

土壌の物理性

第 36 号

昭和52年10月

巻頭言	久馬一剛	1
報文 土壌の炉乾燥とサンプリングにおける誤差要因	桜井雄二	3
土の強度定数に関する一考察	永井啓一・葛上久	9
資料 透水性付与による高生産稲作のための基盤改善	佐々木信夫	15
泥炭土層特性と水田ホ場整備上の問題点	福島忠雄	22
植物-水関係の環境生態学的側面 ——SPACの水の流れに対する数値モデル的アプローチ——	高見晋一	27
解説 サイクロメーターについて	金木亮一	34
書評	須藤清次	37
会務報告		38

土 壌 物 理 研 究 会 会 則

- 第1条 本会は土壌物理研究会 (Research Association of Soil Physics, Japan) と称する。
- 第2条 本会は土壌の物理性を中心とする試験研究の発展と農業技術への貢献を図ることを目的とする
- 第3条 本会はその目的を達成するため次の事業を行なう。
- 1 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
 - 2 土壌の物理性 (Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan 会誌という) 並びにその他の印刷物の発行
 - 3 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
 - 4 その他本会の目的を達成するため必要な事業
- 第4条 本会の会員は正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種とする。会員となるには評議員会の承認を受けなければならない。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- | | | |
|-----------|------|---------|
| 正会員 | 年 額 | 2,000円 |
| 学生会員 | “ | 1,500円 |
| (大学院生を含む) | | |
| 賛助会員 | 1口年額 | 10,000円 |
| 購読会員 | 会誌年額 | 2,500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 本会に次の役員をおく。任期は2年とし、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 正会員から互選される。
ロ 3名以内 会長が委嘱する。
 - (3) 会 計 監 査 2名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (4) 幹 事 若干名
会長委嘱
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
- 第8条 本会に次の委員会をおく。
- (1) 選挙管理委員会
正会員の中から評議員会によって選出され、本会の評議員選挙を管理する。
 - (2) 編集委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、会誌その他の印刷物の編集に当る。
- 第9条 本会の経費は会費その他の収入をもってあてる
- 第10条 本会の会務執行に必要な規定は別に定める。

「土 壌 の 物 理 性」 投 稿 規 定

- 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) 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は要すれば文章の加除修正を行なう。ただし内容については、これを著者に依頼することがある。
- 3) 投稿には400字詰横書きの原稿用紙を用い、本規定および別に定める原稿執筆規定に従って執筆するものとする。
- 4) 枚数は16枚程度、図表を含めて刷り上がり6ページ以内を規準とする。超過ページならば写真、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。
- 5) 投稿は以下に示す種別にしたいが、その内容は土壌の物理性に主体をおくものとする。なお、題名、著者名、所属には英文を併記するものとし、とくに報文については、300語以内の英文要約をつけるものとする。「報文」他誌に未発表のものに限る。書き方は方法結果、考察ならびに総括(摘要)の体裁をとり、引用文献を明らかにすること。「論説・総説」土壌の物理性に主眼をおき、広い視野に立って記述したもの。

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

「解説」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を含む。

「その他」土粒子、書評などを含む。

- 6) 原稿には下記形式の送り状をつける。報文のみ初刷りは著者校正とし、印刷ずみの原稿は返さない。

発表年月日	受付年月日		
種 別	原 稿 枚 数	図 表 数	図枚、表枚
表 題	図 表 数	写 真 数	葉
著 者 名	写 真 数	別 刷	30部+ 部
所 属	別 刷		

- 7) 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。
- 付記: 投稿及び会誌編集に関する通信は、下記宛のこと
 大阪府堺市百舌鳥梅町4丁804 (〒591)
 大阪府立大学農学部農業工学科
 土壌物理研究会編集委員会
 (なお、原稿執筆規定は裏表紙に従うこと)

巻 頭 言

土 壌 生 態 学 と 土 壌 物 理

久 馬 一 剛*

Kazutake KYUMA

欧米の土壌学者が、はじめて熱帯アジアの水田土壌を見て書いたとおぼしきレポートのたぐいを読むと、水田の土壌はきわめて構造が劣悪で、ために生産力が低いといった記述に出くわすことがある。何を笑止な、モミで1 ha 5 ton やそこらの収量をとるのに、構造も物理性もいるものかと腹の中でつぶやきながら、待てよ自分も同じようなとんでもない見当ちがいを、どこかでしているのではないかと不安になる。それはともかく、稲作農業における土壌に対する要求が、畑作農業におけるそれと決定的に違う点は、まさにこの物理性の領域であろう。しろかきをして、なげなしの構造をつぶしてでも水をためることに腐心する水田と、構造をつちかうことによって保水と通気・透水といった相矛盾する、しかもいずれも致命的に重要な機能を、微妙なバランスの上に成り立たせている畑とでは、土壌の物理性の意義は全く異なるといってよい。したがって稲作が農業の主体であり、水田の土が土壌研究の主たる対象である限り、土壌の物理性についてのわが国の研究者の関心が、畑作国のそれほど高くないのはむしろ当然ではあるまいか。もっとも水田農業においても近年の高収性追求の中で、より容易に合理的な水管理を可能にするために、土壌の物理性に対する要求を強くしてきていることは周知のところである。しかしこれとても、わが国での異常なまでに高い水田基盤整備のための投資の蓄積を背景として話であって、世界の稲作面積の大部分においては、今日でも土壌物理が積極的な貢献をしよう場面はそう多くないのではなからうか。……というのが土壌物理を敬遠してきた人間の申し開きの弁である。

しかしながら、最近熱帯アジアのある地域では、水田土壌の物理性がきわめて重要な問題として浮かび上がってきている。それはまだ一部ではあるが、かんがい施設の整備にともなって、水田における乾季の畑作物栽培が、農作物の多様化といったかけ声とともにひがろうとしているからである。熱帯アジアの大穀倉である、大河のデルタの土壌はきわめて重粘であり、粘土含量70%などというのもまれではない。雨季に稲作のためにねり返されたこの重粘土が、乾季にはソーンズウエイトの最大蒸発散量で測って月100 mm 程度の水不足の条件下で、からからに干上り、大きい亀裂を生じながら石のように固く大きい、かたまりになってしまう。どうしてこの土の易耕性を回復するのか、どのような水および土壌管理の体系をたてるのか、どれをとっても容易に解決しそうな問題ではない。しかし、もはや外延的な耕地拡

* 京都大学農学部

大の余地のほとんど残されていない。しかもすさまじい人口圧力下にある熱帯アジアで、この土壌物理領域の研究課題は、この上もなく大きい実際の意義をもちえよう。すでに農林省熱帯農業研究センターに属するわれわれの仲間たちがこの課題にとりくみ始めている。研究の大いなる成果を期待したい。

ところで、土壌学者の多くは、最近になって、自分達のにらすべき重要な役割として、生態系の中の土壌の機能を解明することがあることに気づかされた（残念ながら自発的に気づいたのではなさそうだ）。つまり、これまでは水田であれ、畑であれ、土壌の生産者としての機能ばかりに関心がむけられてきたのだが、土壌の果す分解者としての機能、環境浄化や保全の機能にもようやく目がむけられるようになったということである。そして、現実の土壌をあるがままに調べることから始めねばならない。この種の研究が、今までの実験室やポットでの仕事と違って、はなはだやりにくいことをあらためて思い知らされた。例えば、水田の下層へ浸透する水の組成を調べるとして、水をとること自体が容易でない。思えばポットなどというものは、化学的な培地としての土壌のモデルたりえても、物理的な培地としての土壌のモデルたりえないのである。こうなってはじめて、自然条件下での水の動きをとらえるために、土壌物理の人達がやってこられたことの大変さが、身にしみてわかってきたという次第である。おそらく現地土壌を対象として土壌物理領域の研究の中で開発されてきた手法の多くが、生態的土壌学の今後の仕事の中で有効さを発揮するにちがいない。そしてこういう方向から土壌物理へ接近する土壌学者が今後ふえてゆくのではないだろうか。土壌物理プロパーの人達が、こういう新しい動きに理解と支援を与えられることを切望するものである。

土壌の炉乾燥とサンプリングにおける誤差要因

桜 井 雄 二*

The Factors of Errors Accompanying Oven Drying and Sampling of Soils

Yuji SAKURAI

Faculty of Agriculture, Ehime University

Abstract The preliminary problems which have usually been paid little or no attention for analyzing investigated data are considered; volume of samplers, diameter of sampling instruments, personal errors, temperature distribution in the drying oven and drying time of soil. The results obtained are summarized as follows:

- 1) Differences between volumes of each sampler are not recognized.
- 2) The sampling instrument because of its reduced edge diameter makes the volume of samples smaller than that of sampler itself(100cm³). Consequently, there is significant difference on the dry density of sample between the cases of using it and not.
- 3) Personal errors which is caused by sampling procedure are little.
- 4) In the non-blast oven, temperature distribution in it is very large, especially with moist samples. Therefore, it must be prevented to put moist samples into the oven with somewhat dried samples.
- 5) In the blast oven, temperature differences at any points are at most 4°C and smaller than that of the non-blast oven. Still it is large enough to the indicated values of catalogue. Then the thermometer attached to the oven shows 5~6°C below minimum temperature of the thermoelectric couples setted in the oven.
- 6) The drying time is required at least 8 or 12 days in the case of volcanic ash soil or clayey soil. This is extremely long in comparison with popularly used time.

