_i = \Delta P_L$  の場合

間隙氷が土粒子からの拘束をほとんど受けず、水と氷の圧力が等しい場合には、(26)式は通常の Clausius-Clapeyron 式となる。

$$\begin{aligned} \Delta P_L &= (\Delta \bar{v}_s / \Delta \bar{v}_i) \Delta T_i \\ &= -123 \times \Delta T_i \quad [10^5 \text{ Pa}] \quad (0^{\circ}\text{C} \text{ 付近}) \end{aligned} \quad (28)$$

(c)  $\Delta P_L = 0$ 、 $\Delta P_i > 0$  の場合

土粒子による水の吸着力と荷重による正圧とが釣り合った状態では、 $\Delta P_L = 0$  となる。この条件で、(26)式は荷重と凍結温度の関係 (凍上圧) を与える。

$$\begin{aligned} \Delta P_i &= (\Delta \bar{v}_s / \bar{v}_i) \Delta T_i \\ &= -11.2 \times \Delta T_i \quad [10^5 \text{ Pa}] \quad (0^{\circ}\text{C} \text{ 付近}) \end{aligned} \quad (29)$$

この関係式は、変形 Clausius-Clapeyron 式と呼ばれ、実験的にも確認されている<sup>3)</sup>。

なお土壌水に溶質が含まれ、その溶質が移動可能な場合には、(25)~(29)式に対して浸透圧分の補正が必要である。すなわち、溶質による浸透圧を  $\pi (>0)$  とすると、(26)(27)式はそれぞれ次式のようになる。

$$\Delta P_L = 12.3 \times \Delta T_i + 1.1 \times \Delta P_i + \pi \quad [10^5 \text{ Pa}] \quad (30)$$

$$\Delta P_L = 12.3 \times \Delta T_i + \pi \quad [10^5 \text{ Pa}] \quad (31)$$

凍土中の水分移動では上式の等価圧力差  $\Delta P_L$  の大小関係が重要である。すなわち、重力項を無視できる凍土中の A および B 点の等価圧力差をそれぞれ  $\Delta P_A$  および  $\Delta P_B$  とすると、

$$\Delta P_A > \Delta P_B \text{ ならば } A \text{ から } B \text{ へ}$$

$$\Delta P_A < \Delta P_B \text{ ならば } B \text{ から } A \text{ へ}$$

水分が移動することになる<sup>4)</sup>。

## IV. おわりに

本論では、化学ポテンシャルの平衡式を用いて、土の水分特性、膨潤、土壌水の凝固点降下を考察した。ここではあくまで土壌水の化学ポテンシャルの基本的な考え方と応用例を示したものであり、実際の現象を細部にわたって見れば一般化し過ぎているかも知れない。しかし、一般化された概念でもう一度土を眺めることによって土の特殊な部分—土と水との相互作用—も見えてくるはずである。いずれにせよ土壌水の化学ポテンシャルは、ここで取り上げた以外の多くの土壌物理現象を説明するのに便利な道具である。本論を通して、その有用性をいくらかでも理解していただけたならば幸いである。

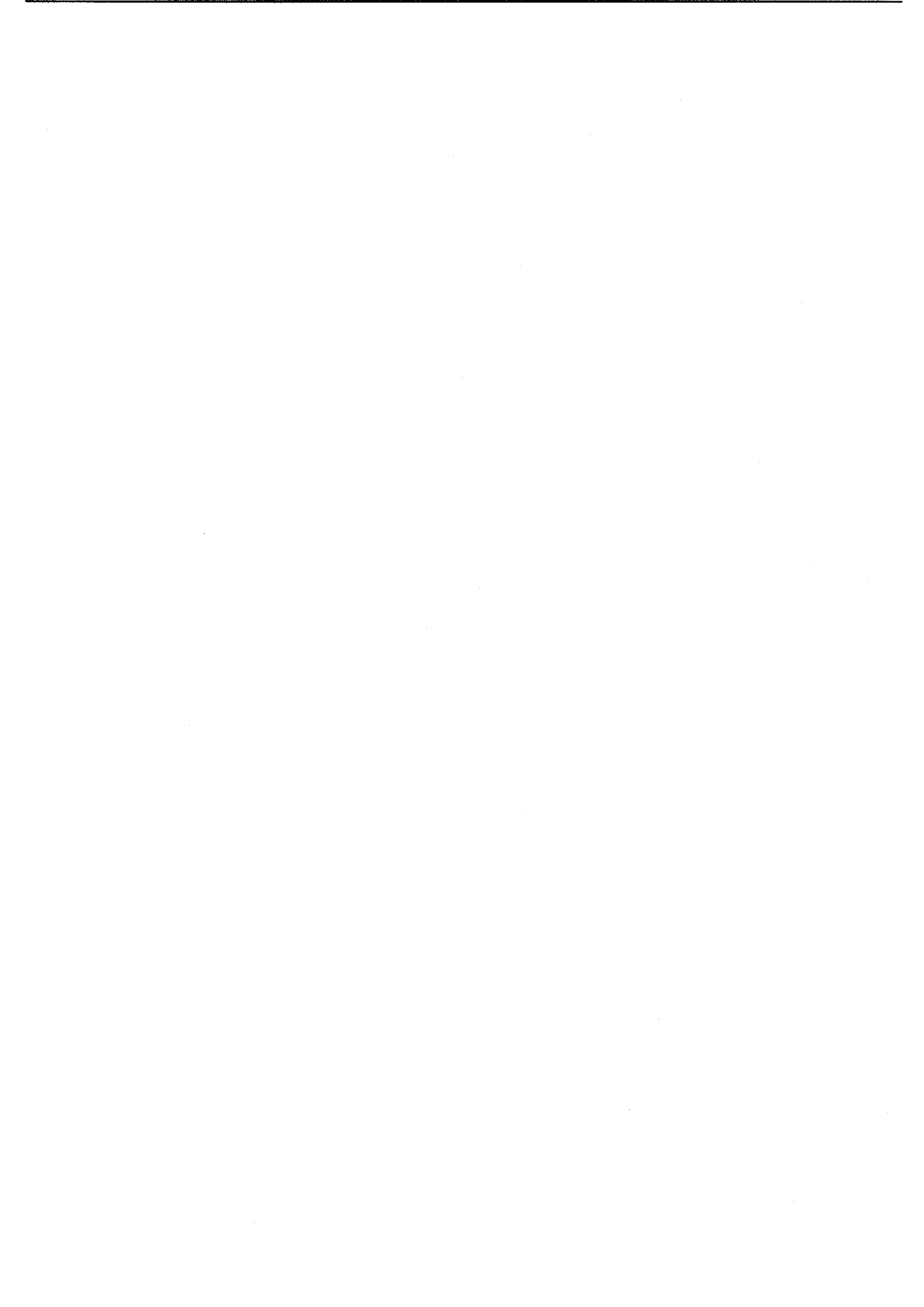
なお、本論の内容は筆者が Philip F. Low 教授 (Purdue 大学) のもとに留学 (1990.12-1992.2) する以



前に書かれたものである。彼も基本的には「土壌水、特に粘土中の水の化学ポテンシャルは粘土表面の影響を受けた分子レベルの水の構造によって決まる」と考えているようで、本文中の(5)(6)式にたいへん興味を示していた。土壌（物理）学が単なる応用だけを主眼とした「土屋さん」だけで議論されるのではなく、基礎的な学問レベルから整理されることを切に望む。

#### 参考文献

- 1) 溝口勝：溶液の熱力学と土壌水の化学ポテンシャル，土壌の物理性,68号,45-50(1993)
- 2) Low,P.F.,Anderson,D.M.and Hoekstra: Some thermodynamics relationships for soil at or below the freezing point.1.Freezing point depression and heat capacity,Water Resource Research,4,379-394(1968)
- 3) 高志勤：凍上力と凍上機構，凍土の物理学（第4章），森北出版(1982)
- 4) M.Mizoguchi: A derivation of matric potential in frozen soil,Bull.of Bioresources,Mie Univ.,No.10,175-182(1993)  
(受稿年月日 1992年7月10日)



論 説

土の水・雑考  
—その形とポテンシャル—

岡 島 秀 夫\*

A Thought on Concepts of Soil Water

Hideo Okajima

Dohto University Junior College Division

Key words : pF, chemical potential, Laplace equation and water form, use of equilibrium, concept and reality

(Soil Phys. Cond. Plant Growth, Jpn, 68, 57-67, 1993)

水分類の2つの流れ

日本土壌肥科学雑誌の原稿執筆規定(62巻, 1991)に、推奨される単位として、基本となるSI単位をもとに、水分ポテンシャルは圧力表示のときにはPa、水頭ときにはmとすること、そして水分ポテンシャルの表示として用いられてきたpFは使わないことが記されていた。1935年、イギリス、オックスフォードで開催された第3回国際土壌学会の全体会議において、Schofield<sup>1)</sup>によって提案されたpFが約半世紀後のいま、その大きな仕事を終えたということ。また同じく約半世紀にわたって議論されてきた土壌水分の分類に、水分ポテンシャルが現在学会に定着していることを示すものとして、記事を見たとき感入なものがあった。

土の水の分類には大きく見ると2つの流れがあった。一つは土の水の形と力のバランスを中心にして実態にそって具体的に水を分類していくものである。土粒子と結びついた結合水と、毛管水・重力水などのいわゆる自由水を基本にして、土ごとにそれらの最大値を水分恒数として認識し分類する方法である。もう一つは、当時すでに完成の域に達していた熱力学のエネルギー概念を水の分類に導入する方法である。つまり、土の水のエネルギーが土に拘束されて低下することを水分ポテンシャルによって量的に求めて、水を分類する方法である。前者は土の水の実態をこと細かく観察し、網の目のように分布している孔隙のなかに存在しているさまざまな水の形を、分子間結合力や毛管力によって分類分けしていくもので、実態に重きをおいた探究方法である。それに対して後者は複雑な水の形にとらわれずに、水のエネルギー状態とい

う一つの物差しによって統一的に分類する方法である。

両者の方法論はこのように全く異なっているため、土の水の諸現象に対する理解も異なることが多く、長い間、論争があった。しかし後者が水分ポテンシャルによって水の状態を連続的に数値として表わせること、またその水分ポテンシャルがテンシオメータによって容易に求められたため、実用的評価が高くなり、現在は土の水を水分ポテンシャルによって表示することが一般的になっている。アメリカの、例えばBrady<sup>2)</sup>の本でも、土の水分はエネルギー概念から説かれ、その立場で毛管力などを記述に組み込んで、複雑な水の形と水分ポテンシャルの関係についても何ら矛盾を感じさせることなく述べられている。

したがって学会が水分ポテンシャルを水分類の基準にすえてきたことは、時宜をえたことである。しかし、水の形の実態とその特異な力との関係に基づいて水を追求した旧ソ連のローゼが、かつて提起したような水分ポテンシャルのもつ各種の問題については、まだそのままのものがあられると思われる。また両方法論からみた土の水の理解の矛盾が、現在すべて解決したとも思われぬ。ただし、それは単なる私の個人的な思い過ごしかもしれない。科学は普遍的な知であっても、その理解は個人的なもので、その認識に個人差があるのは、やむをえないことであろう。

大きな業績をあげて体系化されてきた土壌学は、現在、新しい展開にむかって、進むべき道を探している時代である。その時代にこそ、頭に描いている個人的な理解を話あうことが必要でないかと思ひ、水の分類について思いつくままにあれこれ考えてみた。意のあるところを汲

\*道都大学短期大学部

キーワード：pF, 化学ポテンシャル, ラプラス式と水の形, 平衡の活用, 概念と現実

まれ、ご批判いただければ幸いです。

### 多相系の水分ポテンシャル

水分ポテンシャルとは「定温、定圧のもとで、ある物質一モル（水は18g）がもつギブス自由エネルギー」と定義されている化学ポテンシャルが、想定されるある標準状態の水の化学ポテンシャルよりも、土の水がどれだけ低下しているかを示すものである。したがって水分ポテンシャルが、吸引圧100cmということは、土の粒子に拘束されていない自由水の化学ポテンシャルよりも土の水は水柱100cm圧だけ低いエネルギー状態の水であることを指している。

ところで化学ポテンシャルの概念に「多相系で平衡状態が成立していると、各相における各成分の化学ポテンシャルは、すべての相で等しい値を示す」というものがある。重要な概念であるが、この概念を前提にして、水分ポテンシャルが千変万化の水を適確に測る物差しとして使われていることに留意したい。

例えばSchofield<sup>1)</sup>がpFを提案したとき、pFの測定法の一つとして土の水蒸気の化学ポテンシャルから求める方法を示している。つまり、いろいろな種類の水が共存している土の水は多相系の水であり、その系が平衡していれば、水の一つの相である気相の水蒸気の化学ポテンシャルは、他の水の相の化学ポテンシャルと等しいことを前提にして、測定しやすい水蒸気の化学ポテンシャルから間接的に土の水分ポテンシャルを知り、それを次の式によってpFとして示す方法である。

$$pF = \log H = \log 2.303 \left( \frac{RT}{Mg} \right) + \log (2 - \log h) \\ = 6.5 + \log (2 - \log h)$$

pFのFは土の水の自由エネルギー（free energy）の頭文字、pは負の対数値であることを示したもので、水分ポテンシャルの表示であるpFを、h（相対湿度、%）に対応する土の水の吸引圧から、それを水柱高（H, cm）として求めたものである。ただしこの方法は、絶乾状態からpF4 ぐらいまでの小さいエネルギーの水に限られているが、水分ポテンシャルの概念には、平衡状態にある多相系の各相成分の化学ポテンシャルは等しい、という前提が含まれている例として始めに引用してみた。

### ロージェによる結合水の仕分け

土の水について相対湿度に注目していたのは、アメリカに端を発した水分ポテンシャル学派に限らない。物性の究明に力を注いでいた初期の土壌学では、乾土が空気

中の水蒸気を吸着して湿る現象に着目し、その現象を土粒子と水分子の結合とみて、当時の先端の実験法を駆使して、その現象を追求していた。戦前の川村<sup>2)</sup>のテキスト（1934）にも、それがいわゆる吸湿水として記述されている。土粒子が水分子を取り込む凝水力は極めて大きく、1～2万気圧にも達すると紹介し、この機作で保持される吸湿水の測定法として、10%の硫酸液下（相対湿度、94%）で平衡に達した土の水分量を求めるMitscherlich法を記述している。そして吸湿水量は土の内面積と相対湿度に比例することを指摘している。さらに川村は、乾土に液状の水を加えても同じく土に強く取り込まれて吸湿水になるが、そのとき強力な力で水の分子が粒子面に圧縮されるため、遊離エネルギーが熱となってあらわれると表現し、このときの湿潤熱の測定で吸湿水量を求める方法も述べている。

「土壌の固体粒子と土壌水分とは、絶えず互いに影響を及ぼしあっている。この相互作用は、水分子に固有の、また土粒表層を構成する分子およびイオンに固有の、種々の質と量の力によって引き起こされる。」というダイナミックな考えのもとに、「土壌と水」を執筆した旧ソ連のロージェの書<sup>3)</sup>（1962）は、この吸湿水について詳しく論じている。もともと、吸湿水は粒子表面と水分子との反応であるから、土の比表面積（川村の内面積）と相対湿度に比例するものだが、ロージェは両者の関係、実験例の図1によって説明している。粒子が小さければ小さいほど粒子の総表面積は大きくなるから、図のように粒子径が小さいほど、相対湿度の増加に伴う吸湿水の増加が著しい。したがって吸湿水量は土性に支配されているが、ロージェは図のなかの径0.002mm以下の微細粒子の、相対湿度75%以上における急激な吸湿水量の増大

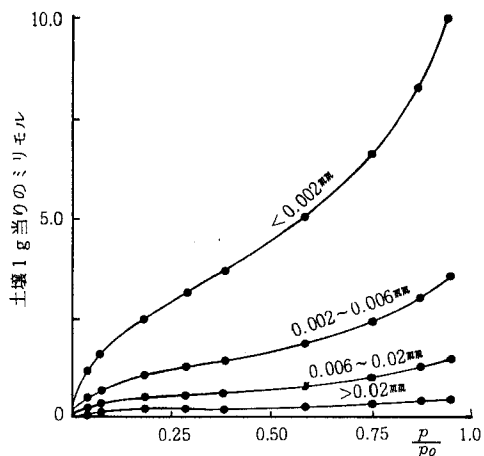


図-1 大気相対湿度と吸湿水量（数字は土粒子径）

に注目して、その急増分は毛管凝縮水によるものと考えている。

要約すれば、湿った空気に土粒子が接すると、固有の自由な力場が働きはじめ、双極子である水分子の1つの極が土粒子に引き付けられ、残りの外側の極が他の水分子を引き付け、このようにして数十層の水分子膜が粒子表面に均一に形成される。小さな粒子2つが接している場合には、その吸湿水膜の肥厚がある段階になったときに粒子の間に凹面の水膜が出来る。このメニスカスは負圧なため、水蒸気圧が他の部分よりも低い。だからこの空間では水蒸気が他の表面で飽和しているときにはすでに過飽和になっており、凹面に水が凝縮する。この分が吸湿水に加算されて吸湿水量が急増したと推測している。この凝縮水は相対湿度94%を境にして出現するので、その条件によって両者を分類している。結合水が作り出す形によって、二次的に毛管水が生まれる話である。

また液態水と粒子の結合による吸湿水についても、川村が指摘していた湿潤熱によってその結合力を定量化し、強結合水と弱結合水を分類している。さらに土粒子とイオンによる水分子の取り合いを想定し、水分子がどちらに取り込まれるかを、土に加えた砂糖や塩化カルシウム溶液の濃度変化から推定して、強結合水と弱結合水を分別する方法も提案している。やや繁雑であるが結合力の定量化によって、水をその形と力に基づいて分類することに執念を燃やしていることがよく分かるものである。もちろん、これらの努力を水分ポテンシャル学派は評価しなかった。「熱力学的エネルギー関係を求める大きな利点は、個々の特別な水保持の機構と関係がないことにある、Schofield」のである。

### ラプラス式と毛管水の形

土の水には、粒子と水分子の結合力による湿潤水のような結合水と、土の微小な隙間に出来る水面メニスカスの毛管力、あるいは重力との関係で保持されている自由水の二つがある、というのが古くからの概念である。そして自由水は拘束度合が少なく、エネルギー・レベルが高いので可動性に富むため、土の物質代謝の媒体としての機能が大きく、土壌生成、土壌肥沃度、水循環などを支配する大きな要因と考えられてきている。したがって、土の水の研究対象として古くから重視されている水である。その中で、とくに重力に抗して上昇する毛管水の特異な知見が自由水理解の要として注目されてきた。