1 はじめに

すでに規格化された試験方法及びその手順、そして標準化されたもしくは市販されている器材を使用する時、比較的無批判にそれらを受け入れている場合が多い。

例えば、農地土壌のサンプリング—特に密度測定—では、直径5.0cm、高さ5.1cmの100cm³サンブラを用いることが多い。そして専用の採土器が市販されている。このサンプリングに際して、サンブラサイズやサンプリング個数については、すでに一連の研究がなされ¹⁾ その後も多くの究明がなされている。しかし、さらにさかのぼって、そこで用いられた器材なり手法あるいは人的構成その他、データを解析する以前の問題が考察されない場合が多いと考えられる。

また一般に土壌の炉乾燥状態は、含水比その他我々が用いる物理量の基準としても用いられる。その炉乾燥状態は“110°Cの恒温乾燥炉で一定重量になるまで”

乾燥したもの(JISA1203)²⁾である。その一定重量になるまでの時間として、“少なくとも12時間(JISA1203)³⁾”, “一般には15~16時間(JISA1203解説)⁴⁾”, 粘質土で試料の多量な場合には、“なるべく24時間以上(JISA1203問題点)⁵⁾”と定義されている。また農業土木標準用語事典では、“105°C定温で15時間以上炉乾燥した土壌⁶⁾”とされている。供試土の種類、例えば火山灰土、有機質土等によって問題点は指摘されているが⁵⁾、炉乾温度及び時間については上記のような記述がみられるのみである。さらに、乾燥炉内部の温度分布並びにそれによる影響・注意点といった、より基本的な点については定性的記述⁵⁾、あるいは研究者個々で問題のあることに気づく場合もあるが、それに対するデータの発表は現在ほとんどない。そして購入した乾燥炉に対し、炉内温度分布及び付属している温度計が示す目盛と、実際の炉内温度との一致などに対してはほとんど顧みることなく、もしくはカタログのデータを信用して使用されているのが実情と考えられる。

筆者は以上述べた現状に対して、データ取得以前の問

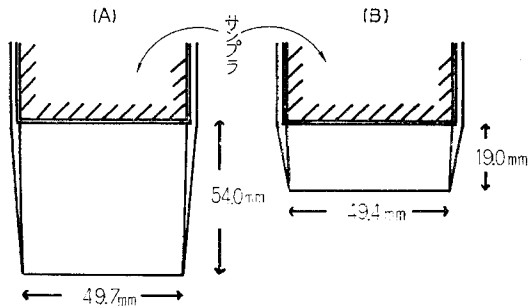
* 愛媛大学農学部

題点として、使用しているサンブラ、採土器の個体差、採土者の個人差及び採土方法、また乾燥炉内温度分布、炉乾時間などを究明した。そして興味あるデータを得たのでここに報告すると共に、その注意点を指摘する。

2 使用器材並びに試験方法

(1) 使用器材

採土には直径5.0cm高さ5.1cmの100cm³サンブラを用いた。採土器はD社製の既製品組2組で、押し込み先端エッジ部口径（内径）がそれぞれ4.97cm、4.94cmと少し絞ってある。これらを採土器(A)、(B)とし、略図を図一に示す。



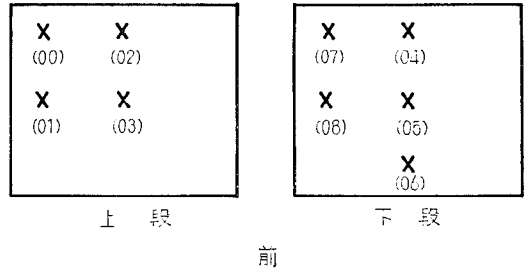
図一 採土器

この採土器先端口径で計算すると、高さ5.1cmの試料は、体積が採土器(A)の場合98.94cm³、(B)で97.75cm³となる。

用いた乾燥炉は無送風式・アクメ型定温器（昭和42年製）、並びに送風式・ホットスタートオープン（昭和51年製）である。炉内寸法は前者が $W \times D \times H = 45 \times 40 \times 40$ cm、後者は $45 \times 40 \times 45$ cmである。無送風式炉のヒータ容量はベースヒータ500W、コントロールヒータ600Wであるが、ベースヒータは常にオフにして使用した。送風式炉はベース、コントロールヒータ共に三段切り換えであるが、ベースヒータL（170W）とコントロールヒータH（300W）、またはM（150W）の2種類の組み合わせを用いた。従って送風式のヒータ容量は470Wと320Wの2種である。温度調節は無送風式がバイメタル型、送風式が液体膨脹型である。

炉内温度分布は図一2の炉内位置に熱電対をとりつけ、サーモダックで自記タ録させた。熱電対は網棚から約5cmの高さに設置した。試料の炉乾時における状態は、サンブラの上フタを除いて上面一方からの乾燥と、アルミ箔に抜き出し、より乾燥面を大きくしたもの2つである。

なお無送風式の場合、乾燥器に付属している温度計の



図一2 熱電対の設置位置

位置は、図一2上段の中央を軸として(01)点のほぼ対称点にある。調節器の感熱部は中央上部である。送風式炉の温度計は、図一2の(01)と(03)の中央点上部壁面に顔を出している。温度調節器の感熱部は中央を軸として、下段(08)点の対称点付近の側壁面にとりつけられている。

(2) 試験方法

サンブラの個体差については、5人の採土者が同じ20個のサンブラをそれぞれノギスで直径、高さを計測して、サンブラ容積を算出した。

供試土は愛媛県カルスト台地大野ヶ原の表層土である火山性クロボク、その下層の粘質土（石灰岩の風化残積土）、そして愛媛大学農学部ホ場の畑土壌（砂質土）である。

採土者の整形などにおける個人差については、サンブラリングに習熟した5人が先述の20個のサンブラのうち、農学部ホ場で10個、大野ヶ原表層土に対して15個を用いてそれぞれ採土を実施した。採土方法は全て同じで、各自が採土から整形まで一貫して行なった。

採土方法の考察は前記2組の採土器を用いるほか、サンブラを直接土中に押し込む方法の3種類について行なった。採土は各方法10個づつ農学部ホ場で1回、大野ヶ原の表層土は3回、下層土は2回実施した。なお大野ヶ原においては、2種の採土器を区別せずに用いた。

乾燥炉内温度分布については、炉内が空及び湿潤試料、あるいは相当乾いた状態の試料がはいっている場合を10秒間隔で自記タ録させた。

また大野ヶ原土壌を用いて、無送風式炉で38日間、炉乾時間の実験を行なった。設定温度は炉の付属温度計で105℃である。

3 結果及び考察

(1) サンプリング器材、個人差並びに採土法

5人が測定したサンブラの個体差は標準偏差が0.40～0.67cm³と小さく、サンブラ容積を100cm³としても、得

たデータからは有意水準 5% で棄却することができなかった。従ってサンブラ容積に個体差はなく、その値を 100cm^3 としてもよいものと考えられる。なお先に述べた採土器の口径とサンブラ高さ (5.1cm) から計算した体積 98.94cm^3 , 97.75cm^3 の値は、このサンブラ容積データに基づく母数推定区間からはずれている。

次に 2 種の採土器と土中にサンブラを直接押し込む方法 (“押し込み” と呼ぶ) の比較は、砂質土において乾燥密度で採土器(A) が $1.35\text{g}/\text{cm}^3$, (B) $1.33\text{g}/\text{cm}^3$ として押し込みが $1.40\text{g}/\text{cm}^3$ であった。この時の各 10 個のデータのバラツキは標準偏差 0.03 , 0.04 , $0.03\text{g}/\text{cm}^3$ で、その平均値に対する割合は 2~3% である。これらを統計的に有意差検定を行なったところ、採土器(A), (B)間では差はないが、押し込みと他 2 者とは有意であることがわかった。しかし上記の値は採土器使用の場合、一般に行なわれているように試料体積 100cm^3 とした結果である。ところが実際には採土器の先端を絞ってあるため、上記考察で明らかになったように 100cm^3 とはいない。そこで採土器(A)を使用した場合の試料体積を 98.94cm^3 に、(B)の場合を 97.75cm^3 として乾燥密度を修正すると、(A), (B)共に $1.36\text{g}/\text{cm}^3$ となった。これより、採土器同志はもとより押し込みとの有意差検定においても、危険率 1% では有意差がなく 5% とゆるめると差が出るという結果を得、両方法間の差が縮まることがわかった。すなわち砂質土では採土器の差異による密度への影響はないといえる。さらに押し込みと採土器間では、その差が採土した土のバラツキよりも大きく出た有意差が認められるが、採土器による試料の体積を前述のように修正すると、供試土個体のバラツキ程度に近くなる。

クロボク及び粘質土は、体積の修正前で両者とも有意差のある場合とない場合が生じた。有意差のある場合、採土器使用と押し込みの差は $0.03\sim 0.05\text{g}/\text{cm}^3$ で、これは 5~10% の誤差を与えることになり、供試体の個体差より大きかった。しかし砂質土で示したように、体積の修正によってこの誤差はより小さくなると考えられる。

含水比はクロボク、粘質土共に採土法による差異が認められなかった。砂質土では先端が短い採土器(B)と押し込み法で差異がなかったが、先端の長い採土器(A)と他 2 者間に、危険率 5% で有意差があるという結果を得た。しかし採土器(A)が含水比 30.6%, 他が 29.5%, 29.4% と、その差が 1% ほどであ

ることから、実質的には差異なしとしてよいと考えられる。すなわち、砂質土では採土が容易でかつより均質であったのか、試料の個体差が非常に小さいため統計的には有意差が生じたかの結果をえたが、実質的にはこれらの差は無視できる程小さかった。

採土者の個人差について分散分析結果から、砂質土で乾燥密度に有意差がなく、含水比で有意差があるとの結果を得た。しかし各人の値 (15 試料の平均値) で、最大と最小の差が 1.4% であることから、実質的には差異なしとしてよいと考えられる。同様にクロボクにおいても乾燥密度で有意差がなく、含水比は危険率 5% で有意差が出た。しかし各人の値は、最高 9.3% の差でこれは約 6% の誤差であるが、試料の個体差 (変動係数 4~7%) 等との比較から影響は小さいと考えられる。

(2) 土壌の乾燥特性

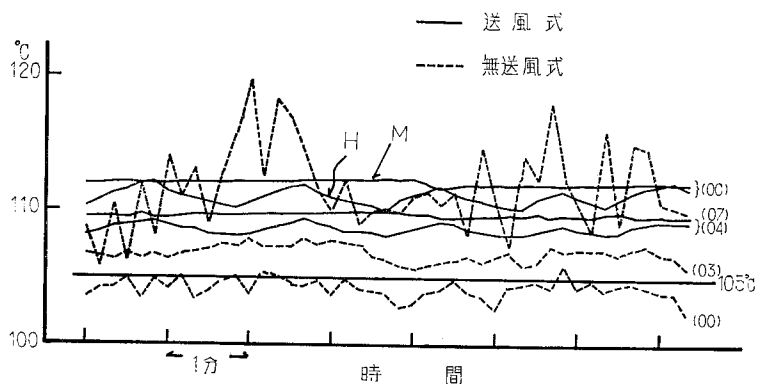
1 炉内温度分布

a) 試料が無い場合 試料が無い場合の炉内温度分布特性を図一 3 に示す。ここでヒータの断続は山部の頂上で断となり、谷部の最低位で続となる。

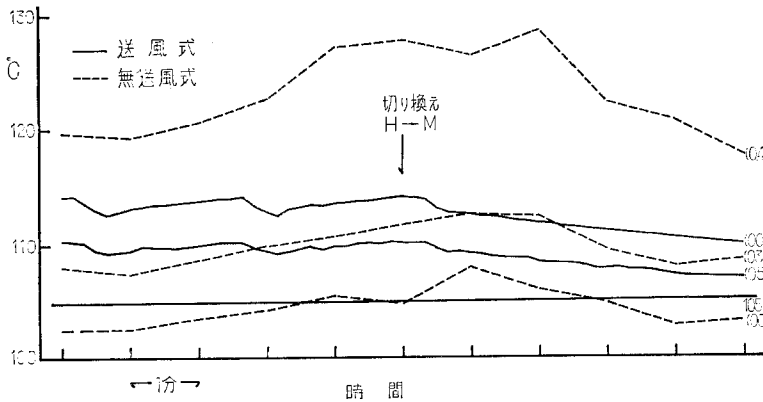
無送風式の場合、温度上昇期の方が減少期より若干長い、ほぼきれいな sin カーブを示す。炉内場所による温度差は sin カーブの山側で $14\sim 16^\circ\text{C}$ 、谷側で $6\sim 8^\circ\text{C}$ である。ところが、(04), (07) と下段奥の場所、特に奥すみの(07)は図一 3 に示すように、他点より大きく離れて高い値を示す特異点である。この 2 点を除くと場所による温度差は $3\sim 4^\circ\text{C}$ である。

また、コントロールヒータ断続による炉内場所々々における温度変化、すなわちカーブの振幅は(04), $5\sim 6^\circ\text{C}$ 、(07), $8\sim 10^\circ\text{C}$ の例外を除くと、ほぼ $1\sim 2^\circ\text{C}$ である。この実験中、炉の温度計は 103°C を示していたが、熱電対は全て 103°C 以上を示し、常に炉に付属している温度計が最低の値を示した。

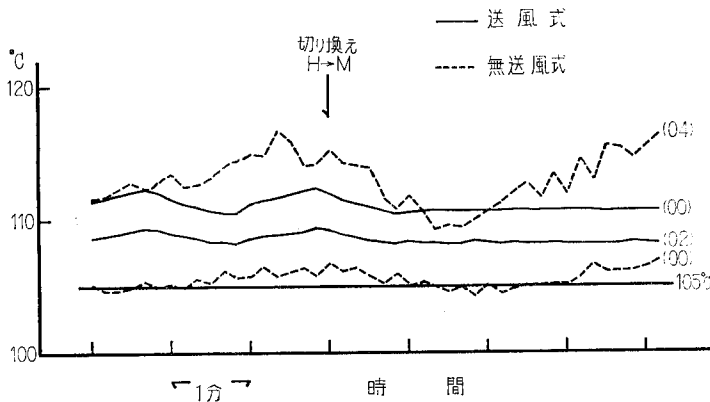
送風式炉は場所による温度差は $2\sim 3^\circ\text{C}$ で、最高の値



図一 3 炉内温度分布 (試料がない場合)



図一4 炉内温度分布(湿潤試料がある場合)



図一5 炉内温度分布(乾燥試料がある場合)

は上段奥すみの(00)点, 最低は下段中央奥の(07)が示し, 他はその間にちらばっている。

コントロールヒータHの場合は無送風式と同様 sinカーブを描き, 各点の振幅は1~2°Cである。コントロールヒータMでは, 5~6分ヒータが作動し20秒消えるという状態で, sinカーブは示さず振幅も1°C以下と小さい。この時炉の温度計は105°Cを示しており, 熱電対はそれより約5°C高い値を示した。

b) 試料(湿潤状態)が有る場合 湿潤試料を入れた場合の炉内温度特性を図一4に示す。

無送風式の場合, 試料が無い場合と同様に, 2点を除くと場所による温度差が5~8°Cあり, 特異な2点((04)(07))は他点より10~15°C高い値を示す。この時炉の温度計は105~108°Cを示し, 特異点を除く熱電対の値の間にある。コントロールヒータ断続による振幅, すなわち各点における時間的溫度変化は約5°Cである。これらは湿潤土を入れて, 炉の温度計が105°Cに達してから1時間位の現象で, それ以後4~5時間たつと場所による温度差は収束し, その差が2つの特異点も含め6~9°Cとなる。しかし105°Cに達するまでは場所による温

度差が大きく, 先の特異点(下段奥の2点)は他より20°C位高い値を示す場合が生じた。そして温度設定つまみによる調節を人為的にしないと, コントロールヒータの断続(バイメタル式)が相当高温になるまで働かない例が認められた。その理由としては, 高い湿度ないし水滴の付着が考えられる。