毛管水といえば、ラプラスの式である。フランスのニュートンと称せられた数学者R.S.de Laplace (1749-1827)が示した数式である。「ある瞬間に宇宙のすべての原子

の位置と速さを知ることができるならば、未来永遠にわたって宇宙はどうなるかは解析学の力によって知ることができよう」と言ったという決定論者の代表格であるラプラスの提示した式、すなわち液体が曲面をなすときの内外圧差を表面張力との関係で示した次の式である。(この式の求め方は名著Hillelの土壌物理学概論<sup>9)</sup>に詳しい。)

$$P_1 = P_0 + \sigma \left( \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right) \dots\dots\dots(1)$$

$P_1$  : 曲面の圧力     $P_0$  : 平面の表面圧, 大気圧  
 $\sigma$  : 水の表面張力,  $R_1, R_2$  : 曲面の主曲率半径

毛管によって作られるメニスカスが凹であればRはマイナスであるから、メニスカスの圧力 $P_1$ は大気圧 $P_0$ よりも小さくなること、つまり負圧になることを示している。それは毛管が完全に円筒形で、メニスカスがすべての方向に同じ曲率をもつと前提すれば、式2に変換される。

$$P_0 - P_1 = 2\sigma / R \dots\dots\dots(2)$$

式2の大気圧 $P_0$ と曲面圧 $P_1$ の差が、メニスカスが出来ることによって生じた負圧である。この負圧は静水圧に補償されて大気圧と等しくなるのであるから、水柱の高さ(h)に、水の密度(d)と重力加速度(g)を乗じて求められる静水圧によって、その負圧が表わされること、また水と管壁を完全なヌレとすれば、毛管水柱(h)と毛管半径(r)の逆比例関係は、次のジュレンの式で示されることになる。

$$h = 2 \times 74 / r \times 981 = 0.15 / r \dots\dots\dots(3)$$

土の孔隙径などを算出するのによく使われる便利な式であり、土の毛管孔隙の様子がイメージされる式である。

さて、これらの毛管式によって説明される毛管現象の具体的な例としてローゼはこんな話を紹介している。いま1本の円筒毛管をとり、それに気泡を含まないように上から静かに水を入れてゆく。すると初めのころには図2-aのように、毛管のなかに低い高さの水柱が形成される。このときの平衡条件を考えてみると、3つの力の作用下にあることが分かる。それは、下方向に働く上部メニスカスの表面圧 $P_1$ と、同じく下向きに働く重力、それらの逆の上方向に働く下部メニスカスの表面圧 $P_2$ の3つである。

この水柱の圧力は言うまでもなく $hdg$ であるから、3つの力の釣り合いは次のようになる。

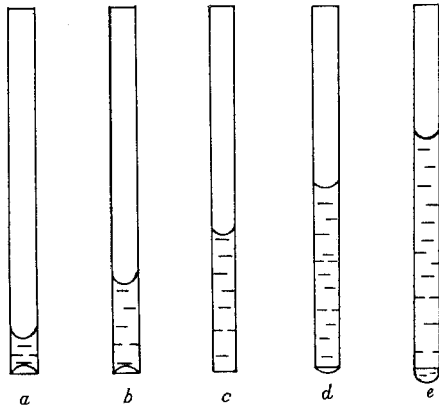


図-2 毛管中の水の状態

$$P_1 + hd \rho = P_2$$

上部メニスカスの曲率半径を $R_1$ 、下部メニスカスの曲率半径を $R_2$ とすれば、ラプラスの式から $P_1 = P_0 - 2\sigma/R_1$ 、 $P_2 = P_0 - 2\sigma/R_2$ となる。これを上式に代入して整理すると、平衡条件は次のようになる。

$$hd \rho = 2\sigma (1/R_1 - 1/R_2)$$

毛管に宙づりになっている水はこの条件になっているが、それは上部メニスカスの曲率と下部の曲率が違うことで成り立つ条件である。その違いは、式や図から分かるように、上部メニスカスの曲率が下部メニスカスの曲率よりも大きいことであるの言うまでもない。

もしこの毛管にさらに水を加えていくと、水柱高 ( $h$ ) の増大によって式の中の  $hd \rho$  も増大する。そのため釣り合い、 $2\sigma (1/R_1 - 1/R_2)$  も増大しなければならない。しかし表面張力 ( $\sigma$ ) と上部の曲率半径 ( $R_1$ ) は一定であるから、下部の曲率半径 ( $R_2$ ) が増大して対応せざるを得ない。つまり下部表面圧が増大して水を受け入れることになる。そして最後には図2-cのように、下部メニスカスが平になるときがある。この平になったときは  $1/R_2 = 0$  であり、平衡状態はもっとも単純な毛管式3の、 $hd \rho = 2\sigma/R_1$  になる。この場合の毛管の水柱高が、実は同じ径の毛管をシャーレ中の平な自由水中に立てた毛管上昇現象を説明する例の平面図の水柱高と同じ高さなのである。

ところが話はそれで終わらない。さらに水を入れると、図d、eのように水柱高がシャーレ状態よりも、もっと高くなる。そのとき、下部メニスカスは図のように凸型

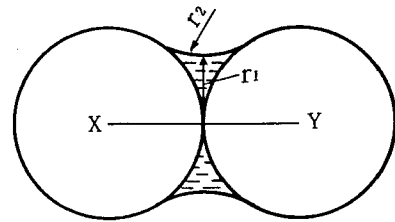


図-3 球形粒子間の接合部集積水

になり $R_2$ の値はプラスになる。そのため式は次のように変わる。

$$hd \rho = 2\sigma (1/R_1 + 1/R_2)$$

そしてこの状態では、下部メニスカスの曲率は、毛管の下端に出来た水滴が離れて落下するまで増大することになる。水滴が離れた瞬間に水柱の高さは最高に達する。つまり均一な径の毛管でも、毛管式以上の水柱高になることがあるという話である。通常の毛管上昇水図からは想像できない話である。

土の毛管現象の理解のために、もう一つの例を紹介したい。それは図3のように、2つの粒子の接触点に毛管力によって保持される水の集積の例である。このような孤立した水の集積をロージェは接合部集積と呼んでいるが、この場合には重力に関係なく凸面のメニスカスが関与している。平面図であるから理解しがたいが、立体的に2つの球の間に出来る水集積を想像してみると読みとれる。それは、図の $r_1$ の矢印を接合点を中心にして前後に一回転して描かれる曲面である。その曲面が凸面である。この凸面に対して半径 $r_2$ の曲面は図のように水毛管メニスカスの特徴であるマイナスの凹面である。したがってこの集積水の全曲率は、 $1/r_1 - 1/r_2$ になり、表面圧 $P$ はラプラスの式によって次のようになる。

$$P = P_0 + \sigma (1/r_1 - 1/r_2)$$

$r_2$ は常に $r_1$ よりも小さいことが分かっているので、括弧内はマイナスの値になる。つまり集積水の表面圧 $P$ は大気圧 $P_0$ よりも低くなり、そのため水が保持されることになる。このようにして凸面と凹面の相互関係によって水が保たれているのである。

科学者である以上だれしも複雑な現象を、ラプラスの式のように簡潔で普遍的な美しい言葉で説明したいと思うに違いない。しかしラプラスの関係式から、シャーレに満たした水の中に立てたガラス毛管の上昇水のみを固定的にイメージしていると、折角の美しい言葉の味を味

わえなくなろう。いま紹介した例のように、たとえ径が均一な毛管であっても、管に宙づりになった水の場合には、毛管の上部に出来たメニスカスのみでなく下部の異なるメニスカス曲率との係わり合いによって水が保持されるため、ときには同じ径でもジュレンの式から求められる水柱高よりも高くなる。毛管水高と毛管径の関係を一義的にジュレンの式で理解すると間違ふことになる。つまり毛管水柱高 (h) は視覚的なものでなく、はなはだ抽象的な言葉である。また粒子間に生じる毛管水も、負と正のメニスカスに支配される複数の毛管力によって保持されており、その中にラプラスの言葉が生きていることに気がつくと、味が深くなろう。この味をロージェは力説しなかったのであろう。

### 結合水と毛管水の境は

毛管水帯という用語がある。地下水に接している毛管孔隙に保持されている水で、その上限が肉眼的に比較的揃っており、地下水との間に帯状に分布しているので、こう呼ぶのであろう。土の水分環境として重要な水帯である。八幡<sup>6)</sup>は、この水帯をポテンシャルの概念によって、次のように説明している。圧力が大気圧に等しい自由水面から上方に向かって、重力の場とは正反対に高さに比例して高いほどエネルギーの低い一つの保存力場がある。これは毛管水がその先端で隙隙の中にメニスカスを張り、自由水面の上方に毛管負圧帯をつくり出している結果生ずるものであって、この毛管水帯の力場を“毛管ポテンシャル ( $\psi$ ) をもつ力場”と名づけている。

地下水に接している水であるから、先ほどの話は別としても毛管水帯の高さは、ジュレンの式に従う筈である。しかし実際と理論では桁外れの違いがある。例えば埴土でよく見られる  $1\ \mu\text{m}$  の孔隙の毛管上昇高をジュレンの式で計算すると、30mにもなる。ところが現実には砂質土では多くの場合5~60cmで1m以下、埴土でも2~3mという位で、3mを越える例は少ない。

この矛盾をロージェは次のように考えている。 $1\ \mu\text{m}$  位の小さな孔隙の場合には、その内部の水は毛管水ではなくて、全部結合水でみだされている。そして小さな孔隙ではメニスカスが出来ないうち、または出来てもその負圧は粘性の大きな結合水を移動させるためには力不足であり、水は昇らない。だから毛管上昇には限界があり理論よりもかなり低いところまでしか上昇しない。つまり  $1\ \mu\text{m}$  以下の孔隙水は結合水であると考えている。いわばそこが、毛管水と結合水の境になろう。

この点に関して、ロージェの水の形の話と水分ポテンシャルの統一を図ることに大きく貢献した八幡は、先述

の本で、興味ある見解を次のように披瀝している。毛管径が小さくなって  $2.87\ \mu\text{m}$  になると、吸引圧水頭 (毛管負圧を水柱高で示したもの) が  $1,032\text{cm}$  (1 気圧) になる。これ以上毛管径が細くなるとその負圧というものは物理的意義を失う、という考えである。毛管ポテンシャルの力場が働かなくなる、とでもいうことかもしれないが、ともかく負圧が1 気圧以上になると毛管力は働かなくなる。そのため、1 気圧に相当する10m以上の毛管水帯は現実には出現しないことになる。

物理的意義を失うということについては、土の水の熱力学的研究の第一人者である岩田<sup>7)</sup>は、次のように説明している。もともと負圧は相対的な値で、それはメニスカスが出来ることで表面圧が標準圧 (それは大気圧と考えてよい) よりもどれだけ低下したかを示したものである。つまり絶対値ではなくて、表面圧が大気圧よりもどれだけ低いかという、大気圧との差がメニスカスの負圧である。したがって毛管の径が小さくなって、メニスカスの負圧が1 気圧よりも大きくなると、計算上マイナスの圧力になる。しかし、この世にマイナスの圧力は存在しえない。そのために  $2.87\ \mu\text{m}$  よりも小さい毛管では、毛管負圧がその物理的意義を失うことになると説明している。そのときには、毛管ポテンシャルの勾配は圧力勾配でなく、化学ポテンシャル勾配としてのみ物理的意義



写真-1 天塩ポトゾル性酸性褐色森林土B層 1万倍 (波多野氏提供)

があるという。化学ポテンシャルの利点である。いずれにしても、毛管負圧は大気圧の一気圧を越えるものはないということになる。

負圧1気圧は、水柱約 $10^3$ cmであるからpF3に相当する。ところで植物に対する有効水分の下限はpF4.2と言われており、それは15気圧に当たる。pF4にしても10気圧である。これらの負圧水を、その圧に相当する圧力によって引き出して有効水分の一部として定量しているが、絶対圧がマイナスなことではないという考えに立てば、それらは実態のない負圧を計測していることになる。連続的に変化している土の水を分類するとすると、限られた情報下では概念的とならざるをえないのかもしれない。

突然今日的になるが、執筆中にいま話題にしている孔隙径の小さい埴質の土について、その物理的意義を失うとされた孔隙径約 $3\ \mu\text{m}$ の電顕写真を手にすることができた(写真)。この写真を見ると、あたかもオホーツクの流水を空から見ているようである。米塊のごとき粒子の間が、約 $1\ \mu\text{m}$ から $3\ \mu\text{m}$ の孔隙である。ロージェ風に考えれば、 $1\ \mu\text{m}$ 付近は結合水が土粒子同志を固く結んでおり、画面全体が流動性の少ないものになっている、ということになる。しかも結合水膜は $1\ \text{万}\ \text{\AA}$ であるから、水分子径を $3\ \text{\AA}$ とすると、それは水分子3000の厚さという膨大な量になる。

普通、土粒子表面に吸着されている水膜は10~20水分子層で、 $50\ \text{\AA}$ 程度のごく薄い例の電気的二重層を構成していると考えられており、その薄い層がイオン交換などの重要な役割を担っていることが、よく知られている。その情報を思い出して、この写真を眺めると、その薄い層は写真の動き難い多量の結合水のなかでどうなっているのかなどと、何かと不可解になってくる。この写真に見られる実態を追い求めれば、失われた物理性あるいは毛管上昇の限界などが、もっとリアルなものになるかもしれない。

### 懸垂水のいろいろ

毛管水帯の上には、いわゆる懸垂水帯がある。地下水の毛管上昇が及ばない最上位の土層で、作土に含まれる保水帯である。地下水の上下に関係なく保持されている水である。接合部集積水などはそれに当たる。また先述の図2の毛管水の動態も懸垂水のモデルと言えよう。降雨後、重力水が排除されて土に残っている水で、その多くは水分恒数からみれば圃場容水量に相当するもので、作物栽培にとって重要な水供給源である。

ロージェは自由水が局所的に止まっている実態をよく

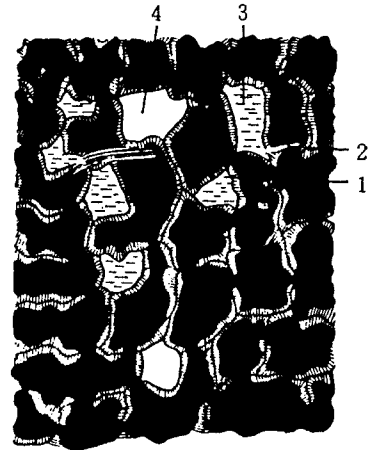


図-4 埴土の懸垂水

- 1: 土粒子または微細団粒
- 2: 土粒子表面の結合水の薄膜
- 3: 吸着閉鎖された自由水の微集積
- 4: 空の間隙

観察して、その保持の仕組みから4つの懸垂水に分類している。それは(イ)接合部集積水(ロ)薄膜水(ハ)団粒内毛管水(ニ)成層土層内毛管水である。(ロ)の薄膜水は、粘土が多くなると毛管上昇が適合しがたくなることを念頭において描いた埴土のモデル図4から、推察できるものである。図のなかで2は結合水がびっしりつまった孔隙を示しているが、それが薄膜水である。また、3の印は結合水が毛管水の出口を塞いで、水を一杯溜め込んでいる状態を示しているが、これもまた薄膜水である。ルーペで覗きこみながら何かと想像して描いた水と思う。スケールが違うので単純には比較できないが、この薄膜水が先述の毛管水と結合水の関係を暗示している気がする。

図のように結合水が毛管水を取り囲んで封じこめれば、動ける水も動けなくなってしまう。とすると、見かけ上、毛管水も結合水となって、3000分子もの結合水膜があることになり、あるいは毛管上昇が止められたりするのかもしれない。ロージェはこの種の形の水に関心が強かったようで、その移動性に特に検討を加えている。例えば懸垂水は一般に移動性に欠けるが、しかし薄膜水は蒸発表面に向かって、ある限界含水量までは移動できることを、水分恒数の毛管連絡切断含水量との関係で論じ、他の懸垂水と別扱いにしている。よく考えてみたい。

(ハ)の団粒内毛管水は字のように団粒に保持されている毛管水である。最後の(ニ)成層土層内毛管水も、ロージェの関心の深いもので、粒子の粗い砂質土層の上に小さな粒子の埴質土層が重なっているときに生じる独



特な毛管水である。この場合毛管の下部のメニスカスは小さな曲率であるため、この下部に生じた上向きの表面圧は、下向きの上部のメカニカスの表面圧よりも大きい。そのため、2つの圧力の合力は上を向き、独特の水支持力になる。このようにして孔隙径の異なる空間に保持されているのが、成層土層内毛管水と名付けられた懸垂水である。ラプラス式と形の応用編である。

これらの懸垂水物語は、水のおかれた形と力の関係によって水を追求していたロージェの本領を發揮したものであろう。その類別と定量化に苦心していたロージェにとって、Hillel<sup>19</sup>のような批判は身にこたえるものであろう。すなわち「土壌物理学の初期において流行した“重力水”“毛管水”“吸湿水”などのように、土壌水を保持形態で分類してきた恣意的な範疇化は、ポテンシャル概念ですっかりおきかえられてしまった。水というものは土壌内において場所により、また時間によってどのように違っているのであろうか。それは“形態”が違っているのではなくて、そのポテンシャルが違っているのである。土壌水を分類しようと試みるよりも、そのポテンシャル・エネルギー状態を特徴づけることの方がより妥当なアプローチである。」という批判にロージェは歯軋りしていたに違いない。

### なぜマトリックポテンシャルか

話をもどるが、では一体水分ポテンシャル学派は、結合水と毛管水の仕分けをどう考えていたのであろうか。もちろん水分ポテンシャルが個々の特別な水保持の機構と関係ないと言っても、水のエネルギー低下の要因を念頭においていることは、先ほどの毛管水帯の定義に“毛管ポテンシャル ( $\psi$ ) をもつ力場”とあることから明らかである。この毛管ポテンシャルという用語は、遠い昔 (1907) Buckinghamがエネルギー概念を導入しようと試みたとき名付けたもので、当時“土壌中の単位質量