送風式の場合は場所による温度差が, 約4°Cと無送風式と比較して小さい。また105°Cに達するまでの温度上昇時でも, 場所による差が4~5°Cと大きくはならない。そしてコントロールヒータHの場合, 振幅は(00)を除き, 1°C以内である。炉の温度計との差は約6°Cである。しかし試料が無い場合と異なり, きれいなsinカーブは描かない。またコントロールヒータをMにすると, 炉内温度が維持できず下降していく。これは炉乾時間の増大をまねく。

c) 試料(乾燥状態)が有る場合 炉乾を始めて1~2日経た, 試料が相当乾燥してきた状態での

炉内場所による温度差及びコントロールヒータの断続による各点の時間的溫度変化を図一5に示す。

無送風式は場所による温度差がsinカーブの山側で10~11°C, 谷側で約5°Cと湿潤試料を入れた場合より小さい。そして場所による特異点はみられず, 前記の温度差内でバラついていた。sinカーブの振幅は最高の温度を示す(04)点の6~7°Cから, 最低の温度を示す(00)点で2~3°Cの範囲である。そしてこの(00)点と炉の温度計の読みがほぼ一致する。

送風式の場合, 場所による温度差は2~3°Cで, 最高の(00)点から最低の(02)点までほぼ均等にちらばっている。コントロールヒータHではきれいなsinカーブを描き, その振幅は1~2°Cである。コントロールヒータMでは, 湿潤試料の時のように温度低下はしないが, ほぼ一定の値を表わし, コントロールヒータはほとんどきっぱなしである。

2 炉乾時間 含水比一炉乾時間の関係を大野ヶ原のクロボク(表層土)と粘質土(表層土直下の中層土及び地表面下50cmの深層土)について, 1例を図一6, 7, 8に示す。

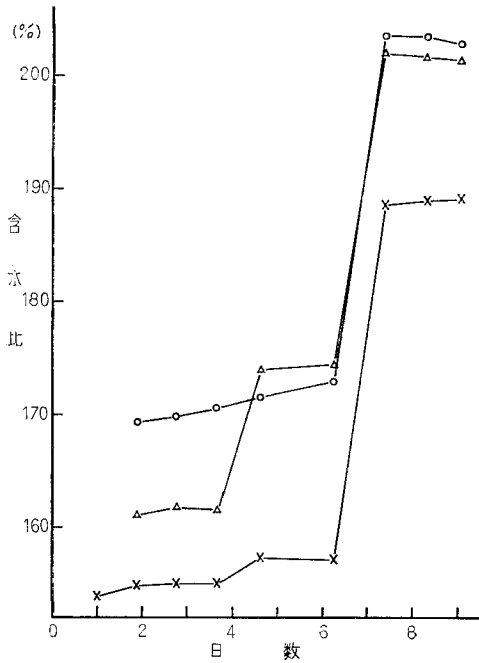
表層土は炉乾4日目に最大約25%，7日目に最大26～32%含水比が上昇した試料があるが，8日目以後は一部例外を除き最後まで，約1%の含水比増大にすぎない。このように一定重量までの炉乾には約8日かかり，24時間後～8日の間に約30%も含水比の変化が生じる。さらに，ある時点で急激に脱水される形態を示す。

また，この24時間後～8日の間に乾燥密度は0.04～0.06 g/cm³の減少を示した。なお参考のため，乾燥密度～炉乾時間の1例を図一9に示す。このデータは図一6～8に示した△印の試料である。

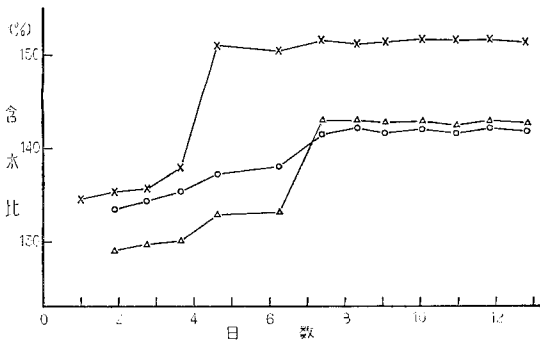
中層土は炉乾4日目に最大13%，7日目に最大10%位含水比が急上昇する試料，また時間の経過と共に徐々に含水比が増大する試料の2例が認められる。前者の形

態の場合，最終含水比との差が1%以内になるのは5日，ないし8日目であるが，後者の例では12日かかる。そして1～2日目の含水比に対する最終含水比との差も，前者の場合が大きく10～18%，後者で5～9%であった。

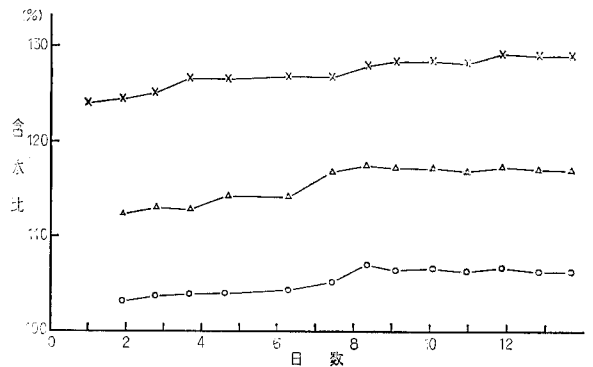
深層土は7日目で3%程含水比が上昇する試料もあるが，全て時間の経過と共に徐々に脱水が進行する。最終含水比との差が1%以内となるには8日目，12日目が半々であるが，2%とすると1例を除き全て8日目に達する。中には2日目以後の変化量が2%以内となる試料も



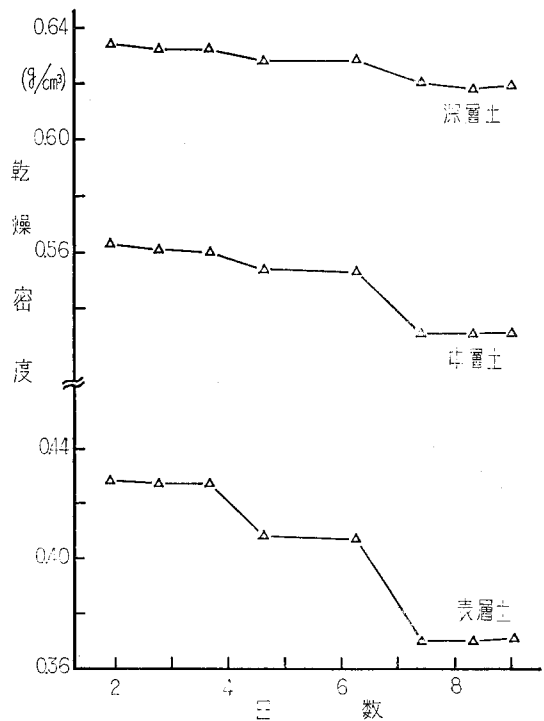
図一6 含水比～炉乾時間（表層土・クロボク）



図一7 含水比～炉乾時間（中層土・粘質土）



図一8 含水比～炉乾時間（深層土・粘質土）



図一9 乾燥密度～炉乾時間

ある。この試料を除くと、1～2日の含水比と最終含水比との差が、5～8%と表、中層土より小さい。

次に試料の乾燥方法、すなわちすわちサンブラに入れたまま上面からだけの乾燥と、サンブラから押し出してアルミ箔に乗せて、より多くの面から蒸発させるやり方では、炉乾時間は前者が12日間、後者が8日間必要であった。

以上クロボク及び粘質土に対しての結果であるが、従来の慣行に比しても相当長時間の炉乾が必要なことがわかった。またアルミ箔でつつんだ試料において、ある時点で急激に脱水が進行し、最終的に同一場所での試料にもかかわらず、サンブラ試料より8%程含水比が高くなるという結果もあらわれた。この急激に脱水する現象は、炉内場所が変化したため先に明らかにした炉内温度差の影響をうけたかと考えられるが、この実験では試料の置いた場所を確認しておらず不明確である。送風式炉を用いて場所を変えずに行なっている実験では、時間の経過と共に徐々に脱水する形態を示している。

4 摘 要

データを取得する以前の問題について、基本的な観点から洗い直して考察した。その結果、通常我々が顧みることなく通過している調査、実験上の問題点が明らかにされたので以下にまとめる。