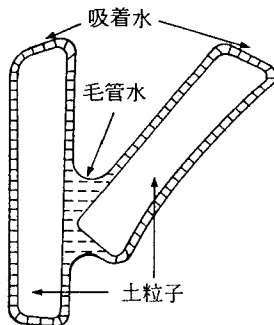


図-5 毛管現象と吸着の影響下にある不飽和土の水

の水を、問題としている点から自由水面まで動かすに要する仕事”と定義されたもの。仕事量とみることに毛管力が面力であることを力説する岩田<sup>20</sup>に批判されているが、多くの視点からその後研究が進み、特に1960年代の輝かしい多くの研究によって水分ポテンシャルが今日の地位を築いてきたのである。その過程において、毛管ポテンシャルをマトリックポテンシャルと呼ぶことになったらしい。この呼称の変化に毛管水と結合水の認識を読み取ることができる。なお、ここでは結合水、吸湿水、吸着水を同義語とみなして話を進めたい。

図5はHillel<sup>19</sup>が吸着水と毛管水の関係を絵解きしたものである。粒子を角ばらせて示しているが、基本的には接合部集積水と吸湿水を一緒にした図であろう。つまり毛管水と結合水の関係である。2つの粒子が接しているところには、毛管による凹のメニスカスが描かれ、この部分では、接合部集積と同じメカニズムで水が保持されていることを示している。しかしその毛管水の端が、粒子表面を覆っている吸着水膜 (凸面) とつながり、両者が相互平衡状態にあることを指摘した図である。したがって片方を他方に影響を及ぼさずにそれぞれを変化させることができないので、毛管ポテンシャルという一方にかたよった呼称をやめて、マトリックポテンシャルと呼び名を変えたという。つまりマトリックポテンシャルは土の孔隙と粒子表面とを含む土の全マトリックスに対する水の親和性に起因する総合的な効果を表している。もともと毛管現象と吸着が一緒になってマトリック吸引圧を生ずるものであるから、両者の仕分けは無意味ということになろうか。このようにして起因の毛管力と結合力の関係はマトリックポテンシャルの名に置き換えられている。したがって凹凸のメニスカスの相互関係、つまり正圧が負圧の足を引っ張るのか、あるいは高めるのかなどは、この図からは視覚的には理解できない。

水分ポテンシャルの普及に力があつたのは、古くから開発されていたテンシオメータであったと思う。引き合う力、張力 (tension) あるいは張力水 (負圧水) を測る器械という名前であろう。原理は簡単で、ポーラスカップを土に埋めこみ、その付近の吸引圧によってポーラスカップの中の水が出入りし、それと等価的に変化するゲージ圧によって土のマトリックポテンシャルを求めるものである。この方法によってpFや吸引圧の数値が畑の水分の動態について、多くの貴重な情報を提供し、また水分ポテンシャルを身近なものにしてきたと思う。

しかし、こうして求めたpFや吸引圧は、具体的な土の孔隙の形やその径などを示しているのではなく、それはあくまでも水のエネルギー状態を示したものである。その数値は土の水保持力の内容を直接示すものでないこと

は、マトリックポテンシャルの用語の由来にもみられるように、自明なことである。

このような事情を考えてか、国際土壌科学会のマトリック吸引圧の定義は「土壌水に働く外部気圧に相対的な負のゲージ圧で、土壌溶液と組成が等しい溶液が、土壌中の水と多孔膜を通じて平衡するために加えねばならない圧力である」となっている。明らかにテンシオメータを意識した定義であり、利用価値の高いテンシオメータにふさわしい定義である。言ってみれば、血圧計に示された圧が血圧である、という話のような気がするが、しかし水を非圧縮性とみなすと、マトリックポテンシャルは土の水の圧力に等しいという考えに裏打されているものである。つまり、マトリックポテンシャルは負の圧力ポテンシャルでもある。このように何かと言い換えが多く混乱するが、言い換えは思考の枠を広げるもので、科学の一つの重要な方法論ではある。

### 平衡の活用

立場によっていろいろの表現があるが、一つの共通した認識として土の水の化学ポテンシャルが、標準状態よりもどれだけ低下しているかを示したのが、水分ポテンシャルとみてよいようである。例えば毛管ポテンシャル( $\psi$ )は、岩田<sup>7)</sup>によれば、毛管の凹面形成によって生ずる化学ポテンシャルの低下量( $\Delta\mu_c$ )と定義されるものである。それを符号で表すと、 $\Delta\mu_c = \psi = 2\sigma/r \cdot V$ となる。ラプラス式に示されるメナスカスによる負圧をエネルギー単位に換算したものが毛管ポテンシャルである。

ところで“毛管力の場合はそれ独自で存在しうるものではない。それは重力の場が存在し、それとの平衡が達成されてはじめてあらわれる場であり、ポテンシャルなのである。もし無限につらなっている土壌柱の下端を自由水面に浸す時、重力の場のないところでは、水は永久に上昇運動を続け平衡は達成されない。もちろんそこには毛管力の場合も $\psi$ も生じえない”という、重要なプリンシプルについて岩田<sup>9)</sup>は発言している。この視点によればpFや吸引圧表示の水柱高 $h$ は下向き重力ポテンシャルと平衡している反対方向の $-h$ を指しているもので、同じくラプラスの式を使いながらも、常識的な毛管水を水がはい上がるイメージの毛管水の説明といささか違いがあることに留意したい。

このような巨視的視点のもとに、外圧と外力場に影響される土の水の化学ポテンシャルについて、それを規制する条件との関係について微視的に岩田は追求しているが、そのなかに結合水と毛管水の境のことも含まれてい

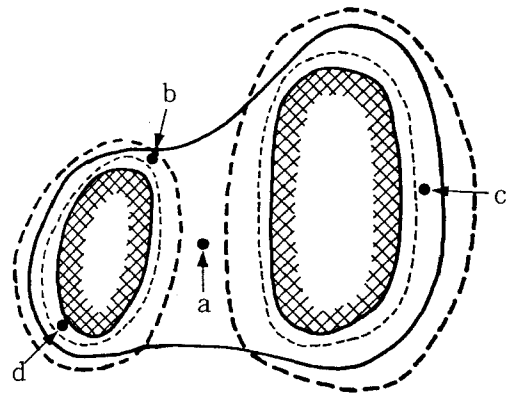


図-6 水分分布と化学ポテンシャル

る。またそこに、水分ポテンシャルがなにを表現しようとしているかを読み取ることができる。例えば岩田は1.重力 2.毛管現象 3.溶質との相互関係 4.土壌粒子と水分子の相互作用 5.(4)の相互作用の場によって生ずる静水圧 6.外力と外力場 7.温度の7要因が化学ポテンシャルを規制しているという。

1の重力はポテンシャル発現の源であり、2の毛管現象は毛管ポテンシャルそのものである。3は浸透ポテンシャルといわれるもので、溶質の存在によって水の化学ポテンシャルが低下することである。溶質が水を束縛するのである。一見自由そうに見える海水も、含まれている塩類によって著しく化学ポテンシャルが低下して、極めて不自由な水であることを思い出したい。現実の土の水分ポテンシャルは主として2、3の両者が加算されたものである。4以下の幾つかの関係については、岩田が、引用したEdlefsenの図6<sup>7,9)</sup>を説明しながら次のように解説している。

図は、基本的にはHillelのマトリックポテンシャルの図と同じであるが、ここでは、状態の異なる水の幾つかの領域(相)を視覚的に示している。そして、系が平衡状態にあれば、その化学ポテンシャルはすべての相において等しい、という例の化学ポテンシャルの基本的な特徴を演繹的に生かして絵解きしている。いま図の系が平衡である限り、水分ポテンシャル、つまり化学ポテンシャルの低下量( $\Delta\mu$ )はどの部分でも同じになる筈である。そのため図のなかの各点を中心にした領域の $\Delta\mu$ はすべて同じであるが、それは次ぎのように符号化して記すことができる。なお図の破線は、電場のポテンシャルが一樣でない領域を、点線は分子間力のおよぶ範囲を示している。

1.  $\Delta\mu = \Delta\mu_c + \Delta\mu_o$ .
2.  $\Delta\mu = \Delta\mu_p'' + \Delta\mu_e'' + \Delta\mu_i'' + \Delta\mu_o''$ .
3.  $\Delta\mu = \Delta\mu_p' + \Delta\mu_e' + \Delta\mu_o$ .

1は点aを含む破線と凹面によって囲まれる領域の化学ポテンシャルの低下が、毛管ポテンシャルの低下 ( $\Delta\mu_c$ ) と浸透ポテンシャルの低下 ( $\Delta\mu_o$ ) の和によること、2は粒子表面に近い点dの領域では毛管ポテンシャルが姿を消し、内部圧によるもの ( $\Delta\mu_p''$ )、電場と分子間によるもの ( $\Delta\mu_e''$ ) ( $\Delta\mu_i''$ )、それに浸透ポテンシャルの低下 ( $\Delta\mu_o''$ ) が加わって低下すること、3は1、2の中間に位置するc点を含む領域の化学ポテンシャルで、それは2と異なる内部圧 ( $\Delta\mu_p'$ ) と ( $\Delta\mu_e'$ ) に加えて、1と同じ浸透ポテンシャルの低下 ( $\Delta\mu_o$ ) によることを示している。

つまり平衡系で、すべての部分の $\Delta\mu$ が一定に保たれていることは、もし $\Delta\mu$ が変化した場合には、毛管ポテンシャルや浸透ポテンシャルの変化のみでなく、電場や分子間力が卓越しているところでは（これらは負の毛管ポテンシャルや浸透ポテンシャルと異なり正圧）、それらのポテンシャルが変化して $\Delta\mu$ を一定に保っている、ということである。

また毛管ポテンシャルの優先している1の領域の化学ポテンシャルは、同時に2や3の結合水優先の領域のポテンシャルと同じである。つまり1の化学ポテンシャルは2や3などすべての相を含めた土・水系の水分ポテンシャルを代表するものである。このことを広く言えば、テンシオメータがpF2を示したならば、そのテンシオメータが感知した土の化学ポテンシャルは、他のどの部分もすべてpF2に相当するポテンシャルの水ということになる。このような形で結合水と毛管水の関係が記述されよう。

岩田<sup>9)</sup>は精密な実験と理論によって、粒子結合水の化学ポテンシャルを水膜の厚さとの関係で求めている。それによると水膜が水4分子層から1分子層に減少すると、減少に応じて水の化学ポテンシャルが急激に低下している。粒子に近い水分子ほど強く引き付けられていることを物語っている。しかし、これは水分量の減少によって変化したものであって、例えば水が充分にあるpF2の土の粒子表面にも、そのままこの化学ポテンシャル勾配が存在している、とは言えないのではなからうか。この考えが正しいとするなら、ロージェの仕分けた4つの懸垂水などは、エネルギー的にみて現実的にはあまり意味がなくなろう。

いま、作土に幾つかの種類の懸垂水が混在しているとき、そのポテンシャルがpF2であったとすると、変化

するポテンシャルの内容が異なっても、薄膜水、団粒内毛管水などといった、どんな形の懸垂水でもpF2に相当する化学ポテンシャルの水であり、水の形によるポテンシャルの特徴は表に出てこないことになろう。したがって水分ポテンシャルは形を越えたもので、形はどのようなものでもかまわない。Hillelが“形態”が違っているのではなくて、そのポテンシャルが違っているという、まさにそれに符合した話である。

## 概念と現実

しかしながら懸垂水帯では、各懸垂水が水蒸気相を通じて連絡してはいるが、毛管水帯と異なり水理的な連絡に欠けていると思われる。このような系が、熱力学的平衡あるいは定常状態にあると考えることは無理であろう。そのため不均一な多相系の統一的な理解に最も優れている平衡と化学ポテンシャルの概念も、適用には限りがある。平衡でなければ、計測した一つの水分ポテンシャルが各種の懸垂水を代表するものではなくなる。そのような場合には、当然ながら水のエネルギー状態を規制している土の微細構造に基づいた水の分類が重要な情報となる。水は器に従っているのである。

微細構造といえば、例の有名なヒステリシス現象がある。各pFや吸引圧に対応する水分含量を求めた吸引圧—水分含量曲線は、土の水分特性を水分ポテンシャルによって示す重要なデータである。しかしこの実験には、条件が吸水過程か脱水過程かによって、水分ポテンシャルと水分含量の関係が異なることがある。これがヒステリシス現象である。主として土の微細構造に由来すると考えられるが、この現象のために土の水分含量が同じであっても、測定条件によって吸引圧が異なり、ときには測定値が10倍にもなることがある。

言うまでもなく、水分ポテンシャルが水分の物差しとして生かされるためには、吸引圧と水分含量の関係が土によって一定でなければ困る。しかし実態はそうではない。同じ水分含量でありながら、測定条件によって異なった平衡状態を示す奇妙な話。やむをえず、実験の都合もあって、乾燥させながら測定した水分特性曲線を物差しとしていることが多い。しかし開放系の畑は、乾くことと湿ることが錯綜しているため、乾燥物差しの使い方は難しい。水分ポテンシャルに批判的で、水分ポテンシャルを意味する吸引圧という用語を使わなかったロージェは、このヒステリシスを大きな難点として批判している。

このように考えてくると、土の水を現実にはそって形から分類していく学派と、熱力学的視点でエネルギー状態によって分類する学派が互いに論じあった問題の多くが、

まだ未解決な状態にあるということになる。しかしながら、両派の論争によって土の水の認識が高まってきたことも事実であり、その認識のなかで一般には、水の形の知見と水分ポテンシャルの知見を、これまた試行錯誤のなかで定着している水分恒数を接着剤にして頭のなかでドッキングさせ、土の水を矛盾なくイメージしていると思う。ただし例えば、古くから精力的に追求されてきた粒子表面に強く接合している水の存在を疑う人はいないと思うが、その結合水がマトリックポテンシャルのなかに概念的に埋没されることなどに抵抗を感じる人もいよう。これらの疑問を話し合うことに意義がある気がしてならない。

### 研究は進む (あとがき)

水分ポテンシャルは複雑多様な土の水をその形を考慮することなく、一連の数値として記述できる優れた物差しである。しかしロージェは、その至便さが同時に欠陥になると危惧していた。それは簡便なるが故に研究者の関心を“土壌水分の行動の根底に横たわる現象と過程の本質を知る”ことからそらさせてしまう。つまり土のもろもろの複雑な現象の追求が、数値化された水分ポテンシャルによって、おろそかになることを心配していたのである。

しかし幸い、ロージェの危惧は単なる危惧に終わったようである。20世紀の後半には、土壌学者の探究心が調査・研究手段の進歩とともに衰えることなく、ますます旺盛になり、ロージェの意を体したごとく、水の形、すなわち、マクロとミクロにわたる土の構造の解明と水の動態についての情報が著しく増大している。とくに、研究当初から土壌学の関心事であった水の移動についての情報は、その最も困難な孔隙の定量化への挑戦によって真に豊かなものになってきている。SchofieldがpFを提言した論文にも、土の水移動が砂土では毛管水の移動として理解できるが、粘土が増えて埴質な土になると、その理解が困難になることを明らかにすることが研究の背景にあることを述べている。ロージェが水の形とその分類にこだわったことも、基本的には水の移動の解明にあった。土の水の移動法則が明らかにならなければ、土の水のコントロールはできないのである。

水の移動の研究を困難にしているものに孔隙の不均一性があるが、1980年代に入り、コンピュータの画像解析による孔隙形解析、孔隙の実態に基づく数値モデル解析などの研究によって、ひび割れや根跡孔などの不均一極まりない土の孔隙と、その水移動についての情報がより確実に把握されてきている。いずれの研究も実際の土の

孔隙形の詳細な追求に基礎をおいているもので、CTスキニングの適用も試みられる時代になっている。これらの成果は成岡の総説<sup>20)</sup>にその全貌が簡潔に紹介されている。もしロージェが読んだとしたら、感激したに違いない。

ロージェは実測した土の孔隙率に相当する孔隙形のモデルを、粒子の球状モデルによってまず作り、土の孔隙は気まぐれにとじあわされた、ふしの多い糸からできている3次元の網のようなもの、と表現している。しかしこのモデルの孔隙と自然土壌のそれとは、まだ共通性が少ないと嘆いている。その共通性を求めて、懸垂水などのいろいろな形が提案されたのであろう。現在、その困難な孔隙の実態の解明が著しく進んだのであるが、その際水分ポテンシャルが妨げになったことはなく、むしろ水分ポテンシャルによって研究が促進されたのである。この近年の大きな研究の流れのなかで水分ポテンシャルの普及に力のあったpFが、思想が純水を対象にしていたことや、正圧の表示ができないなどの理由で役割を終えて姿を消したことは、歴史の一駒であり、もって限すべきことかもしれない。

最近、一見ランダムと思われる雲の形などの記述に大きな力となっているフラタル次元を、Hatano, et al.<sup>11,12)</sup>は土の複雑な孔隙やその水みちなどの記述にとりこむことを試みている。土の水の研究には決定論者ラプラスの式とともに、平衡を前提にした熱力学の化学ポテンシャルが大きな力となったのと同じように、非線形科学の一つであるフラクタル次元の導入が土壌学の発展にとって画期的なものになることを期待している。包括論者のGregory Bateson<sup>13)</sup>は次のように述べている。「芸術も、宗教も、商業も、そして睡眠までもがそうだが、科学もまた前提の上になっている。しかし科学では、思考のたどる道筋が科学者の立てる前提によって決まる、というだけではない。現在の是非を問い、非ならば破棄して新しい前提を造ること。科学的思考のたどる目標はそこにある。この点において科学はその他の人間活動と大いに異なる。」

草稿を読まれ貴重なご意見をいただいた茨城大学岩田進午教授、並びに北海道大学波多野隆介助教授に記して謝意を表します。

### 引用文献

- 1) R.K.Schofield: The pF of the water in soil, Transactions of the International Congress of Soil Science, .2, 23~48, 1935
- 2) N.C.Brady: The Nature and Properties of Soil, 8th ed. pp164~199, Macmillan Publishing

- Co.,INC.New York,1974
- 3) 川村一水：土壌学講話, pp115~136, 養賢堂, 1934
  - 4) A.A. ローゼ：土壌と水, pp7~56, 山崎不二夫監訳, 東京大学出版会, 1963
  - 5) D.Hillel：土壌物理学概論, 土と水の科学, pp46~76, 岩田進午監訳, 養賢堂, 1976
  - 6) 八幡敏雄：土壌の物理, pp35~70, 東京大学出版会, 1975
  - 7) 岩田進午：水分ポテンシャル, 植物栄養土壌肥料大辞典, pp386~390, 編集高井ら, 養賢堂, 1976
  - 8) 岩田進午：土壌水分の熱力学的研究, 土肥誌, 60, 271~273, 1989
  - 9) 岩田進午：土壌水のエネルギー概念について, 土肥誌, 32, 572~580, 1962
  - 10) 成岡 市：土壌粗孔隙の形態と、その測定法、土壌の不均一性と物質移動の研究最前線, 土肥誌, 64, 90~97, 1993
  - 11) R.Hatano, et al. : Evaluation of the effect of morphological features of flow paths on solute transport by using fractal dimensions of methylene blue staining pattern. Geoderma, 53, 31~44, 1992
  - 12) R.Hatano and H.W.G.Booltink : Using fractal dimensions of stained flow patterns in a clay soil to predict bypass flow. J.Hydrology, 135, 121~131, 1992
  - 13) G.Bateson : 精神と自然, pp33, 佐藤良明訳, 思索社, 1982

(受稿年月日 1993年8月27日)



資 料

負圧水循環法による土壌水分制御とその応用

岩間秀矩・遅沢省子\*\*・後田経雄\*・久保田徹

Control of Soil Water Potential by the Negative Pressure Water Circulation Technique

Hidenori Iwama, Seiko Osozawa, Tuneo Ushiroda\*, Toru Kubota

National Institute of Agro-Environmental Sciences, Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan

\*Nagasaki Prefectural Fruit Tree Experimental Station, Oomura, Nagasaki, 856-01 Japan

Key words : Control of soil water potential, negative pressure water, pump pressure, critical soil water potential for infection.