1) 市販されている直径5.0cm高さ5.1cmのサンブラには個体差がなく、その容積は100cm³と考えてよい。

2) 市販されている採土器を用いる場合と、土中にサンブラを直接押し込む場合、前者で後者より小さい乾燥密度の値を得た。これは採土器の先端エッジ部が絞ってあるため、試料体積が100cm³より小さくなるからと考えられる。

3) 採土者による個人差はほぼないものと考えられる。しかし、今回の結果はサンプリングに習熟したものが実施したこと、かつ比較試験ということでより注意深く行なったであろうことを考えると、一般的には考慮すべき項目かもしれない。

4) 乾燥炉内場所の温度差は、試料がない場合無送風式で特異点を除くと3～4℃、送風式で2～3℃とカタログ等の記載データより大きい値を示す。特に無送風式は炉内場所による温度差並びに変化特性差(コントロールヒータ断続による各場所の時間的溫度変化)が著しい。

5) 無送風式炉では、炉内場所による温度差が湿潤試料を入れた場合特に高く、20℃以上ないし相当乾燥した試料の場合でも10℃位の差が生じた。そして湿潤土を入れた直後、炉内湿度が高くなると、バイメタル型温度調

節器が作動しない例が生じ、炉の付属温度計が示す値は炉内最低の値とほぼ等しい。

6) 試料がはいっている送風式炉は、無送風式炉ほど場所による温度差及び変化特性差は著しくないが、例えば温度差は4℃と、カタログ等での説明よりは空の場合と同様に大きな値を示す。そして炉の付属温度計の読みは熱電対の最低値より5～6℃低い。

7) クロボクのような有機質火山灰土壌並びに微粒径分に富む粘質土では、炉乾がほぼ終了(最終含水比との差1%以内)するのに8ないし12日間かかった。

8) 100cm³位の試料塊の場合、サンブラに入れたままと、アルミ箔に抜き出して炉乾面を大きくした場合とで、前者の方が炉乾時間が12日間と長くなった。

以上の結果から、データを取得し解析する前の注意点を以下述べる。

1) 要求される精度によって、市販されている採土器を用いて採土し乾燥密度等を算出する場合、得た試料体積を100cm³とせず修正する必要がある。

2) 一般に、炉内に空間があれば新しい湿潤試料を入れる。このような場合、無送風式炉では炉内の場所による温度差が大きくなり、先にはいっている試料に悪影響を及ぼす可能性がある。特にクロボクや粘質土のような火山性並びに微粒径分に富む土壌においては顕著であると考えられる。このため先に入れていた土壌を出さずに、新たに湿潤土を入れることはさけた方がよい。

3) 炉内温度と炉に付属している温度計の読みを比較検討しておく。

4) 炉乾時間は通常いわれている日数(1～2日)より、土壌によって長時間(8～12日)かかる場合がある。また100cm³位の土塊では、秤量ビンに採った少量の土塊を炉乾する場合と同じようには扱えない土壌がある。

今回の実験研究を実施まとめるにあたって、懇切なる指導をたまわった佐藤兎一博士に厚く謝意を表します。また当研究室職員並びに専攻生諸君にはサンプリング等において協力を得た。ここに記して謝意を表する次第である。

引 用 文 献

- 1) 例えば、農地土壌のサンプリングに関する基礎研究(I)～(XII)農土論集, 36, 1971
- 2) 土質工学会編, 土質試験法, p.44 (1969)
- 3) 同上 p.24
- 4) 同上 p.45
- 5) 同上 p.46
- 6) 農業土木学会編, 改訂農業土木標準用語事典, p.160 (1974)

土の強度定数に関する一考察

永井啓一* 葛上久*

A consideration Regarding the Strength Constants of the Soil
 Keiichi NAGAI and Hisashi KUZUKAMI
 Faculty of Agriculture, University of Osaka Prefecture

Summary The factors concerning to the strength of the soil are very much, and among them water content in the soil mass is one of the most important factors. Increased water content in the soil mass causes partial or full rupture of the long slope and the high banking, and the landslides, which has been stabilized till then.

This report is discribed with respect to matters as follows ;

- 1) Relationship between the strength of the soil and water content are studied experimentally. Especially, a consideration of useful expression of the strength constant which suits to an analysis due to the finite element method has done.
- 2) A stress-strain analysis of a contact plane between the soil and another materials of construction.

1. はじめに

近年、基礎地盤あるいは土を材料とした建設工事はとみに大型化する傾向にあるとともに、最近はいはこれらの工事の適地は少なくなり、埋立地、軟弱地盤上の建設に見られるように不良な立地条件のもとでの建設が多くなっている。また、土木材料としての土も良質のものが少なくなり、例えば、火山灰土による盛土、ヘドロによる埋立地盤など劣悪材料による施工を余儀なくされつつある。

このような条件のもとで建設を進めるために、安定あるいは支持力解析において工事規模の拡大に即応した計算法、例えば有限要素法（以下FEMと略称する）が確立しつつある。FEMによれば長大斜面や高盛土など巨大化した土構造物の各部位における応力-変形関係を適確に把握できる。そのために土構造物内部の応力集中や局部的大ヒズミを予見でき、土構造物全体の安定に対して精度の高い解析が可能になった。

一方、このように解析計算法が発達するにつれて、その計算に用いる適当な土の物理定数や強度定数を定める必要が生じてきた。すなわち Coulomb の強度式による土の強さの表現だけでなく、ヒズミと対応した応力の表現が必要と考えられる。

また、地盤や土構造物は一般に時の経過とともに安定

化する傾向があるが、時には環境条件の変化によって弱体化するものである。地スベリ地帯における土中水の増加、砂地盤における地震、土性の劣化を起すリーチングなどがそれである。

本論文はとくに土中水の多少によって大きく変化する土の性質について述べるとともに、土の状態変化を取入れてFEM解析をより効果的に活用するための土の強度表現の一試案について述べるものである。

2. 土の強度に影響する含水量

土構造物を設計施工する場合、まず室内実験結果から Coulomb の強度式を導いて強度定数を求め、安定計算をするのが常法である。それから綿密な施工管理によって築造された土構造物、例えば長大斜面や高盛土（ダム）においても、現実に部分崩壊や沈下が起こることがある。これらの現象は降雨、浸透水などによる土中水分量の増加が原因と考えられることが多い。築造された土構造物のみならず、自然斜面の地スベリも土中の水分変化が直接の誘因と考えられることが多いと言われている。

本節では乾燥密度は同じで含水量を変化させた場合の強度変化から、土の強度発現に影響する土中水について考えてみることにする。

1) 供試土および実験方法

供試土は表-1に示す4種類の土を使用した。土の分類は比表面（Specific Surface; m^2/g ）によって行なった。供試土の比表面はそれぞれ40, 34, 25, 20 m^2/g で

* 大阪府立大学農学部

表一 締固め試験結果

供試土	比表面 m ² /g	最適含水比 %	水膜厚さ Å	最大乾燥 密度 g/m ³	最大湿潤 密度 g/m ³	飽和度 %	間ゲキ 比	一軸圧縮 強度 kg/cm ²
A-1	40	25	62	1.56	1.95	94	1.72	5.8
A-2	34	25	75	1.58	1.98	101	1.64	3.9
A-3	25	26	104	1.57	1.98	101	1.66	3.7
A-4	20	24	119	1.58	1.96	97	1.65	2.6

表二 水膜厚さと含水比

供試土	比表面 m ² /g	水膜厚さ Å			
		95	85	75	65
A-1	40	38%	34%	30%	26%
A-2	34	32	29	25	22
A-3	25	24	21	19	16
A-4	20	19	17	15	13

ある。またこれらの土の締固め試験結果および最大乾燥密度における一軸圧縮強さは表一に示すとおりである。この表に水膜厚さが示されているが、この値はそれぞれの土における最適含水比の水分量が土粒子表面上に一樣の厚さで分布したと考えた水膜の厚さであるが、その値が極端に小さいことが特徴的である。比表面の大きい、すなわち供試土の中で最も細粒土である A-1 土は 62 Å、最も粗粒土の A-4 土で約 120 Å で、これらの値は一般に考えられている吸着水の範ちゅうに入ることがわかる。土中水分量の水膜厚さ表示は、土中水と強度発現機構を考える上に非常に有用であることが後に示される。

一軸圧縮試験用供試体は静的締固め装置により、それぞれの土の最大乾燥密度で含水量を水膜厚さ表示で 95, 85, 75, 65 Å の 4 種類で締固めたものである。供試土ごとの含水比と水膜厚さの関係は表二に示すとおりである。

2) 実験結果および考察

図一は一軸圧縮試験結果を示す。最適含水比より小さい含水量で締固めると強度変化は小さいが、最適含水

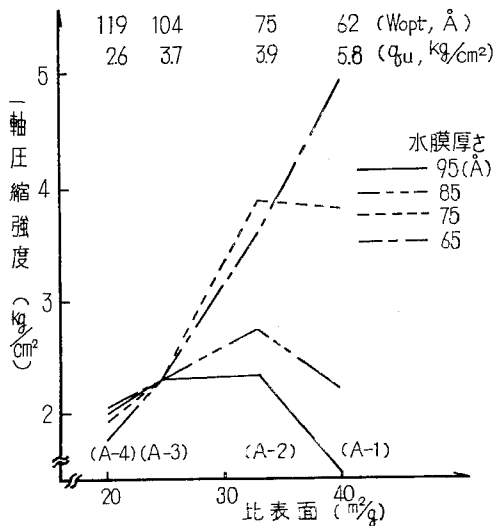
比を過ぎると少しの含水量の変化で強度低下の著しいことがわかる。比表面が 20m²/g の A-4 土は含水量が最適含水比よりも非常に少ないにもかかわらず、標準締固め試料の一軸圧縮強さに近い値を示し、含水量変化に伴う強度差はそれほど大きくない。比表面が 34m²/g と 40m²/g の A-2, A-1 土では、水膜厚さが最適含水比かあるいはほぼそれに近い状態にある場合の試料の強度が最も大きい。A-2 土では最適含水比よりも水膜厚さが 10 Å 少ない試料の強度低下は小さいが、10 Å 多い試料の低下は著しい。こうした傾向は比表面の大きい A-1 土でより顕著である。

3) まとめ

本実験の結果から、土中水分量が土の強度にいかほど大きく影響するかわかる。供試体の密度（あるいは間ゲキ比）が同じであるにもかかわらず水分量によって強度に大きな差が生じる。この現象は応力-ヒズミの関係に対する水膜の影響¹⁾についての考察に加えて、T. W. Lambe²⁾の締固め試験における含水量と土粒子の配列構造に関する論述を引用することで良く理解できる。

まず、水膜厚さが同じならば、土粒子の接触点における摩擦抵抗係数は同じはずであるから、どの水膜厚さにおいても比表面の異なる土の間に同じような強度差が出るべきであるが、実際には水膜厚さが異なると土によって一軸圧縮強さに対する影響度が全く違っている。

次に、A-1 土のような細粒土では水膜厚さが 10 Å 増えることによって強度が大きく低下しているが、A-4 土のような比較的粗い土ではその差は小さい。これらの現象は、地スベリ地帯において融雪、降雨あるいは地下水の上昇などによって、重粘性土からなるスベリ面に水が供給されるような条件のもとで地スベリが発生することが多いことを考え合わせるとき、興味深い。すなわち、長大斜面、高盛土あるいは地スベリ地帯において、何らかの形で土中に水が供給される場合、それが部分的な供給（クラックあるいは植物根痕などを通して小面積に浸透する場合とか、水面上昇など）であるならば、局部破壊が起り、長雨による全面的給水の場合はより大きなスベリが引起される。



図一 一軸圧縮強度と含水量の関係

以上の実験結果から、土の状態変数の一つである土中水の変化が、強度に大きな影響を与えることがわかる。最適の条件で築造された土構造物のセン断抵抗力が土中水の増加によって低下するが、より細粒土ほどその傾向が著しいことに注目すべきである。とくに火山灰土を材料とした築堤や重粘土層を持つ地スベリ地において、これらの実験結果は重要な示唆を与えている。

3. FEM による斜面の安定解析

一般に行なわれるFEMによる斜面の安定解析は図-2に例を示すように、斜面をモデル化し、非線形連続体として取扱う。

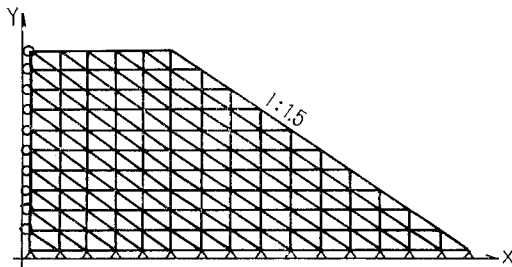


図-2 斜面のモデル

ところで、実際の自然斜面や傾斜地での盛土斜面を見ると、その斜面の安定性に対し不安定要因となる不連続面、すなわち“弱い層”を持つことが多い。地スベリ斜面などはその典型であると考えることができる。FEMにおいては、このような不連続面をも考慮した解析が可能である。その一つの方法として、R.E. Goodman ら³⁾が岩盤のジョイントを対象にして提案した“ジョイント要素”を用いたFEM解析を考慮することができる。彼らは岩盤のジョイントについて、その性質を次のように定義している。

- i) ジョイントは2次元表示では直線で表わすことができる。
- ii) ジョイントは垂直方向の引張力には抵抗はなく、圧縮力に対してのみ抵抗を持ち得る。

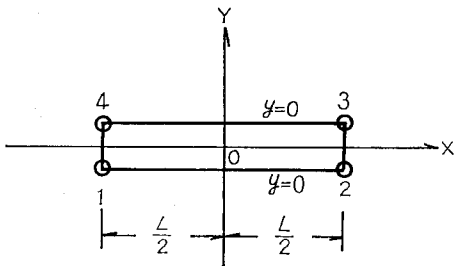


図-3 ジョイント要素

iii) ジョイントのセン断強度はモールの包絡線で示される。

本研究においては、上記の定義に従いジョイントをモデル化した。

ジョイント要素は相対変位を考慮するために図-3に示すような矩形の要素として表わされる。

この要素は長さLで、(1, 4), (2, 3)の幅は最初0である。長さ方向にx軸をとり、局所座標系で示される。原点は要素の中心である。ジョイント要素の平衡方程式は

$$\{P\} = [k'] \{w\} \quad (1)$$

で示される。

$$[k'] = \begin{bmatrix} k_s & 0 \\ 0 & k_n \end{bmatrix} \quad (2)$$

k_s はジョイント要素の水平方向の剛性を示し、 k_n は同様に垂直方向の剛性を示す。 $\{w\}$ は(4, 3)と(1, 2)の相対変位である。 $\{P\}$ は外力ベクトルである。エネルギー最小の原理を用いてこのジョイント要素を全体の解析に結びつける。

この解析法によると、従来FEMでは考慮しにくかった相対変位を考慮することができ、引張りおよびセン断破壊、ならびに崩壊パターンを考慮できるという利点がある。われわれが本方法を土構造物の解析に利用しようとする場合に、まず問題となるのは弾性係数E、ポアソン比 ν の他にジョイント要素の剛性(k_s, k_n)である。ジョイント要素の剛性やセン断強度は実験によって定められるものである。そこで、筆者らが、実際に k_s, k_n を求めるべく実験を行ない、得られた k_s, k_n を使って簡単なモデルについて解析したので、そのことを中心に論を進めたい。

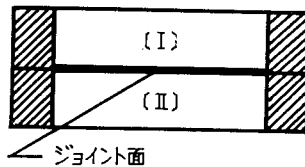


図-4 ジョイントの構成

表-3 供試土の物理的性質

		供試土
比重		2.683
液性限界		44.1%
塑性限界		24.3%
最適含水比		15.5%
最大乾燥密度		1.804 g/m ³

1) 実験方法

k_s, k_n の決定ならびにジョイントのセン断強度を求めるために一面セン断試験を行なった。一面セン断試験機は深さ4cm、直径10cmの下部可動式である。上部セン断箱と下部セン断箱にそれぞれ供試体を挿入し、上部と下部の供試体の接合面をジョイント面とし(図-4)、ヒズミ制御方式、水平変位速度0.75mm/minで試験を行ない、セン断応力-水平変位($\tau-D_H$)関係を求めた。供試