(Soil Phys. Cond. Plant Growth, Jpn, 68, 69-76, 1993)

要 旨

減圧ポンプで負圧をかけた水を水流ポンプで循環させて土壌水分を制御する負圧水循環装置を開発した。装置は減圧調整系とホタンク・土壌ポット・配管よりなる循環系から構成された。循環系内の水圧は水タンクにかかる静圧に水流ポンプ揚水圧が加わるため、勾配が生じていた。この圧力勾配を利用して、連続的に数段階の水分制御を行うことができた。また、2個以上のポットを並列配置することにより等しい水分条件に制御できた。さらに、当装置を利用して、土壌の疎密とトウモロコシ根の吸水効率、ならびに、根こぶ病発生限界土壌水分の検討結果を紹介した。

1 はじめに

近年、わが国農業は集約度を高め、作物生育を量的のみならず質的にも最適化することを志向してきている(荒木1988,高辻1991)。他方、その予期せぬ帰結として、土壌に強いインパクトが加わり、各種の生理障害や土壌病害の発生、あるいは環境への負荷発生などの問題も生じてきている。こうした中で、土壌水分は作物生育、物質移動、ならびに根圏における根-微生物相互作用などを制御する基本的要因として重要であり、上記の目的および問題解決のために、より広い水分領域で精度良く

制御できる技術開発が強く求められている。

しかし、作物培地として土壌の水分を均等に精度よく調節する技術は相当に難しく、実用的なかんがい・排水技術における進歩に比べて殆ど前進が見られぬ分野となっている。20年以上前にKramer (1969)がその教科書に記載した方法の中で、Read et al. (1962)による"self-irrigator"は、わが国でも加藤・手島(1982)、谷川ら(1988)のグループにより検討されている素焼管を用いた負圧差かんがい法であるが、水分消費に応じて水分が毛管供給される原理であることから、培地水分を均一に保つ調整法として最も有望な方法と思われる。但し、この方法の問題点は、負圧下におかれた水は気泡を生じ易く、素焼管およびそれに連なるチューブ内に空気が溜まると水供給効率が著しく低下することである(谷川ら, 1988)。そこで、農業環境技術研究所土壌物理研究室では数年前より、ポンプで系内の水を強制循環させて気泡を排除する負圧水循環法の開発に取り組んできた(Lipic, et al. 1988, Iwama, et al. 1991)。その結果、負圧水循環法は負圧差かんがい法の持つ気泡集積の欠点を克服するのみではなく、広い範囲の土壌水分を制御可能とし、さらに、研究手法としても様々な応用場面が考えられることが明らかになった。ここでは当法の概要、原理およびいくつかの応用場面について紹介する。

農業環境技術研究所 〒305つくば市観音台3-1-1

\*\*現四国農業試験場〒765善通寺市仙遊町

\*長崎県果樹試験場〒856-01大村市鬼橋

キーワード：土壌水分制御，負圧水，ポンプ揚水圧，根吸水効率，根こぶ病発生限界水分

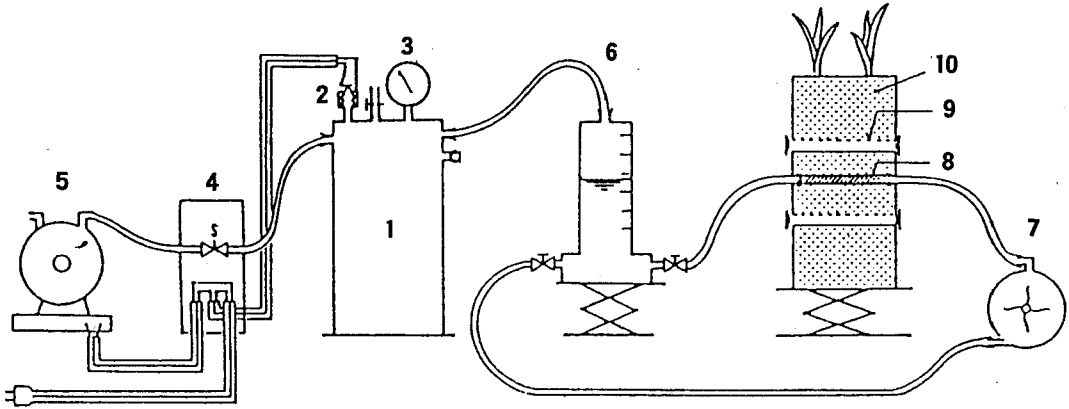


図-1 負圧水循環装置模式図 (Lipiec, et al., 1988)

- 1. 減圧タンク (硬質塩ビ製, 4 ℓ) 2. 圧力スイッチ (1~40cmHg, 感度±10mmHg)
- 3. 圧力計 4. 電磁弁 5. 真空ポンプ 6. 水タンク 7. 水流ポンプ
- 8. 素焼管 9. ポロプロピレンネット 10. 土壌

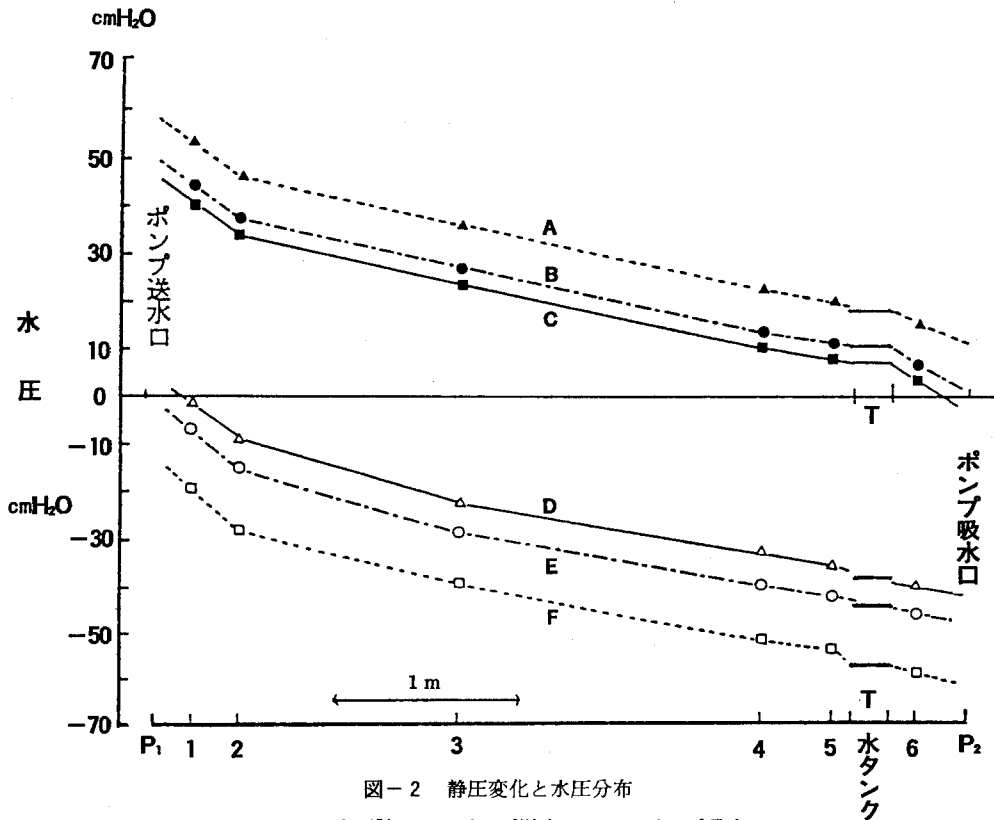


図-2 静圧変化と水圧分布

No.1~6 水圧計 P<sub>1</sub>:ポンプ送水口 P<sub>2</sub>:ポンプ吸水口

A,B,C: 大気圧下で、水タンク内の水位を変えた場合の循環系内の水圧分布を示す。ここでは、水タンクにおける静圧は水位に等しい。  
 D,E,F: 水位をほぼ一定にして、水タンク上部の空気圧を減圧した場合の水圧分布を示す。水タンクにおける静圧は減圧値と水位の和となる。例えば、Fでは水位+19cmH<sub>2</sub>O、減圧-74cmH<sub>2</sub>Oであったので、静圧は-55cmH<sub>2</sub>Oとなる。



## 2 負圧水循環装置の概要

図1にLipiecらにより最初に組み立てられた装置を示す。主に二つのサブシステムから構成される。一つは図左側1～5の空気圧調節系であり、減圧タンク、圧力（調整）スイッチ、減圧ポンプなどからなる。図右半部6～10は、水タンク、水流ポンプ、それらと土壌ポットが配管された循環系である。水タンク上部の空気圧が減圧され、循環系の水に負圧（大気圧より低圧の意）が作用し、土壌ポット内の素焼管を介して土壌水分が制御される。ポットにおける水分消費あるいは排水量は水タンク内の水位変化より測定される。

負圧水循環法は負圧差かんがい法の持つ利点に加えて、さらに、大きな負圧を減圧ポンプを用いて作用させることにより、重力排水の限界（圃場容水量）を越えた排水と水分調整を可能にし、また、系内に発生した気泡を循環する水で運び、水タンクの開放水面から排除しようとするものである。

## 3 負圧水循環法による水分ポテンシャル制御法

図2は負圧水循環系内の水圧分布の測定例を示したものである。循環系配管の各所に、パイプ内壁に垂直に内径1mmの透明チューブを取付け、静止時とポンプ作動時の水位差を測定して水圧とした。図2から、水タンクにかかる静圧、すなわち、減圧していない場合はタンク内水位（正圧）に、減圧をかけた場合は水位と減圧（ $-cmH_2O$ ）の和に従って水圧分布は平行移動すること、および、水流ポンプの送・吸水圧差（揚水圧）は一定であることが認められた。これにより循環系内の水圧分布は、水流ポンプにより作り出される水圧差と水タンクにかかる静水圧の合成であることが明らかになったが、図3に示す結果から、水タンクと水流ポンプの位置関係もまた、循環系内の水圧分布に大きく影響することが認められた。図3は、図2-Aと同様の測定後に、ポンプ送水口と吸水口への配管を入れ換えて接続した場合の水圧分布を示したものである。それによれば、ポンプ送水口に近接して水タンクが配置された場合には、水タンクの静圧より低い水圧が広く分布し、水タンクがポンプ吸

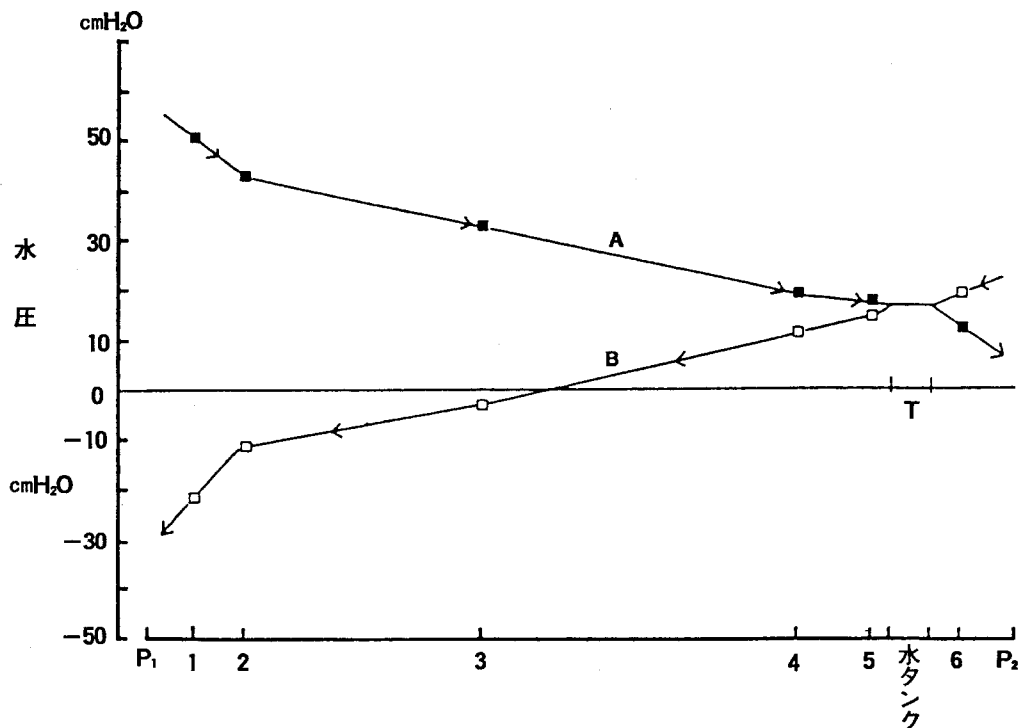


図-3 水タンクの配置と水圧分布

No.1～6 水圧計 P<sub>1</sub>: ポンプ送水口 P<sub>2</sub>: ポンプ吸水口

A: 大気圧下、水タンク水位18cmH<sub>2</sub>Oにて、図2と同様の条件にて水循環させた場合の水圧分布。

B: Aの測定後、水流ポンプ送水口および吸水口への循環パイプの接続を入れ換えた場合の水圧分布。

表-1 チューブの径および長さによる水圧と流量の変化

チューブ 内径	長さ	水圧 (水頭)			流量 Q	Re数*	管摩擦** 係数(λ)	揚水圧*** mH <sub>2</sub> O
		1 送水口	2 管末端	3 吸水口				
		mH <sub>2</sub> O	mH <sub>2</sub> O	mH <sub>2</sub> O				
4	1.2	0.741	0.257	-0.070	10.8	3340	0.046	0.812
	2.4	0.850	0.198	-0.034	8.6	2728	0.046	0.884
	4.1	0.952	0.127	0.038	7.8	2508	0.041	0.990
5	1.3	0.510	0.180	-0.065	14.6	3690	0.045	0.575
	2.8	0.664	0.142	-0.047	12.6	3195	0.044	0.711
	4.4	0.775	0.137	-0.010	11.2	2840	0.045	0.785
	4.4 (ループ)	0.813	0.130	-0.010	10.4	2650		0.823

(タンク内水位はほぼ10cmとし、非減圧にて測定)

\* Re数: レイノルズ数=vd/ν (v:流速, d:管径, ν:動粘性係数)

\*\*管摩擦係数(1式による) \*\*\*揚水圧: 水流ポンプ送・吸水圧差

表-2 循環系におけるポット配置が土壌水分吸引圧に及ぼす影響

配管	ポンプから の距離(cm)	空気減圧(水タンク)	
		-36cmH <sub>2</sub> O	-122cmH <sub>2</sub> O
直列	130	-40.5 cmH <sub>2</sub> O	-109.3 cmH <sub>2</sub> O
	180	-63.0	-121.8
並列	130	-43.0	-83.0
	130	-44.3	-84.3

と配管系の摩擦抵抗に関連しており、なめらかな円管における乱流条件では次式が適合する。

$$\text{水頭損失: } \Delta h = \lambda lv^2/2dg \quad (1)$$

ここで、λ: 管摩擦係数, l: 長さ, v: 流速, d: 内径, g: 重力の加速度である。この式は経験式であるが、表1に示すように、チューブの内径と長さを変えて、水圧分布と流量を測定した結果から求めた樹脂チューブの管摩擦係数は0.045とほぼ一定であり、よく適合しているといえる。系内の圧力差はチューブが細く、また、長くなるほど増大することが判る。なお、表1における流量は、非減圧条件下で水タンクに流入するチューブを短時間はずし、チューブ出口を水タンク内水位と等しい高さにして、流出水量を10-20秒間測定して求めた。

表2は循環系において、直列に配置された二つのポットと並列に配置されたポットの土壌水分吸引圧値を示したものである。直列配置された2個のポットの水分吸引圧値は異なり、ポンプ送水口より離れたものほど水分吸引圧値は大きくなった。他方、並列配置では2連のポットの水分吸引圧はほぼ等しい値を示した。

水口に近い場合には、タンクの静圧より高い水圧が広く分布していた。これは水タンクではその配置にかかわらず静圧だけが水圧を構成する一方、ポンプの送・吸水圧差は配管の太さや長さが同じであればほぼ一定であり、水タンク静圧の前後に、配管の長さの比に応じて配分されるものと考えられる。すなわち、水タンクはその静圧とともに循環系内の位置により水圧分布を制御している。

このように、負圧水循環系における水圧分布の特徴は、静圧に加えて水流ポンプによって作られる圧力勾配が生じることである。この圧力勾配はポンプの能力(仕事率)

表-3 トウモロコシ根の吸水効率と土壌密度

播種後日数	土層 cm	水消費量		根長 (cm/ポット220ml)		根吸水効率 (10 <sup>-2</sup> g水/cm根・日)	
		疎充填	密充填	疎充填	密充填	疎充填	密充填
1-8	0.7-5	8.45	8.31	402	481	0.903	0.744
	5-10	8.24	10.16	394	315	1.046	1.612
	10-15	2.40	0.82	172	161	0.698	0.255
	0.7-15	19.09	19.29	968	957	0.986	1.007
8-13	0.7-5	1.46	0.52	509	538	0.197	0.067
	5-10	16.74	25.18	2056	1084	0.651	1.858
	10-15	1.84	2.28	788	1015	0.187	0.180
	0.7-15	20.04	27.98	3353	2637	0.478	0.840

誌) 供試土壌: 細粒灰色低地土  
疎充填: B. D. 1.0  
密充填: B. D. 1.3

(Lipiec, et al, 1988.より作成)

表-4 水分吸引圧とねこぶ病の発生

系	水分吸引圧 cmH <sub>2</sub> O	発病度 (株数) <sup>1)</sup>				発病指数 <sup>2)</sup>	根重 g/4株
		0	1	2	3		
L <sup>3)</sup>	低 1	30	0	0	0	4	2.7 <sup>3)</sup>
	2	47	0	0	0	4	7.9
	庄 3	62	0	0	0	4	13.6
	4	77	0	0	0	3	1.7 <sup>6)</sup>
	系 5	90	0	2	1	1	1.8
中	6	90	1	1	1	1	1.5
	7	97	0	2	0	2	2.0
	8	110	2	1	1	0	0.7
H <sup>4)</sup>	庄 9	120	4	0	0	0	0.0
	10	135	4	0	0	0	0.0
	11	153	4	0	0	0	0.0
	系 12	162	4	0	0	0	0.0

(四季蒔きこかぶ, 播種 1988.9.14, 調査 10.18.)