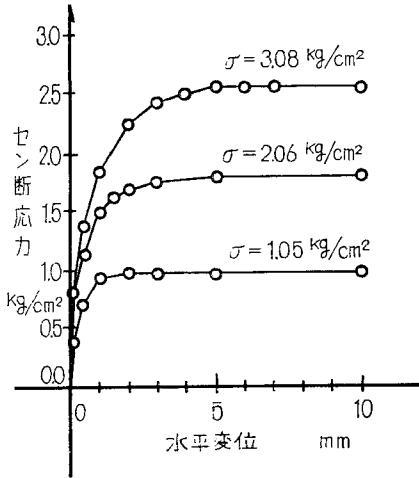


図-5 ケースAの τ - D_H 曲線

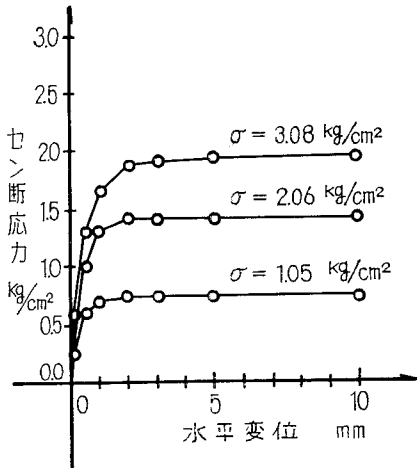


図-6 ケースBの τ - D_H 曲線

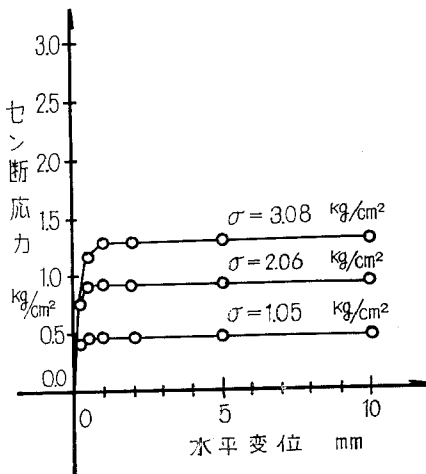


図-7 ケースCの τ - D_H 曲線

表-4 垂直応力 2.06kg/cm² における各ケースの k_s の値

ケース	水平変位 (mm)				
	0~0.1	0.1~0.5	0.5~1.1	1.1~2.5	2.5~5.0
A	55.0	14.8	6.0	1.6	0.2
B	30.0	17.5	5.8	0.5	—
C	54.0	8.0	1.0	—	—

単位: kg/cm²

体としては①静的に所定の含水比14.7%で乾燥密度1.797g/cm³に締固められた土, ②モルタル(砂1:セメント1), ③シンチュウ板の3種類を用いた。供試土の物理的性質を表-3に示す。

上部供試体〔I〕と下部供試体〔II〕の組合せは次の3種類である。

ケースA (〔I〕土, 〔II〕土), ケースB (〔I〕土, 〔II〕モルタル), ケースC (〔I〕土, 〔II〕シンチュウ板)

2) 実験結果

ケースA, B, Cのせん断応力と水平変位の関係を図-5, 6, 7に示す。 k_s は τ - D_H 曲線の勾配から決定する。ケースA, Bの τ - D_H 曲線は非線形の性質が顕著である。ケースCにおいては, ケースA, Bに比べてせん断応力は直線的に増加し, 後は残留強度を示す。それゆえケースCについてはジョイントパラメータの決定は簡単になる。各ケースの垂直応力2.06kg/cm²の時の k_s を表-4に示す。

k_n は定義上実験によって求めることが難しく, 実際に解析によって試算した結果, 土粒子構成要素の一つである石英の弾性係数などを参考にして決定した。

次に, ジョイント要素の破壊規準は最大せん断強度 τ_{max} に注目して整理すれば, 例えばケースAでは粘着力 $C=0.18$ kg/cm², 内部摩擦角 $\phi=38^\circ$ になる。しか

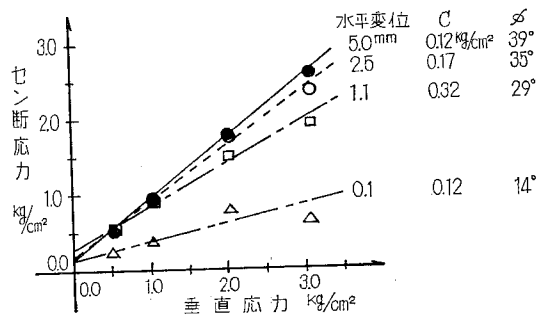


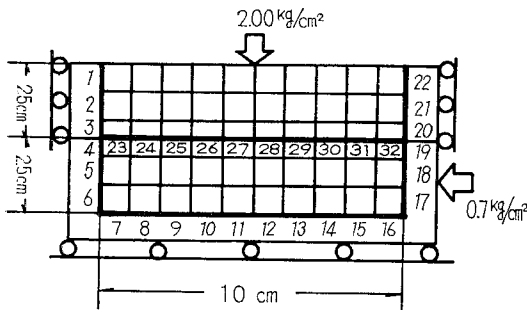
図-8 ケースAの各水平変位量に対する σ - τ の関係

表一5 一面セン断試験結果

強度定数		水平変位 mm									
		0.1 mm		1.1 mm		2.5 mm		5.0 mm		τ max	
		C kg/cm ²	φ度	C kg/cm ²	φ度	C kg/cm ²	φ度	C kg/cm ²	φ度	C kg/cm ²	φ度
ケース	— 体	—	—	—	—	0.72	29	0.73	34	0.68	36
	A	0.12	14	0.32	29	0.17	35	0.12	39	0.18	38
	B	0.10	9	0.08	31	0.10	32	0.10	32	0.07	32
	C	0.17	9	0.02	22	0.04	22	0.04	22	0.02	23

A ([I]土, [II]土), B ([I]土, [II]モルタル), C ([I]土, [II]シンチュウ板)

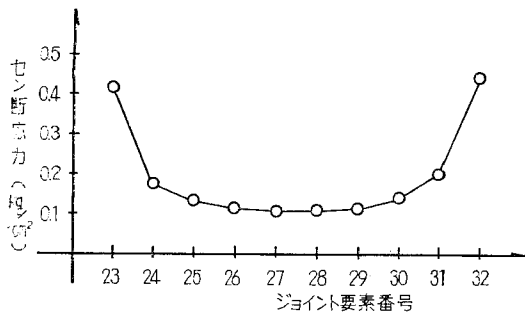
土: $\gamma_d=1.797 \text{ g/cm}^3$, $w=14.7\%$, モルタル; セメント: 砂=1:1



図一9 解析モデル

し、ジョイント要素に発生した水平応力とセン断強度とを比較して次のステップに計算が移る場合に、各ジョイント要素における水平変位量あるいはヒズミレベルを、 k_s を求めた変位量に合わせる必要があると考える。そこで、ケースAについて各水平変位量 (0.1mm, 1.1mm, 2.5mm, 5.0mm) ごとに垂直応力とセン断応力の関係 (以下 $\sigma-\tau$ の関係と略称する) を求めると図一8のようになる。

変位量が小さい段階では ϕ は小さくなっている。同様にケースB, Cについても $\sigma-\tau$ の関係を求めると表一5に示すようなC, ϕ の値をとる。なお、表中 τ_{max} のC, ϕ の値が破壊包絡線から求めたもので一般に破壊規準とされているものである。



図一10 ジョイント面のセン断応力分布

3) モデル解析

Aのケースについて、一面セン断試験機をモデル化した簡単な解析を行なった。ジョイントパラメータならびに $\sigma-\tau$ の関係は先の実験によって求めた値を用いた。解析モデルを図一9に示す。太い実線はジョイント要素である。

垂直荷重を 2.00 kg/cm^2 の等分布荷重とし、セン断荷重は 0.70 kg/cm^2 の等分布荷重とした。設定水平変位は 0.1 mm とし、微小水平変位の段階についてFEM線形解析を行なった。上部セン断箱と下部セン断箱に挿入された供試土の弾性定数は $E=135.9 \text{ kg/cm}^2$, $\nu=0.35$ とした。ジョイントパラメータはNo.23~32を $k_s=55.0 \text{ kg/cm}^2$, $k_n=1.0 \times 10^5 \text{ kg/cm}^2$ とした。(表一4参照) No.1~22はCのケースを参考にして $k_s=17.4 \text{ kg/cm}^2$, $k_n=2.0 \times 10^5 \text{ kg/cm}^2$ とした。

また、ジョイント要素の $\sigma-\tau$ の関係は水平変位 0.1 mm での値 $C=0.12 \text{ kg/cm}^2$, $\phi=14^\circ$ を用いた。

計算の結果、水平変位は 0.13 mm であり、設定水平変位 0.1 mm とよく近似していると考えられる。また、ジョイント面 (No.23~32) におけるセン断応力は図一10のようになり、一面セン断試験での進行性破壊を予期することができる。

本研究においては、水平荷重段階を1段階しかとっていないが、図一5, 6, 7に見られるごとく $\tau-D_H$ 曲線は多かれ少なかれ非線形性を呈し、一般的な非線形解析法、すなわち増分法などと組み合わせることによって、より正確な解析が可能になると考えられる。