- 注) 1) 播種後10日間平均値  
 2) 発病指数 =  $\Sigma$  (発病度 × 株数) / (総株数)  
 3) 水タンクにおける減圧 -39cmH<sub>2</sub>O  
 4) 水タンクにおける減圧 -127cmH<sub>2</sub>O  
 5) 湿害  
 6) 他の土壌病害併発

以上の結果から、負圧水循環法における水分分布制御法の原則は次の通りである。

①系内に平準化した水圧分布を得るには、流速を低下させることが効果的である。流速の低下にはチューブ径を大きくする、ポンプ性能を落とす、並列配管により分流する等が考えられる。特に、二つ以上のポットを等しく水分制御しようとする場合には、並列配置が実際的に優れる。

②水タンク内の水位変動は、特に負圧が小さい領域では吸引圧の制御精度に影響するので、消費水量の測定精度の許す範囲で水位変動を小さくするようにする。

③系内の水圧勾配を利用して、連続的水圧分布を得ることができる。水圧分布範囲を大きくするには、揚水圧を大きくする必要があり、そのためには、高出力のポンプを用いる他に、チューブ径を細く、かつ、長くすることが効果的である。

④負圧水循環法では空気減圧値が直にはポット土壌水分吸引圧値とならない。水タンクにおける静圧値は空気減圧値と水位(タンクの水位とポット内素焼管の高低差)との差であり、加えて循環系内の水圧勾配による変化が加算される。したがって、特定の水分吸引圧値に土壌水分を精密に設定したい場合には、まず希望する吸引圧値に近い空気減圧値において循環装置を動作させ、平衡後、ポットの土壌水分吸引圧をテンシオメータで実測する。図1にて示したように、水タンクの静圧の変化にもなつて循環系の水圧は平行移動するので、実測吸引

圧と希望吸引圧の差に等しい値を空気減圧値から増減する。

⑤当装置による水分吸引圧制御の精度はおよそ±数cmH<sub>2</sub>Oである。

#### 4 負圧水循環装置による土壌水分制御の応用例

4-1) 密度の異なる土壌中におけるトウモロコシ根の吸水効率の測定

目的：土壌密度・根分布が根の吸水効率に及ぼす影響を明らかにする。

方法：実験装置は図1に示したが、土壌ポットは内径7.5cm高さ5cmの円筒を、上下の土層間の水毛管移動が生じないように、5mmの間隔をおいて三段に重ね、中層に素焼管を通し、負圧水を供給した。土壌は細粒灰色低地土を用い、中層の充填密度をB.D.1.0および1.3Mg/m<sup>3</sup>とし、水分吸引圧はpF2.4とした。トウモロコシを播種後2週間栽培し、各土層別に水分と根量(長さ)を調査した(表3)。

結果の概要：①中層では負圧水循環系から水分が供給され、栽培期間中水分はほぼ一定に維持され、水消費量も最も多くなった。

②密充填土層では根量は少ないが、水消費量は多く、したがって、根の吸水効率が高くなった。これは、供試した細粒灰色低地土(4mm>)は強粘性で径2-5mmの塊状を呈し、充填度が増すことにより、不飽和透水性が向

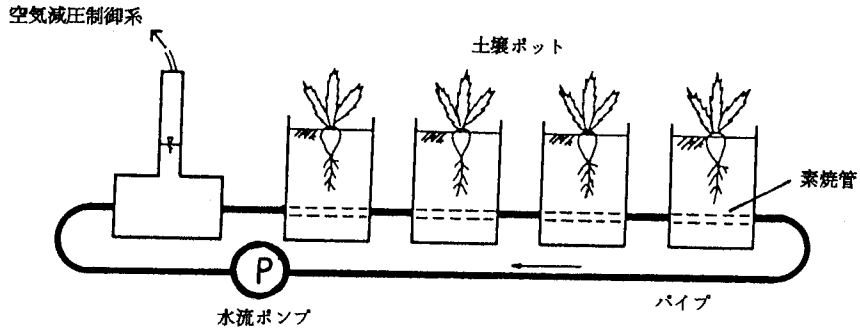


図-4 土壌ポットを直列配置した負圧水循環装置

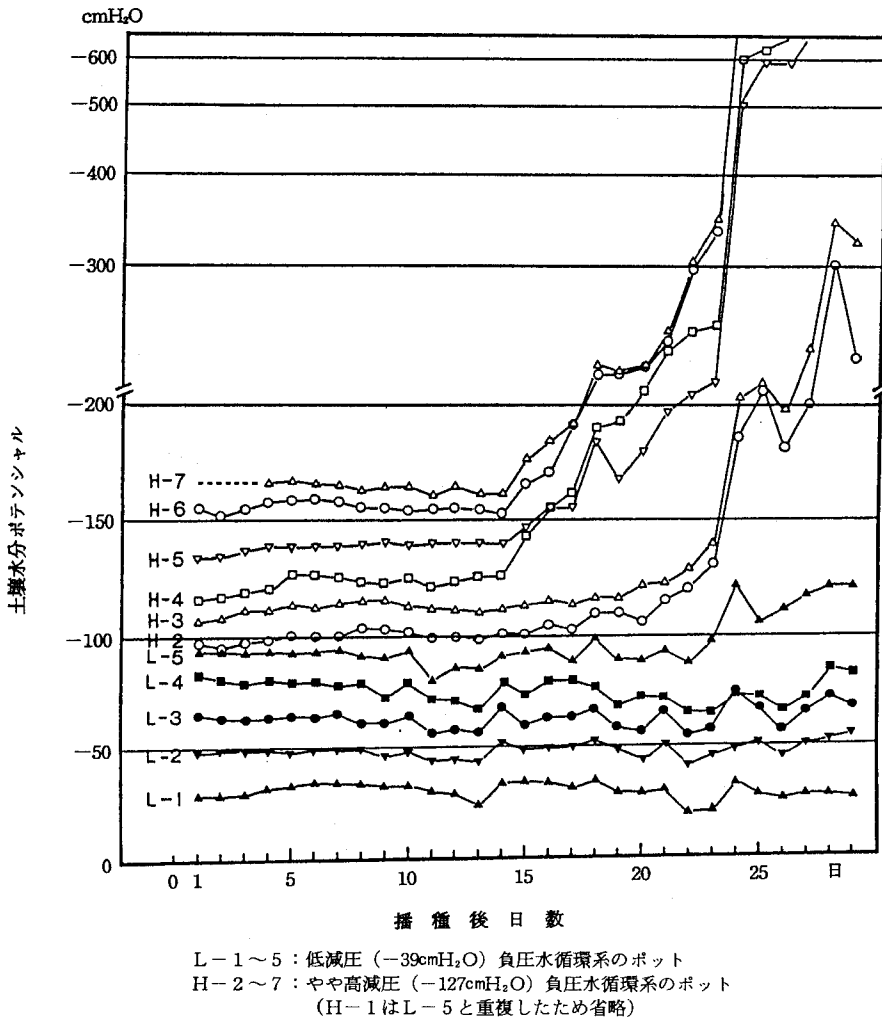


図-5 土壌水分のコカブ栽培期間における推移 (播種1988年9月14日)

上したことによると推定された (Lipiec, et al. 1988)。

#### 4-2) 根こぶ病発病限界土壌水分の解明

目的：アブラナ科野菜の根こぶ病は、変形菌の一種による難防除性の土壌病害であるが、その発生は土壌の排水状態に強く関連している (内記1987)。根こぶ病菌遊走子の移動性は土壌水分によって規制され、乾燥水分域では感染が起こらず、その限界水分はおよそ $-150\text{cmH}_2\text{O}$ 付近であるとされている (Dobson, et al. 1982)。しかし、この値は土壌水分が $-50\text{cmH}_2\text{O}$ 以上の間隔で調節された実験から得られたものであり、より詳細な検討が必要である。

方法：直径7.5cm高さ10cmの塩ビ円筒 (400ml容) に素焼管 (直径0.8cm,長さ6.0cm) を通した小ポットに、根こぶ病菌孢子接種土 (黒ボク土畑表土, 孢子濃度 $10^6/\text{cm}^3$ ) を380ml充填した。この小ポットを図5-aに示すように、数個直列に連結して負圧水を循環させることにより (装置を2基使用)、 $-30\sim-162\text{cmH}_2\text{O}$ の範囲で十数段階の水分制御を行った。コカブをポット当たり4株、1カ月間栽培後、根部を水洗し病徴を観察した。

結果の概要：①栽培期間中ポット土壌水分は、根こぶ病感染に重要とされる発芽初期を含む播種後15日付近まではほぼ所定の吸引圧値を維持した。15日以後、コカブの成長にともない水消費量が $5\text{mm}/\text{day}$ 以上に急増し、 $-100\text{cmH}_2\text{O}$ 以下に設定されたポットでは供給が追いつかない状態となった。消費水量 $5\text{mm}$ は供試黒ボク土の $\text{pF}1.8\sim 2.3$ 域における保水量 (5vol.%, ポットあたり20ml) にほぼ等しく、また、素焼管表面 (表面積約 $13\text{cm}^2$ ) から土壌への毛管伝導量 $1.5\text{ml}/\text{cm}^2/\text{day}$ は、黒ボク土の $\text{pF}2$ 付近における不飽和透水性に相当するものと考えられる。②また、 $-80\text{cmH}_2\text{O}$ 以上に設定されたポットにおいても、やはり後半、設定吸引圧の変動が大きくなった。これは水タンクの容量不足から、水消費の増大にともない一日に3、4回水を補給しても、水位の日変動が $20\text{cm}$ 以上にもなった影響を受けたと推定された。③根こぶ病は $-100\text{cmH}_2\text{O}$ 以上の多水分状態ではほぼ100%発病し、他方、 $-120\text{cmH}_2\text{O}$ 以下の水分では全く発病がみられず、発病限界水分値は $-115\text{cmH}_2\text{O}$ 付近であることが認められた (表4, Iwama, et al. 投稿中)。

### 5 負圧水循環法の活用と問題点

以上紹介してきたように、負圧水循環方式による土壌水分制御法は、比較的簡単な装置で精度よく水分を制御し、消費水量や排水量の計測が出来るものである。今後、研究面のみならず実用的にも活用されることが期待でき

る。ここで、当方法の想定される活用場面とその限界、問題点についてまとめておく。

負圧水循環法の利点は、調節可能な水分吸引圧の範囲が広く、また、設定値の切り換えが随時可能なことである。応用例2では、使用した土壌ポットが小さかったために、栽培後期には、作物による消費水量の増大に供給が不足し、設定吸引圧値が維持できなくなる状態を生じたが、大容量 (7L) のポットを用いた栽培例では、 $\text{pF}2.2$ に設定されたポットでも、45日間の栽培中、精度よく設定水分値を維持できたことが確認されている。しかし、水分供給装置としては、土壌の不飽和透水係数が急減する $\text{pF}2.4, 5$ 付近が限界と思われる。他方、品質向上等のために作物への水分ストレスを望む場合には、 $\text{pF}2.5$ 以上の高吸引圧により排水を促進することが有効となろう。

当法では設定水分状態の切り換えが空気減圧度の調節だけで可能であり、作物の生育時期別の $\text{pF}$ 制御や、上記、土壌病害発生解析などの実験手法として優れている。

また、消費水量の計測法としての利用には、例えば重量法では計測困難な大型容器による栽培試験などが考えられる。

当方法の問題点は、上記の原理的な限界の他には、資材や施設的なものがある。素焼管に代わる丈夫な多孔質チューブの開発、給・排水量計測の自動化、ならびに水の補給の自動化が必要である。

### 引用文献

- 1) 荒木陽一 (1988) : 低温期における施設野菜の生育異常と水管理, 土壌の物理性, 57, 2-7.
- 2) Dobson, R.L., Gabrielson, R.L., and Baker, A. S. (1982) : Soil water matric potential requirements for root-hair and cortical infection of chinese cabbage by *Plasmodiophora brassicae*. *Phytopathology*, 72, 1598-1600.
- 3) Iwama, H., Kubota, T., Ushiroda, T., Osozawa, S., and Katou, H. (1991) : Control of soil water potential using negative pressure water circulation technique. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 37, 7-14.
- 4) Iwama, H., Osozawa, S., Ushiroda, T., and Kubota, T. (1993) : Analysis of soil water matric potential requirement for infection of turnip with *Plasmodiophora brassicae* using negative pressure water circulation technique. *Soil Sci. Plant Nutr.*, (印刷中)

- 5) 加藤善二・手島三二 (1982) : 負圧差灌漑の原理と基礎的検討, 農土論集, 101, 46-54.
- 6) Kramer, P. J. (1969) : Plant and soil water relationships. p. 89-97, McGraw Hill. New York.
- 7) Lipiec, J., Kubota, T., Iwama, H., and Hirose, J. (1988) : Measurement of plant water use under controlled soil moisture conditions by the negative pressure water circulation technique. Soil Sci. Plant Nutr., 34, 417-428.
- 8) 内記 隆 (1987) : アブラナ科野菜根こぶ病菌の生活環からみた防除視点, 土と微生物, 29, 25-39
- 9) Read, D. W. L., Fleck, S. V., and Pelton, W. L. (1962) : Self-irrigating green-house pots. Agron. J., 54, 467-468.
- 10) 高辻豊二 (1991) : 温州ミカンの水分制御による糖度向上技術, 農業技術, 46, 398-402.
- 11) 谷川寅彦・矢部勝彦・手島三二 (1988) : 土壌別管内負圧の設定法と気泡排除対策-地下灌漑に関する実験的研究 (VI) 一, 農土論集, 137, 17-23.

(受稿年月日 1993年8月11日)

## 土 粒 子

## 土壌物理研究会への入会にあたって

岩間和人\*

北海道大学農学部では、ここ数年間、改革の波に揺られている。昨年度(1992年)にはまず学部の改革が実施され、この秋にはその初めての学生が教養部から学部に移行してきた。その学生がどのように教育・研究体制に入っていくかを見定めないうちに、現在は大学院の重点化を目指して、大学院改革の成案作りに日夜明け暮れている。あれだけ利権の絡んだ政界でも大きな改革が進んでいるのだから、一人大学だけが旧態依然とした体制のままに安穩として惰眠をむさぼっていることは許されまい。しかし、このような改革の波が大学の機能を真に高めるように進んでいるかという、かなりの懸念がある。

具体的に自分の所属している作物学の近辺での移動を考えると、学部改革により食用作物、工芸作物、作物育種、果樹蔬菜、花卉造園の5講座で構成されていた旧農学科は解体され、作物育種が植物育種と改名して、新たに設置されたバイオテクノロジーに関係した応用生命科学科へと移った。残りの4講座は、旧農業生物学科(植物病理、作物生理、昆虫、応用動物等)と合体して、生物資源科学科となった。この新体制により将来的に大きな問題になると懸念されるのは、生物関係諸講座と作物育種講座との遊離である。作物の品種改良が農業の生産性向上に果してきた役割は云うまでもないところで、今後もその役割は変ることはないと思われるが、実際の育種場面において品種の改良を行なうには、対象となる個々の作物が健全に栽培されることが基本になる。最近育成された著名なイネ品種であるキララ397においても、食用作物講座でともに学んだ同級生が、この品種の選抜の過程で大きな役割を果たしたと聞いている。現実に行なっている自分の研究をみても、その一部は作物の品種改良を念頭において行なっており、作物育種学は学問分野として作物学に隣接した位置にあるものと考えている。

隣接した学問分野が大学の体制の中で必ずしも同一の学科に括られる必要はないと考えられるかもしれないが、学生の教育一つをとってみても、在学中に学生が身につける知識は単に教官の行なう講義のみで得られるのではなく、学生同士の日常的な情報交換、いわゆる耳学問の果す役割も大きい。今後10年もたてば、植物育種講座か

らは作物の栽培法を知らない卒業生が、また作物関係講座からは作物の育種手法を知らない卒業生が多数輩出され、これら卒業生と一緒に仕事をされることになる先輩諸兄が戸惑われるとともに、卒業生自体も仕事の遂行の上で大きなハンディを負うことになるのではないかと懸念しているが、個人的には努力しているが、徒勞に終りそうな情勢である。幸いなことに、これまで他学科にあった作物生理、作物栄養そして土壌といった作物学に近縁の学問分野が同一の学科になりそうな気配もある。ここ数年、これら学問分野の教官と共同研究を進めつつあるが、その過程で知ったことは、同一の研究対象を取扱っているにもかかわらず、あまりにお互いの研究分野のことを知らないということである。土壌を培地として作物を栽培しているのに、土壌屋は作物の特性を知らないし、また作物屋は土壌の特性を知らない。このことは、私たちの不勉強にその責任があるというよりは、これまで行なわれてきた研究・教育の体制に問題があると思う。試験場等におられる研究者の方々においても大同小異ではなかるうか。云うまでもなく、実際の農家は、自分の畑の土壌の特性と作物の特性の両方を知らなければ、良い収穫を得ることができない。

農学部が、農業を対象にした応用科学の研究・教育を行なう機関であるとの目的を放棄しないならば、実際の農業場面で必要とされる個々の学問分野の総合化を、学部の組織としても模索する必要があると考える。明治時代における大学の成立以来、これまでそれぞれの学問分野において、欧米諸国からの知識の導入と加工に明け暮れてきたが、現在もまたバイオテクノロジーの分野では同一の過程が行なわれつつある。このような研究を使命と志向する分野はそれとしておいて、十年一日のごとしと擲擧されることにくじけずに、たとえ10年をかけてもよいから、我国の風土に根ざした、世界に誇り得る独自の知識体系をつくらうではないかと懸念しているが、個人的には努力しているが、徒勞に終りそうな情勢である。幸いなことに、これまで他学科にあった作物生理、作物栄養そして土壌といった作物学に近縁の学問分野が同一の学科になりそうな気配もある。ここ数年、これら学問分野の教官と共同研究を進めつつあるが、その過程で知ったことは、同一の研究対象を取扱っているにもかかわらず、あまりにお互いの研究分野のことを知らないということである。土壌を培地として作物を栽培しているのに、土壌屋は作物の特性を知らないし、また作物屋は土壌の特性を知らない。このことは、私たちの不勉強にその責任があるというよりは、これまで行なわれてきた研究・教育の体制に問題があると思う。試験場等におられる研究者の方々においても大同小異ではなかるうか。云うまでもなく、実際の農家は、自分の畑の土壌の特性と作物の特性の両方を知らなければ、良い収穫を得ることができない。

農学部が、農業を対象にした応用科学の研究・教育を行なう機関であるとの目的を放棄しないならば、実際の農業場面で必要とされる個々の学問分野の総合化を、学部の組織としても模索する必要があると考える。明治時代における大学の成立以来、これまでそれぞれの学問分野において、欧米諸国からの知識の導入と加工に明け暮れてきたが、現在もまたバイオテクノロジーの分野では同一の過程が行なわれつつある。このような研究を使命と志向する分野はそれとしておいて、十年一日のごとしと擲擧されることにくじけずに、たとえ10年をかけてもよいから、我国の風土に根ざした、世界に誇り得る独自の知識体系をつくらうではないかと懸念しているが、個人的には努力しているが、徒勞に終りそうな情勢である。幸いなことに、これまで他学科にあった作物生理、作物栄養そして土壌といった作物学に近縁の学問分野が同一の学科になりそうな気配もある。ここ数年、これら学問分野の教官と共同研究を進めつつあるが、その過程で知ったことは、同一の研究対象を取扱っているにもかかわらず、あまりにお互いの研究分野のことを知らないということである。土壌を培地として作物を栽培しているのに、土壌屋は作物の特性を知らないし、また作物屋は土壌の特性を知らない。このことは、私たちの不勉強にその責任があるというよりは、これまで行なわれてきた研究・教育の体制に問題があると思う。試験場等におられる研究者の方々においても大同小異ではなかるうか。云うまでもなく、実際の農家は、自分の畑の土壌の特性と作物の特性の両方を知らなければ、良い収穫を得ることができない。

今回、伝統ある土壌物理研究会に入会したが、知友である研究会メンバーの強い要望への義理をはたすという面のみでなく、作物学の、特に根の役割について研究を

\*北海道大学農学部

行なっている者として、根の培地である土壌について少しでも知識を広げられたらと考えたからである。物理学については、大学の教養部学生の時に手にしたファイマンの物理学の教科書を一瞥して以来、20年にも及ぶ御無沙汰であるが、数式を駆使した華麗な物理学の手法を、自分の研究に身近な土壌という対象で、あらためて目にしたいと思う。その知識が、作物の根と地上部生長との複雑な相互関係を単純化して理解することに繋がり、混迷している日本の農業あるいは苦難の農家の一助となる技術の開発に最終的には役立つことを願う。

(受稿年月日 1993年11月30日)



# 会務報告

## 諸会議等開催経過

1. 編集委員会 (1993.10.27.北大農学部)
  - 1) 会誌68号の論文閲読
  - 2) 小特集の企画立案
2. 事務局会議 (1993.11.5.北大農学部)
  - 1) 次回シンポジウム案
  - 2) 1992年度決算および、1993年度予算案
  - 3) 小特集の原稿募集について
3. 編集委員会 (1993.11.30.北大農学部)
  - 1) 会誌68号編集状況
  - 2) 会誌69号編集方針および、論文閲読報告
  - 3) 次回シンポジウム案の検討

## 1992年度決算

### 土壌物理研究会 1992年度 会計決算

収入の部 自 1992.11.1 至 1993.10.31

項目	予算額	決算額	増減	備考
繰越金	1,394,551円	1,394,551円	0円	
一般会費	2,800,000	689,440	△2,110,560	<sup>1)</sup> 内訳 バックナンバー 4,000円
講読会費	300,000	301,500	△ 1,500	別刷り
賛助会費	120,000	45,000	△ 75,000	102,999
出版物売上 <sup>2)</sup>	100,000	259,999	159,999	シンポ要旨 153,000
雑収入 <sup>3)</sup>	100,000	112,675	22,675	<sup>2)</sup> 主な雑収入 広告掲載料、 展示料、預金 利子等
合計	4,814,551	2,813,165	△2,001,386	

△: 収入減

## 支出の部

項目	予算額	決算額	増減	備考
会誌製作費	2,600,000円	830,077円	1,769,923円	会誌第66号発行 91.92年度総 会分
総会費	600,000	967,736	△ 367,736	
通信費	300,000	253,779	46,221	
文具費	100,000	50,474	49,526	
賃金	200,000	45,000	155,000	
交通費	300,000	153,460	146,540	
会議費	100,000	14,400	85,600	
幹事手当	50,000	50,000	0	
編集委員会費	100,000	100,840	△ 840	66,67,68号査 読料
運営委員会費	-	0	0	
予備費	464,551	17,004	447,547	
次年度繰越金	-	330,395	△ 330,395	
合計	4,814,551	2,813,165	2,001,386	

△: 支出増

## 収入の部

一般会費、賛助会費: 大幅な収入減になっている、これは、会誌67号の発行が遅れたため、現在続々と納入されている、この分は、93年度予算に計上している。会費請求のみの書類発送は行なわなかった。  
出版物売上: シンポジウムが年度内に2回開催されたため、要旨売り上げの分が多くなっている  
合計: ¥2,813,165で予算より¥2,001,286少なくなった。

## 支出の部

会誌製作費: 3号分が予算に計上されていたが、1号分の支払いのみであったため、大きく支出減となった。  
総会費: 年度内に2回開催されたため、支出増となった。  
編集委員会費: 66、67号、68号(一部)の査読料および英文校閲料。  
予算費: 日本学術会議公開シンポジウム共催負担金 ¥10,000、半乾燥地および湿潤地域における土壌水分制御に関する国際シンポジウム(後援)の案内、予備登録用紙印刷費 ¥5,150、銀行手数料 ¥1,854、計 ¥17,004を支出した。

次年度繰越金: 以上までの合計 ¥2,482,770、よって ¥2,813,165 - ¥2,482,770 = ¥330,395となる。

## 1992年度会計監査報告

平成5年11月11日

土壌物理研究会  
会長 佐久間 敏雄 殿

## 土壌物理研究会会計監査

大崎 敏雄

伊藤 純雄

## 会計監査報告書

1992年度、土壌物理研究会会計の収入支出決算書ならびに関係帳簿類について、1993年11月11日厳正に監査を行なった結果、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。

## 1993年度予算案

## 土壌物理研究会 1993年度 会計予算(案)

収入の部 自 1993.11.1  
至 1994.10.31

項目	予算額	備考
繰越金	330,395円	
一般会費 <sup>1)</sup>	4,400,000	会費×未納者数 1) 3,500×1,261=4,413,500 2,000×36=72,000
講読会費 <sup>2)</sup>	580,000	2) 4,500×36=585,000 3) 15,000×16=240,000
賛助会費 <sup>3)</sup>	240,000	
出版物売上	100,000	※92, 93年度会費未納者数 401名 91年度以前会費未納者数 148
雑収入	99,605	
合計	5,750,000	

## 支出の部

項目	予算額	備考
会誌作製費	3,200,000円	会誌第67,68,69,70号発行
総会費	600,000	
通信費	300,000	
文具費	100,000	
賃金	100,000	
交通費	250,000	
会議費	100,000	
幹事手当	50,000	10,000×5名
編集委員会費	150,000	
選管委員会費	350,000	
予備費	550,000	
次年度繰越金	-	
合計	5,750,000	

## 収入の部

会費：11月1日で未納の分を算出し、計上した。  
出版物売上、雑収入：例年通りを見込んだ。

## 支出の部

会誌製作費：67, 68, 69, 70号の4号分の作製費を計上した。

通信費、文具費：例年通りとした。

賃金：昨年の実績より¥100,000とした。

交通費：昨年の実績より¥250,000とした。

会議費、幹事手当：例年通りとした。

編集委員会費：68号（一部）、69、70号分のため、  
¥150,000とした。

選挙管理委員会費：選挙該当年度のため、例年通り  
¥350,000計上した。

予備費：以上までの合計¥5,200,000、よって¥5,750,000

－¥5,200,000＝¥550,000となる。

以上の1992年度決算、1993年度予算案について承認していただきますよう、お願い申し上げます。

## 会員の動向

## 1. 会員数 (1993.12現在)

会員種別	会員数
正・学生会員	556
北海道	81
東北	51
関東	192
中部	48
近畿	42
中四国	77
九州	57
海外	3
講読会員	62
賛助会員	7
合計	625

## 2. 新入会員 (1993.9～1993.12)

氏名	種別	連絡先
中原 治	正	812 福岡市東区箱崎6-10-1 九州大学農学部
渋谷勤治郎	正	305 茨城県つくば市観音台2-1-2 農業工学研究所
井上 京	正	060 札幌市北区北9条西9丁目 北海道大学農学部
秋田 県	講読	010-14 秋田市仁井田字小中島111 農業試験場

## 3. 住所変更 (1993.9~1993.12)

氏名	旧	新連絡先
古畑 哲	茨城	300 茨城県土浦市二戸南3-15-8
井上 隆弘	東京	004 札幌市豊平区羊ヶ丘1 北海道農業試験場
服部 由直	三重	514 津市南が丘4-16-6
箱山 晋	北海道	河西郡芽室町新生 北海道農業試験場畑作研究センター
三浦 憲蔵	茨城	305 つくば市大わし1-2 国際農林水産業研究センター
前川 俊清	広島	728 広島県三次市島敷町1167-1

## 4. 退会会員 (1993.9~1993.12)

8名 (正会員)

土壤の物理性67号中に以下の間違えがありました。記してお詫び申し上げます。

正

表紙	著者名	中野 政詩
p 3	英文表題	Transportation
p 22	化学式	$\begin{array}{ccc} -O^- & & -O \\ & \text{Ca}^{2+} + \text{M}^{2+} = & \\ -\text{COO}^- & & -\text{COO} \end{array} \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \text{M} + \text{Ca}^{2+}$
p 25	化学式	$N = N_0 e^{-t/\lambda} + \frac{K}{\lambda} (1 - e^{-t/\lambda})$
裏表紙	タイトル	Chemical Forms and Behavior of Heavy Metals
裏表紙	区分	Comment for the originals
裏表紙	タイトル	Necessity of Development of Empirical Law to Simulate Processes of Solutes Transport in Soils

## 「学術分野における国際貢献についての基本的提言」を採択

平成5年5月 日本学術会議広報委員会

日本学術会議は、去る4月21日から23日まで第116回総会を開催しました。今回の日本学術会議だよりでは、同総会の議事内容及び同総会で採択された「学術分野における国際貢献についての基本的提言」等についてお知らせいたします。

### 日本学術会議第116回総会報告

日本学術会議第116回総会（第15期・第5回）が、4月21日～23日の3日間にわたって開催された。

総会の初日の午前は、会長からの前回総会以降の経過報告に続いて、各部、各委員会等の報告が行われた。次いで、今回総会に提案されている2案件について、それぞれ提案説明がなされた後、質疑応答が行われた。

午後からも提案案件に対する質疑応答が行われた後、引き続き各部会が開催され、午前中に提案説明された総会提案案件の審議が行われた。

総会2日目の午前は、前日提案された2案件及び緊急に提案された1案件の審議・採決が順次行われた。

まず、「国際対応委員会の改組について(申合せ)」が採択された。これは、学術の国際化の急速な進展に伴い、国際学術団体及び国際学術協力事業への対応の重要性がますます増大してきており、日本学術会議としてもその職務を遂行する上で、学術の国際化に関する状況の迅速かつ確かな把握が不可欠であるという観点から、より広範囲にわたる国際学術情報の収集と、それに基づく適切な対応ができるよう、国際対応組織の充実強化を図るために、必要な措置を講じたものである。

次いで、「学術分野における国際貢献についての基本的提言」が採択された。本件については、日本学術会議第15期活動計画の中の重点目標として掲げられており、また、一昨年秋の第113回総会において内閣官房長官から、「学術研究の分野で我が国がどのような国際的貢献をなすべきかについて全学問領域から総合的に検討し、意見を出すよう」求められ、以来、日本学術会議における重要案件として鋭意審議してきたものである。

提言は、1. 学術分野における国際貢献の意義、2. 学術分野における国際貢献の在り方、3. 学術分野における国際貢献を進めるための提案という構成内容になっており、日本学術会議は、今後とも、本提言に基づき、具体的な課題について検討していくこととしている。

最後に、上記の提言に基づき、日本学術会議は、国際貢献のための新しいシステムを構築するための具体的方策を直ちに検討し、その速やかな推進を図るという内容の「学術分野における国際貢献についての基本的提言に関する附帯決議」が採択された。

また、「学術分野における国際貢献についての基本的提言」に関する会長談話を22日付けて発表した。

午後からは、現在、常置委員会、特別委員会で審議されている懸案事項について、自由討議が行われた。

総会3日目は、午前は各特別委員会、午後は各常置委員会・国際対応委員会がそれぞれ開催された。

なお、近藤会長が、4月22日に河野内閣官房長官と、また、同27日に宮澤内閣総理大臣とそれぞれ会見し、「学術分野における国際貢献についての基本的提言」を手渡すとともに、同提言について報告した。

### 学術分野における国際貢献についての基本的提言(抜粋)

(前文略)

#### 1. 学術分野における国際貢献の意義

(本文略)

#### 2. 学術分野における国際貢献の在り方

(本文略。項目のみ)

- (1) 対等・互惠の原則に基づいた国際学術協力の強化
- (2) 国際学術協力の積極的発議等
- (3) 人材育成への協力による国際貢献の推進
- (4) 我が国の学術情報の提供・紹介の促進
- (5) 学術に関する国際団体への対応強化

#### 3. 学術分野における国際貢献を進めるための提案

前節で述べた我が国の学術分野における国際貢献の在り方を踏まえ、これを推進していくために、以下の事項を提案する。

##### (1) 我が国からの情報提供機能等の充実・強化

###### ① 学会の支援・育成

我が国の学会は、高等教育研究機関や産業界の研究発表の場として重要な役割を果たしてきた。また、研究者相互の活発な国際交流等を通じて、情報の提供に努めているところである。しかしながら、ほとんどの学会は、資金の不足から、必要な活動も十分にできない状況にある。

学術分野における国際貢献という観点において、非政府機関(NGO)としての学会の果たす役割は極めて大きく、それらが有する情報提供機能を最大限に発揮できるよう、学会の支援・育成を図る必要がある。

###### ② アジア地域における学術研究に関する連携の強化

我が国と地理的・歴史的・文化的な関係の深いアジア地域の学術の発展に資するため、アジア地域の科学者や学術研究機関の間の学術研究ネットワークを拡充・強化することが必要である。また、将来的には、アジアの学術振興のための国際的な組織の在り方について、関係各国の科学者と協議していく必

要がある。

(2) 国際学術交流のための支援の充実

① 学術研究機関の整備等

新しい知識の創造と発展は、優れた研究者が集い、切磋琢磨するところから生まれるものであり、研究者の未知への挑戦に対して最も適切な施設・資金・支援システムなどの研究環境を提供することが必要である。したがって、全世界の研究者が日本で研究することに魅力を感じ、充実した研究生活が送れるように、学術研究機関の整備及び適切な運営を図るべきである。

② 来日研究者・留学生への支援の充実

学術分野における国際貢献の第一歩として、各国の人材育成への協力、とりわけ来日研究者・留学生の支援に十分な配慮がなされなければならない。したがって、内外における日本語教育の充実や、来日研究者・留学生の住居、日本人研究者・学生や地域の人々との交流を可能とする交流施設など生活・文化施設の整備・充実を早急に図るべきである。

③ 海外派遣研究者への支援の拡充

国際学術交流は、相手国の国情に応じた総合的配慮の下に行われる必要がある。したがって、その国の研究者との恒常的な連携・協力を維持するとともに我が国からの海外派遣研究者が必要とする各種情報の提供や連絡・調整などもできる人材の当該国への配置など、海外派遣研究者の支援体制の拡充を検討する必要がある。

(3) 学術分野における国際貢献のための新しいシステムの構築

国際的な学術協力については、我が国においても、既に多くの機関がその努力を重ねているところである。しかしながら、投入されている資金等そのための支援は、質・量ともに、未だ国際的な要求に応える水準にまで達しているとは言えない。しかも、現在個別に推進されている学術協力の相互の連絡・調整は、必ずしも十分ではなく、我が国の総力を挙げてこれを推進しているとは言えない状態にある。

また、今後ますます増えていくと思われる各種の国際的な学術協力プロジェクトの立案や協力、参加、推進については、これまで以上に、科学者の総意を反映しつつ、総合的かつ適切な判断を機動的になし得る場を確保しなければならない。

さらに、我が国が国際的な学術協力のための諸施策を強力に推進するためには、科学者の力のみならず、政府・産業界の協力、更には国民の理解等総合的な支援が必要である。

これらの問題点を改善し、学術分野において国際社会の期待に応える貢献をなし得るように、国民の理解の下に、諸課題の整理、必要な資金の確保・配分等を行う新しいシステム(例えば「学術協力機構」)を構築するなど、今後真剣に検討を進める必要がある。

終わりに

日本学術会議は、人類共通の資産としての学術の発展こそが人類の繁栄と世界の平和の礎となるとの見地から、本提言を取りまとめたものである。

なお、日本学術会議は、今後とも、本提言に基づき、内外の科学者を始め、広く関係各方面の意見を聴きながら、具体的な諸課題について引き続き検討していくことを付言したい。

平成5年(1993年)度共同主催国際会議

日本学術会議では、我が国において開催される学術関係国際会議のうち毎年おおむね6件について、学・協会と共同主催している。

本年もまた、6件の国際会議を共同主催することとしており、その概要は、次のとおりである。

◆第7回太平洋学術中間会議(6月27日～7月3日)

太平洋地域の住民の繁栄と福祉に直接関わる学術上の問題に関する研究を進展させるため、討論を行い、最新の研究情報を交換することを目的として宜野湾市(沖縄コンベンションセンター、沖縄都ホテル、メルパルク沖縄)において開催される。

参加予定人数500人(国外300人、国内200人)参加予定国数29か国。

◆第6回国際気象学大気物理学協会科学会議及び第4回国際水文科学協会科学会議合同国際会議(7月11日～23日)

気象学、大気物理学及び陸水・水文科学に関する研究を進展させるため、討論を行い、最新の研究情報を交換することを目的として横浜市(横浜国際平和会議場)において開催される。

参加予定人数1,500人(国外700人、国内800人)、参加予定国数68か国。

◆第15回国際植物科学会議(8月23日～9月3日)

植物科学に関する研究を進展させるため、討論を行い、最新の研究情報を交換することを目的として横浜市(横浜国際平和会議場)において開催される。

参加予定人数4,000人(国外1,500人、国内2,500人)、参加予定国数81か国。

◆第24回国際電波科学連合総会(8月23日～9月3日)

電波科学に関する研究を進展させるため、討論を行い、最新の研究情報を交換することを目的として京都市(国立京都国際会館)において開催される。

参加予定人数1,200人(国外800人、国内400人)、参加予定国数49か国。

◆アジア社会科学研究協議会連盟第10回総会

(9月5日～11日)

アジア・太平洋地域における社会科学の教育、研究、訓練及び普及を促進するため、討論を行い、最新の研究情報を交換することを目的として川崎市(かながわサイエンスパーク)において開催される。

参加予定人数120人(国外60人、国内60人)、参加予定国数17か国。

◆第21回国際純粋・応用物理学連合総会(9月20日～25日)

物理学を進展させるため、討論を行い、最新の研究情報を交換することを目的として奈良市(奈良県新公会堂)において開催される。

参加予定人数300人(国外150人、国内150人)、参加予定国数41か国。

御意見・お問い合わせ等がありましたら、下記までお寄せください。

〒106 東京都港区六本木7-22-34

日本学術会議広報委員会 電話03(3403)6291(代)

## アジア学術会議 11月に開催

平成5年10月 日本学術会議広報委員会

今回の日本学術会議だよりでは、アジア学術会議、本年6月に閣議了解を得ました平成6年度日本学術会議共同主催国際会議の概要及び日本学術会議が本年度において実施する地域活性化施策推進事業等についてお知らせします。

## アジア学術会議について

- 1 日本学術会議は、アジア地域の各国を代表する科学者を東京に招き、本年11月15日(月)から18日(木)までの4日間、アジア学術会議を開催します。
  - 2 アジア地域との学術分野における交流の重要性については、「学術分野における国際貢献についての基本的提言」(平成5年4月、日本学術会議第116回総会採択)においても指摘されたところですが(「日本学術会議だより」(No.29)参照)、地理的、歴史的、文化的に多くの共通点を持つ近隣諸国間の交流は、それぞれの国の学術の発展、ひいてはその地域全体の学術の発展にとって極めて重要なことであります。
  - 3 このことから、日本学術会議は、アジア地域の各国における学術研究の現状について情報交換を行うとともに、アジア地域における学術研究分野での連携・協力の在り方などについて討議し、併せてアジア地域の学術研究者間の相互理解と信頼を深めることを目的として、本年度からアジア学術会議を開催することとしました。
- このことから、日本学術会議は、アジア地域の各国における学術研究の現状について情報交換を行うとともに、アジア地域における学術研究分野での連携・協力の在り方などについて討議し、併せてアジア地域の学術研究者間の相互理解と信頼を深めることを目的として、本年度からアジア学術会議を開催することとしました。
- このアジア学術会議は、特定分野に限らない全学問領域にわたるアジア地域の科学者による連携・協力のための初の国際会議であり、その意義は極めて大きく、日本学術会議では、会議の成果をあげるため、既に本年4月、アジア学術会議実行委員会(委員長:渡邊格・日本学術会議副会長、副委員長:川田侃・同副会長)を設置し、関係学協会の御協力の下、開催に向け、鋭意、準備を進めているところであります。

会議の概要は以下のとおりです。

- (1) 主催  
日本学術会議
- (2) 日程  
11月15日(月)開会式(基調講演、特別講演等)  
歓迎レセプション  
16日(火)会議(自由討議)  
17日(水)視察(筑波研究学園都市)  
18日(木)会議(自由討議)、閉会式
- (3) 会場  
三田共用会議所  
〔東京都港区三田2-1-8〕  
〔電話 03-3455-7591〕
- (4) 参加者  
インド、インドネシア、シンガポール、タイ、大韓民国、中華人民共和国、日本、フィリピン、マレーシアの各国の学術推進機関(アカデミー等)から推薦された人文・社会科学系及び自然科学系の科学者21名

(日本からは、近藤次郎日本学術会議会長及び川田侃同副会長が出席の予定)

## (5) 議題

「アジア地域における学術の発展とそのための連携・協力について」

平成5年度地域活性化施策推進事業の実施について  
—地域の過去、現在、未来を探る—

東京一極集中を是正し、国土の均衡ある発展を図るため、地域を活性化することの必要性が叫ばれています。この中で、地域において、情報発信能力を高め、産業技術の進歩、暮らしの質的向上を促す総合的な学術研究の力の向上は、「豊かな国民生活」を実現するために不可欠のことであり、また、国際的に開かれた地域を形成するためにも有効なことで考えられます。このため、日本学術会議では、本年度において、国土庁の地域活性化施策推進費を活用して、全国3か所での地域における産学官の協力による公開フォーラムの実施とその報告書作成を柱とする“ふるさと学会”開催事業を実施することとしました。

本事業は、地域を対象とする学術研究の成果を人文、社会、自然科学を網羅して総合的に取りまとめ、その地域の過去の歴史、現在の状態、将来の予想を明らかにし、地域のアイデンティティと将来像を考える一助とするとともに、この過程において、地域の産学官の連携や学術研究者と地域住民の交流をも促進することを狙いとするモデル事業と位置づけています。

平成6年度に開催する日本学術会議  
共同主催国際会議

日本学術会議は、昭和28年9月の国際理論物理学学会議の開催以来、平成5年度までに135件の国際会議を関係の学術研究団体と共同して開催し、我が国のみならず世界の学術水準の向上に努めてきたところです。

平成6年度においても、次表の6会議を共同主催することとし、本年6月25日、これらの国際会議の開催とこれについて所要の措置を講ずる旨の閣議了解を得ました。

また、本年は、平成8年(1996年)度開催分の国際会議について共同主催の申請を受け付けており、締切りは12月10日です。

詳しくは、下記までお問い合わせください。

【問い合わせ先】

日本学術会議事務局学術部情報国際課国際会議係  
電話03-3403-6291(内)254, 255

## 平成6年(1994年)度日本学術会議・国内学術研究団体共同主催国際会議概要

会 議 名	第8回国際神経・筋学会	第24回国際園芸学会議	第30回錯体化学国際会議
母 体 機 関	世界神経連合	国際園芸学会	国際純正・応用化学連合
共 催 団 体	日本神経学会	園芸学会	(社)日本化学会 錯体化学研究会
参加予定人数 参加予定国数	国外 1,100人 国内 800人 計 1,900人 [41か国・2地域]	国外 1,000人 国内 750人 計 1,750人 [88か国・2地域]	国外 300人 国内 700人 計 1,000人 [46か国・2地域]
開 催 時 期	7月10日～15日(6日間)	8月21日～27日(7日間)	7月24日～29日(6日間)
開 催 場 所	京都市(国立京都国際会館)	京都市(国立京都国際会館)	京都市(国立京都国際会館)
開 催 間 隔	4年ごと	4年ごと	1ないし2年ごと
組織委員会 委員長	国立精神・神経センター 名誉総長 里 吉 栄二郎	東京農業大学農学部 教授 岩 田 正 利	(準備委員会代表者)立命館大学理工学部 教授 大 瀧 仁 志

会 議 名	第21回世界心電学会	第47回国際情報ドキュメンテーション連盟総会	第2回国際病態生理学会総会
母 体 機 関	世界心電学会	国際情報ドキュメンテーション連盟	国際病態生理学会
共 催 団 体	日本心電学会 (財)日本心臓財団	(社)情報処理学会 (社)情報科学技術協会 情報知識学会	日本病態生理学会
参加予定人数 参加予定国数	国外 500人 国内 1,000人 計 1,500人 [30か国]	国外 400人 国内 800人 計 1,200人 [55か国・1地域]	国外 500人 国内 800人 計 1,300人 [62か国・2地域]
開 催 時 期	7月3日～7日(5日間)	10月2日～9日(8日間)	11月19日～24日(6日間)
開 催 場 所	横浜市(横浜国際平和会議場)	大宮市(大宮ソニックシティ)	京都市(国立京都国際会館)
開 催 間 隔	毎年	2年ごと	4年ごと
組織委員会 委員長	国立療養所中野病院 病院長 春 見 建 一	国文学研究資料館 客員教授 藤 原 鎮 男	日本臓器製薬株式会社生物活性科学研究所 所 長 大 村 裕

## 日本学術会議主催公開講演会

## —— 女性科学研究者に期待する ——

日本学術会議は、学術の成果を国民に直接還元するための活動として、日本学術会議会員が講師となって、市民を対象に年3回公開講演会を開催しています。

この度、次の公開講演会を開催しますので、お知らせします。多数の方々の御来場をお待ちしています。

- (1) 日 時 平成5年11月26日(金) 13:00～16:30
- (2) 会 場 日本学術会議講堂  
(地下鉄千代田線「乃木坂駅」下車徒歩1分)
- (3) テーマ 「女性科学研究者に期待する」

## (4) 演題及び演者

- ・女性科学研究者問題に関する日本学術会議の取組  
須藤 一(第5部会員, 東北学院大学工学部教授)
- ・女性学ジェンダー論の発展と役割  
加藤春恵子(第1部会員, 東京女子大学現代文化学部教授)
- ・自然科学分野に見られる女性進出とこれに伴う諸問題  
本 間 慎(第6部会員, 東京農工大学農学部教授)

・女性科学研究者の地位向上と基盤整備(スウェーデンを例として)

一番ヶ瀬康子(第1部会員, 日本女子大学人間社会学部長)

## 〔申込方法〕

聴講(入場無料)を希望される方は、はがきに、郵便番号、住所、氏名を明記し、11月12日までに下記までお申し込みください(複数人の連記可、FAX送付可)。締切り後も、席に余裕があれば、受け付けますので、下記までお問い合わせください。

〒106 東京都港区六本木7-22-34

日本学術会議事務局「公開講演会係」

TEL 03-3403-6291(代) 内線228

FAX 03-3403-6224

「日本学術会議だより」について御意見・お問い合わせ等がありましたら、下記までお寄せください。

〒106 東京都港区六本木7-22-34

日本学術会議広報委員会 電話03(3403)6291

## — 編集後記 —

11月末、本号関連の編集委員会に出席するため北見から札幌に出かけた。JR特急「オホーツク」で5時間の車窓の風景は、思いがけないほど変化した。雪の殆どない北見から、約30cmの積雪下の上川、空知を通過し到着した札幌は無雪であった。この地域の人々は同じ日を異なった季節で生活していると実感した。今年は北見地方も異常気象であった。農業生産現場との結び付きを強調して北見農試フォーラムが開催された。メインテーマは”今年の冷湿害を検証する”であり、本年の被害の

実態を解析し、来年以降に対処することであった。農業者、農業関係者250名の参加があった。この中で、同じ気象条件下にありながら、同じ作物で被害の異なる事例が認められた。いくつかの解析を総括すると、結論は基本技術の励行の有無であった。気象条件に恵まれた年は農業技術・科学は現場ではあまり話題に上らない。継続は力と言う。本誌も会員各位の積極的な利活用により継続させる、それが農業を支える力の一つとなる。

第68号が発行されました。

編集幹事 松原 一実

### — 土壤物理研究会 —

事務局構成 会 長 佐久間敏雄 (北大)  
副 会 長 堀口 郁夫 (北大)  
会計幹事 倉持 寛太 (北大), 柏木 淳一 (北大)  
庶務幹事 相馬 尅之 (北大)  
編集幹事 松原 一実 (北見農試), 石渡 輝夫 (開発土木研)  
編 集 委 員 委 員 長 波多野隆介 (北大)  
委 員 長 沢 徹明 (北大), 中司 啓二 (北農試), 橋本 均 (中央農試)  
前田 要 (中央農試), 矢沢 正士 (北大)

土壤の物理性 第68号 (会員配布) 1993年12月30日発行

発行 土壤物理研究会 (〒060) 札幌市北区北9条西9丁目 北海道大学農学部土壤学講座内

電話 011-716-2111 (内線2566) FAX 011-726-4995 振替口座 東京5-17794

銀行口座 北海道拓殖銀行札幌駅北口支店 (店番号012) 口座番号 (普通預金) 768526

印刷 株式会社印刷 (〒065) 札幌市西区八軒2条東5丁目3-16 電話 (011) 643-7602 (代)



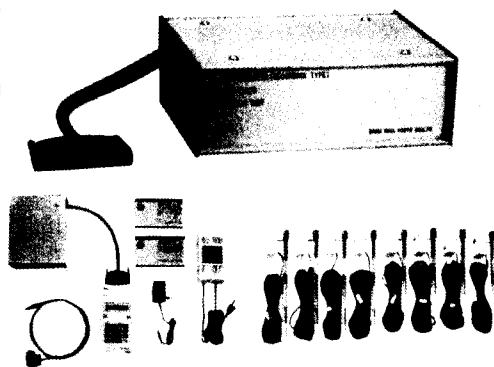
# Daiki SOIL & MOISTURE

## テンシオメータ 自記タイプ

DIK-3020

土壌水の吸引力の変化を刻々測定し、データロガーにデータを収録します。電源の無い野外ではバッテリーを使用します。

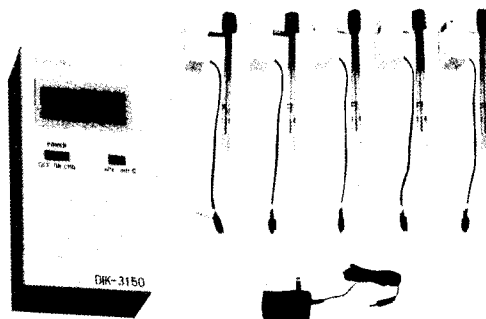
(測定点数8、測定範囲 pF0~3)



## テンシオメータ 表示タイプ

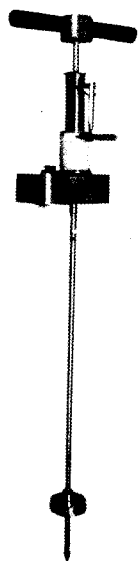
DIK-3150

現場に於ける土壌水分の吸引力を簡便に読み取る測定器です。1台の測定本体を携帯して多数の測定箇所でも順次接続しながら数値を読み取ることができます。



## 貫入式土壌硬度計

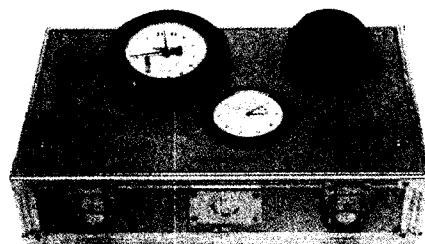
DIK-5520



土中にさし込むだけで各深さに対応した抵抗値が自動的に連続記録されます。

## 土壌三相計

DIK-1120



実容積(固相+液相)と全重量が現場で迅速に測れます。

SPAD<sup>®</sup>開発製品



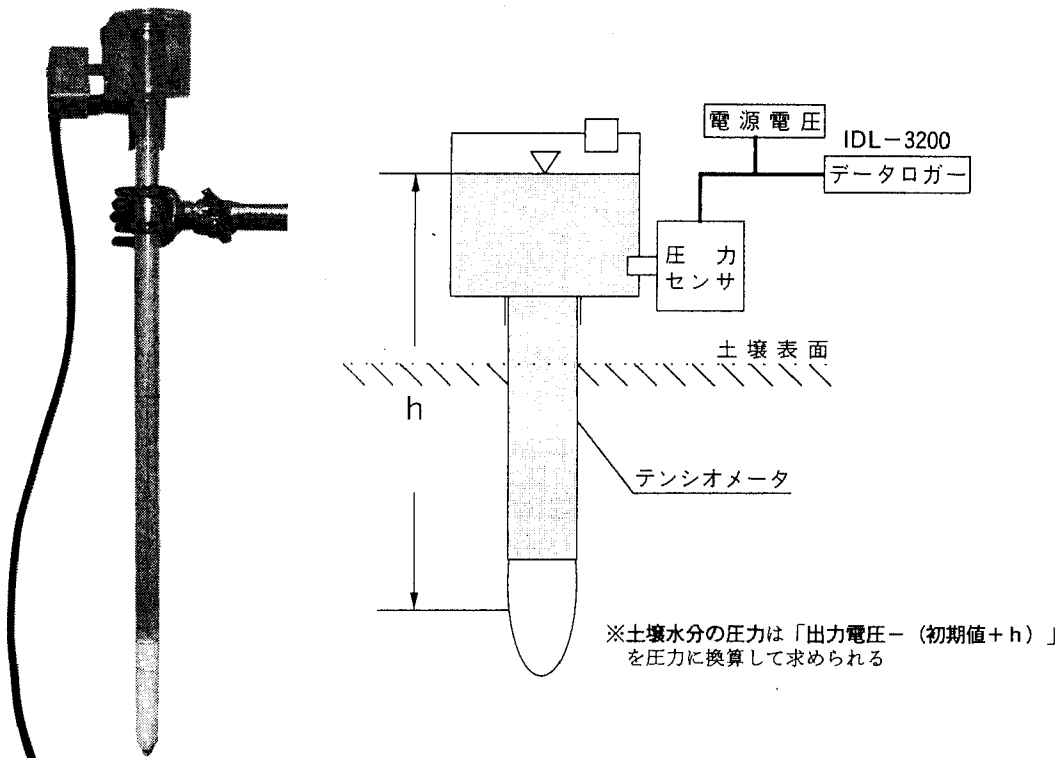
ダイキ

大起理化工業株式会社

〒116 東京都荒川区西尾久7-60-3 TEL.03-3810-2181

# 圧力センサ式テンシオメータ EN-SW-301

## 1. 構成



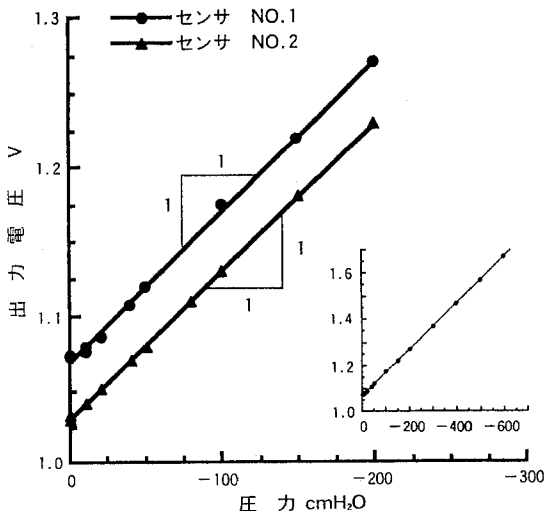
## 2. 圧力センサ (拡散型半導体圧力変換器)

### 1) 仕様

定格圧力範囲	0 ~ -9.81 × 10 <sup>-2</sup> MPa (0 ~ -1000 cmH <sub>2</sub> O)
動作精度	±3% FS (0 ~ 50°C)
ヒステリシス	定格圧力の 2% 以下
出力電圧	DC 約 1 ~ 2 [V]
電源電圧	DC 12 ~ 24 [V]
消費電流	20 [mA]

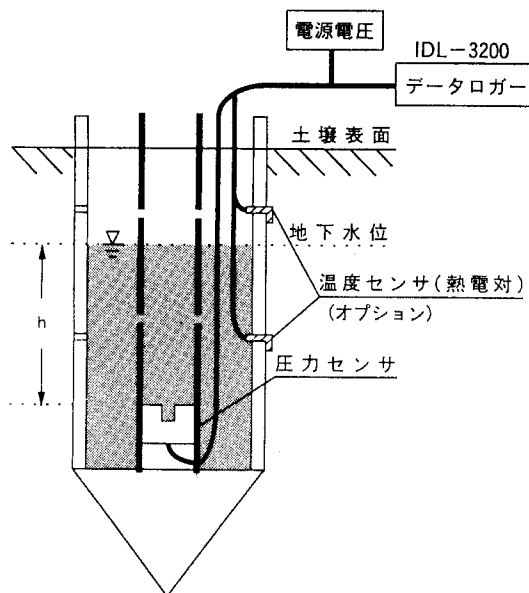
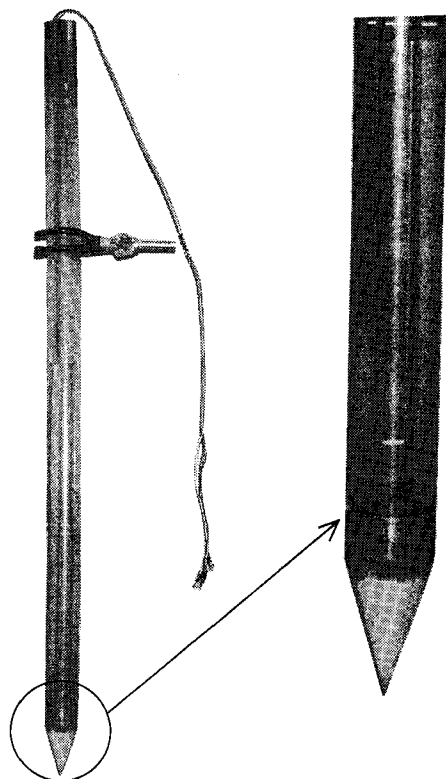
### 2) 特性

圧力センサの出力電圧の初期値 (0 MPa) によらず圧力と出力電圧は 1 : 1 の直線関係を保つ



# 圧力センサ式地下水位メーター EN-GW-501

## 1. 構成



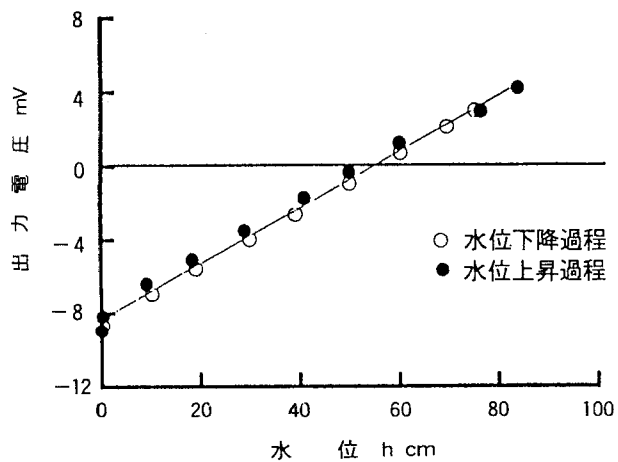
## 2. 圧力センサ (拡散型半導体圧力変換器)

### 1) 仕様

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

### 2) 特性

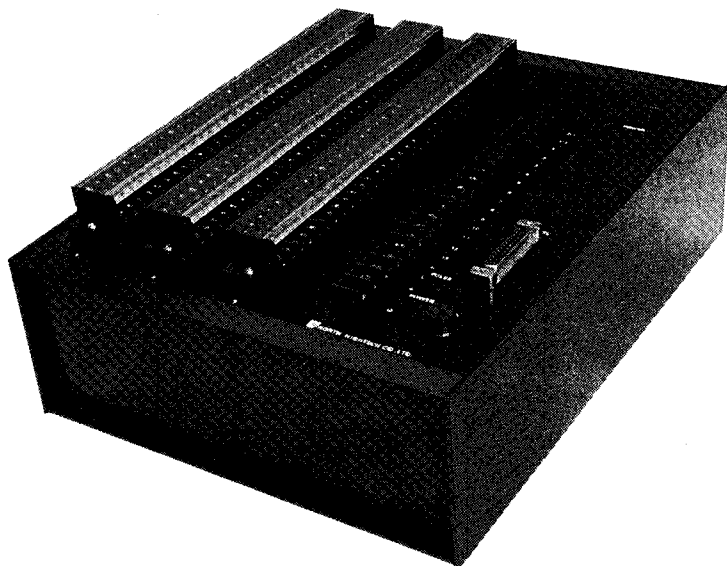
圧力センサの出力電圧の初期値 (水位 0 cm) によらず水位と出力電圧は直線関係を保ち、ヒステリシスは非常に小さい (直線性/ヒステリシス =  $\pm 0.3\% \text{ FS}$ )



## エンドウ理化

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

# 最も進んでいるパソコン時代のロガー「IDL-3200」



## センサ対応がマルチ

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

## センサ電源を供給

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

## 多チャンネル

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

## 12Vバッテリー動作

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

## ネットワーク

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

## マイナス温度に強いマシン

-25℃~45℃動作機器は標準 -40℃から動作機器も出荷します

## ロガーの機能を高める演算機能

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



計測の未来をひらく

株式  
会社

ノース・ハイテック

〒060 札幌市中央区北2条西3丁目敷島ビル3F  
TEL.011-232-3388 FAX.011-232-3288 ☎0120-053388

## 土壌の物理性（第70号）小特集テーマ「土層改良」の原稿募集

### \* 小特集「土層改良」のねらいと原稿募集要領

農耕地の生産性は土壌によって大きく異なり、その低い土壌では、物理的あるいは化学的な改良が実施されてきました。そして、これにより、農業の持続性が保たれてきた面もあります。

土層改良は、耕地土壌の、主に物理性の改良手法として、旧来より実施されており、生産性の向上対策として、重要な手段です。近年、特に施工機械の発達により大規模に行なわれることもあります。さらに、物理性の改良だけでなく、化学性や微生物性の改良を主眼として行なわれることもあり、土層改良の目的、内容あるいは効果については地域や土壌によって大きく異なります。このため、その内容が広く知られていない実施例もあるようです。

そこで、最近の客土や混層耕などの事例については、土壌の物理性を主眼とし、その背景(経緯)や今後の課題を含め論述した報文を広く募集します。

S先生は、水持ちの小さい粗粒火山灰粒子を破碎する試験を行なったが、保水性は増大しなかったことを、退官後の随想に書かれていました。成功例だけに限らず、ご苦労された検討事例も是非ご投稿下さい。

なお、原稿は執筆規定にのっとり投稿して頂きますが、小特集ですので、**図表を含め400字詰め原稿用紙16枚(刷り上がり4ページ)以内を原則とします。**

原稿の締切は1994年4月30日です。原稿送付先は、

〒062 札幌市豊平区平岸1条3丁目 北海道開発局開発土木研究所  
石渡輝夫

## 土壌の物理性（第70号）小特集テーマ「土壌侵食」の原稿募集

### \* 小特集「土壌侵食」のねらいと原稿募集要領

農地の侵食による作土の消失は直接生産性の低下を招きますが、問題はこれにとどまりません。農地で発生した侵食土砂が水系を通じて流亡し、下流の水域を広く汚濁することも見られるからです。また、侵食による生産基盤の消耗が砂漠化の元凶の一つと目されているなど、この問題は地球環境の保全を巡る重要課題として広く認識されています。

一方、土壌侵食問題は古くて新しいテーマでもあります。これまで多くの研究成果が公にされてきましたが、その柱は侵食を制御して農業生産を持続させる手段開発にありました。最近、農林水産省構造改善局によって対策上の計画指針が提示されましたが、侵食現象は本質的に地域性が強いことから、適用には工夫が必要と思われます。

この小特集では、土壌侵食（ここでは水食）の機構や具体的事例、抑制対策、今後の課題等に関する報文をひろく募集致します。

なお、原稿は執筆規定にのっとり投稿していただきますが、小特集ですので、**図表を含め400字詰め原稿用紙16枚(刷り上がり4ページ)以内を原則とします。**

原稿の締切は、1994年4月30日です。原稿の送付先は、

〒060 札幌市北区北9条西9丁目北海道大学農学部  
長澤徹明

## 国際シンポジウム

### 乾燥地の土壌水分制御と砂漠の緑化

Soil Moisture Control in Arid to Semi-Arid Region for Agro-Forestry

場 所：東京農工大学農学部講堂（東京都府中市幸町3-5-8）

日 時：1994年（平成6年）3月21日（月曜日）～3月24日（木曜日）

3月21日 10:00 受付, 13:00 開会式および特別講演

3月22日 9:00 基調講演および一般講演, 18:00 懇親会

3月23日 9:00 基調講演および一般講演

3月24日 9:00 見学会（茨城県つくば市 農業環境技術研究所, 農業工学研究所）

特別講演（3月21日 月曜日）

- (1) 13:40 半乾燥地の地表流去水による侵食と土の物理的性質  
Prof. I. Shainberg イスラエル農業技術研究機構地水研究所
- (2) 14:10 エジプトにおける砂漠開発の現状と課題  
丸山利輔 京都大学農学部教授
- (3) 15:20 集水農法によるバイオマス生産のための林間作付体系とアグロフォレストリー  
Dr. P. Berliner ベルグリオン大学砂漠研究所（イスラエル）
- (4) 16:10 砂漠化が地球環境に与える現状と日本における砂漠化防止の基本技術  
松本聡 東京大学農学部教授
- (5) 17:00 乾燥地および半乾燥地における穀物生産のための土壌管理  
Prof. A. Hadas イスラエル農業技術研究機構地水研究所

基調講演（3月22日 火曜日）

- Session 1 グローバルな土地利用研究と地域計画  
北村貞太郎 京都大学農学部教授
- Session 2 地下水位の高い土壌における最大蒸発速度をうるための灌漑計画  
Dr. Y. Cohen イスラエル農業技術研究機構地水研究所
- Session 2 イネ科作物の根系の形勢と土壌条件  
森田茂紀 東京大学農学部助教授  
奥田浩之 東京大学農学部
- Session 3 均一傾斜及び不均一傾斜を有する滴下管の設計方法  
安養寺久男 農業工学研究所畑地かんがい研究室長
- Session 4 日本における自然農法に基づく持続型農業のための作物栽培法の将来像  
宇田川武俊 自然農法国際研究開発センター技術顧問
- （3月23日 水曜日）
- Session 5 日本におけるアグロフォレストリー  
木平勇吉 東京農工大学農学部教授
- Session 6 半乾燥地農業に対する日本の技術協力  
桂井宏一郎 国際協力事業団 国際協力専門員
- Session 6 農業協力における国際問題  
Prof. H. Frenkel イスラエル農業技術研究機構地水研究所
- Session 7 持続可能な生活のために土壌を非金銭的価値により価値づけることの意味  
浜田竜之介 東京農工大学農学部教授

主 催：半乾燥地および湿潤地域における土壌水分抑制に関する研究会

後 援：日本学術振興会, 農業土木学会, 土壌物理研究会, 東京農工大学農学部  
東京農工大学大学院連合農学研究科

連絡先：〒156 東京都世田谷区桜丘1-1-1 東京農業大学総合研究所  
成岡市 Tel 03-5477-2540 Fax 03-5477-2634

## 2. 原稿執筆要領

- 1) 原稿には400字詰横書きの原稿用紙を用いる。
- 2) 原稿の枚数は、刷り上がり6ページ以内(図表を含めて32枚程度)を基準とする。超過ページならびに写真、図表など、特に多額の経費を要するときは実費を申し受ける。
- 3) 文体、平かな漢字混りの横書き口語文として、できるだけわかりやすい表現にする。
- 4) 術語以外はなるべく常用漢字を用い、かなは現代かなづかいとする。
- 5) 句読点、括弧、ハイフンには一画を与える。ローマ字は一画に二字までとする。
- 6) 数字 アラビア数字を用い、漢数字は普通の字句についてのみ用いる。
- 7) 外国人名は欧字とする。最初の文字のみ大文字とする。
- 8) 外国地名はカタカナを原則とするが、必要に応じて欧字を用いる。
- 9) 字体の指定は、ゴシック *italic*, **bold**のように鉛筆で指定する。紛らわしい文字は誤植防止のための指示を鉛筆で記入する。(例: l-エル, l-イチ, I-アイ, x<sup>∨</sup>, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>など)
- 10) 術語 原則として文部省編:学術用語集による。普通に用いられる外国語の術語、物質名などはカタカナで書く。
- 11) 略語、略号を使うときは、はじめにそれが出る個所で正式の名称とともに記す。例:液性限界(LL)
- 12) 数量の単位は原則としてSIを用いる。(但し、当分の間はCGSの併用を認める)
- 13) 表・図・写真などは必要最小限とし、同一事項を表と図に重複して示すことは避ける。
- 14) 表・写真は本文のあとに1枚ごとに原稿用紙あるいはこれとほぼ同大の別紙に書き、またははり付ける。1枚ごとに著者および表題を鉛筆で略記して事故の発生を避ける。本文中欄外に挿入位置を指定し空白はあけない。ただし指定の位置にはならないことがある。
- 15) 空欄の多い表は避け、注を使うなどして紙面の節約をはかる。
- 16) 表の番号は「表-1」のようにし、説明とともに表の上に記入する。
- 17) 図はそのまま製版にとれるようトレーシングペーパー等(白か透明)に黒インクで明確に書く。製版に適しない図は書き直しを要求することがある。図中の文字は鉛筆でうすく記入することにとどめる。図の番号は「図-1」のようにし、説明とともに図の下に鉛筆で記入する。
- 18) 図は刷り上がりの大きさを指定し、1.5~2倍ぐらい大きく書く。ただし必ずしも指定の大きさにならないことがある。図中の字の大きさおよび線の太さは刷り上がりを考慮して定める。
- 19) 地図には定尺をつけ、何万分の1など縮尺を指定しない。
- 20) 文献は本分のあとにまとめて通し番号に書く。通し番号は引用の順序または著者名のABC順とする。本文の引用個所の右肩に番号を片括弧で小さく入れる。論文名は記載しなくてもよい。
- 21) 題名、著者名、所属、報文の図、表および写真の表題には英文を併記するもとし、さらに報文については、300語以内の英文要約をつけるものとする。
- 22) 英文原稿も上記の規定に準ずる。
- 23) 原稿に使用する年号は全て西暦に統一する。但し、引用文献等でタイトルの中に元号が入っている場合は変更する必要はない。
- 24) 「報文」「論説・総説」「資料」「解説」には5語程度のキーワード(日本語と英語の両方)をつける。記入箇所は表題記入頁最下段と英文要約の末尾とする。

# Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan

No.68

December 1993

---

## Contents

<b>Foreword</b> .....	T.Maruyama	1
<b>Originals</b>		
Numerical Evaluation on the Accuracy of Soil Water Movement Simulation, Oriented to Water Table Recharge Problem .....	K.Fujii	3
Potassium Status and Release Characteristics of Twelve Floodplain Soils of Bangladesh .....	H.R.Khan • M.S.Chowdhury • S.F.Elahi • M.S.Hussain • T.Adachi	15
Morphology and Characterization of an Acid Sulfate Soil .....	H.R.Khan • S.Rahman • M.S.Hussain • T.Adachi	25
<b>Lectures</b>		
Dynamic Aspects of Plant Root Diameter and Soil Physical Conditions .....	M.Iijima	37
Thermodynamics of Solution and Chemical Potential of Soil Water .....	M.Mizogushi	45
A Thermodynamic Discussion on Soil Water Characteristics, Swelling and Freezing Point Depression of Soil Water .....	M.Mizogushi	51
<b>Discourse</b>		
A Thought on Concepts of Soil Water.....	H.Okajima	57
<b>Miscellanea</b>		
Control of Soil Water Potential by the Negative Pressure Water Circulation Technique .....	H.Iwama • S.Osozawa • T.Ushiroda • T.Kubota	69
<b>Reader's column</b> .....	K.Iwama	79
<b>Announcements</b>		

---

Published by Research Association of Soil Physics, Japan  
Laboratory of Soils, Faculty of Agriculture, Hokkaido University  
Kita 9, Nishi 9, Kita-ku, Sapporo, 060, Japan  
President Toshio Sakuma