4) 応用

斜面の安定解析は従来から極限平衡状態に基づく円形スベリ面法が規準とされており、一応の成果、実績を上げている。そして、より正確に斜面の安定性を検討するためにFEMが用いられている。とくに、われわれが長大斜面や高盛土、また自然斜面を対象とする場合には、FEMによる安定解析の独壇場となるであろう。実際の斜面の破壊の多くは極限破壊ではなく、進行性破壊であ

ることは周知のことである。この傾向は長大斜面や自然斜面に著しい。また、これらの斜面では何らかの形で“弱い層”が存在し、この層が引金になってスベリを生じると考えられる。この端的な例は地スベリ斜面であろう。地スベリは融雪期、梅雨期など斜面への浸透水が多い時期に多発する。原因としては既存のスベリ面、すなわち“弱い層”が存在し、スベリ面の状態が劣化したと考えることができる。地スベリ斜面は従来の円形スベリ面法で解析しても、絶対に安全であるというようなゆるい勾配の斜面が多い。また現場から採取した乱さない、あるいは乱した試料から得られた強度定数、弾性定数を単に斜面を一体化して、FEMで解析しても実際の現象を説明することはできない。この問題の解決のためには、スベリ面、すなわち“弱い層”の位置、状態などの正確な把握も一つの大きな要因になるが、“弱い層”をジョイント要素で表示し、FEMに組込んだ解析によって実際の現象を説明することも大きな力となると考える。

5) まとめ

以上述べてきたように、ジョイント要素を組込んだFEM解析は斜面内での“弱い層”を考慮した解析方法として有力であることがわかる。ジョイント要素の剛性も一面セン断試験によって一応の把握が可能であると考えられる。また、ジョイント要素の破壊は $k_s = k_n = 0$ として扱うことができるが、残留強度とセン断力との比較により、破壊した斜面の再安定化をも予想することができる。このように、FEMは工夫することによって、解

析法として非常に大きな可能性を持っているが、これも土の状態に応じた力学的定数の適確な把握、表現に成否がかかっている。

4. おわりに

土の強度は含水量によってかなり変化する。特に、細粒土においては含水量の増加による強度の減少は著しい。それゆえ、安定していた斜面が崩壊するのは、他にもいろいろ要因はあるが、土の含水量の増加も大きな要因の一つと考えることができる。その場合、斜面への水の供給は必ずしも一様でなく、また斜面自体も均質であるとは考えにくい。それゆえ、そのような斜面には斜面内に“弱い層”を考慮して解析する方法が適当であると考える。筆者らはジョイント要素によって“弱い層”を表現し、FEMに組込む方法を応用しようと試みている。この場合においても土の性質の非線形性をいかに実際に即して表現するかが今後の課題であろう。

引用文献

- 1) 葛上, 中谷ほか; 細粒土の工学的性質に関与する比表面について, 昭和45年度農業土木学会大会講演要旨 pp 113~114
- 2) T.W. Lambe; The engineering of compacted clay, A. S. C. E. 84 SM-2, (1958) pp 1655-1~35 (3-3), (3-4)
- 3) R.E. Goodman, R.L. Taylor, and T.L. Brekke; A model for the mechanics of jointed rock, A. S. C. E. 94 SM-3, (1968) pp 637~659

透水性付与による高生産稲作のための基盤改善

佐々木 信夫*

Land Amelioration through Water Management for Rice Farming System with High Land
and Labor Productivity

Shinpu SASAKI†

Iwate Agricultural Experiment Station, Kennan Branch

1. はじめに

透水性の不良な平坦地水田を改良する場合、地下水位の自由な制御が必須の要件である。それは、(1)透水性を付与して水稻の根圏を健全化する、(2)登熟能を高め生産力を向上させる、(3)落水後の地耐力を増大し大型農業機械の導入を可能にする(4)省力にして高能率な高生産性稲作を確立する、(5)さらに水田裏作、水田の高度利用を可能にする。

過去の日本の水田稲作は、比較的収量水準が高位であるにもかかわらず、その労働生産性能率、収益性が低かったのは、地下水位の自由な制御がほとんど不可能であったため、大型農業機械の導入が出来えなかったことが主な原因であった。しかし近年は、水田の作業は耕起、整地の機械化が普及し、さらにここ数年前から水稻の移植が成苗手植えから稚苗機械移植へと飛躍的に進歩を遂げたので、あとは収穫時の収穫作業機の導入を可能にする地耐力を得れば、省力にして高生産性の機械化一貫稲作技術体系が確立される。そこで地下水位の制御を可能にし、透水性を改良する方向で水田の基盤整備が積極的に推し進められてきている。

このような稲作農業の発展の方向に即応した技術の開発事例について述べる。東北地方太平洋側の冷温寡照な地帯で、透水性不良な沖積平坦地水田において、幹線明渠を施工し、ポンプ強制排水機能を備え、30a区画の用排水分離の水田基盤を整備した。さらに自動雨蔽装置をもった人工有底圃場を設備した。これらの活用により、土壌—水—水稻の三者の相互関連の調和をはかりながら省力高生産稲作技術確立の研究が推進された。この成果は“水田利用の近代化に関する研究¹⁾”として発表した²⁾が、そのうち土壌の物理性に関連した領域を、とくに高生産稲作の基盤条件を中心にして述べる。

2. 土壌基盤の実態

沖積平坦地水田の難浸透性の原因はいろいろあるが、

地形・堆積様式・地下水位・土壌の物理的諸性質などが関連する。

試験を実施した岩手農試県南分場水田圃場は、北上川の沖積平野にあり、上層部90cmまでの土層の粒径は非常に細かく埴壤土〜微砂質埴壤土であって粒径間隙は極めて小さい。ことに第2層は比較的緊密である。地下水位は灌漑期には-25cmと高く、透水のポテンシャルエネルギーが小さく、さらに代かき操作により作土層で灌漑水の滲透が抑制されている。したがって明渠等によって周辺地下水位を低下させてやらなければ降下滲透は発生し難く、また作土の土壌分散にも考慮を払う必要がある。

3. 透水性の付与

1) 土壌の代かき分散と透水性

沖積水田には種々の土性を示す土壌が分布し、粒径組成が粗なほど透水性が大きいことは当然であるが、同じ土性であっても、代かきを伴う作土においては、その代かき分散の程度によって透水性が異なってくることは多くの研究^{2,3,4,5)}が認めている。この土壌においては、代かきの回数が多くなるにしたがってその透水性は急速に低下し、とくに代かき3回までの回数と透水係数の低下傾向とは図-1に示すように著しい相関がみられる。す

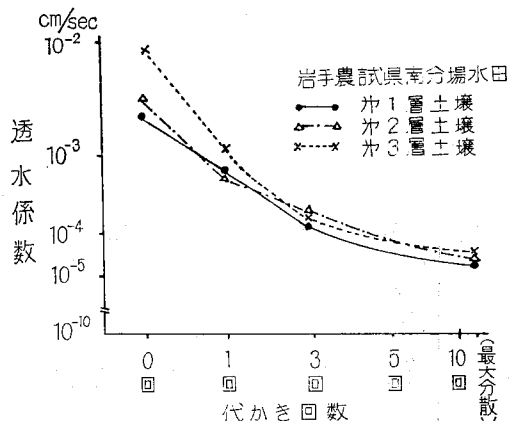


図-1 代かきの程度と土壌の透水性との関連(1970)

* 岩手県農業試験場、県南分場

なわち無代かきに対し、1回の代かきによって透水性が1/5に低下し、3回の代かきによって1/10に透水係数が低下してくることが知られる。植代かきの最大分散の条件ではさらに1/100に透水係数が低下してくることが明らかになった。このことから単に透水性を付与するのみであれば、代かきをあらく行うことがよいことになる。

なお土性のうち透水性に大きく関与するのはその粘土の含量であり、さらに粘土鉱物の特性も大きく影響する。粘土含量15%以上では透水能の低下割合が極度に著しくなる傾向が認められた。また代かき後の土壌の飽水度、代かきねり返しによる土壌の粘性の増大、湛水後還元の進行による Fe^{++} の生成とそれに伴う田面水の粘性係数の増大、土粘土のゼリー状化による膨潤と土粒子間隙の狭小などが透水性の低減に複雑に関連してくる。

このように代かきの程度によって作土の透水性が影響を受けるので、土壌条件に適した代かき回数を検討する必要がある。また透水性は生育前期よりもその中、後期にはしいのであるから、初期には地下水位を調節してあまり大きすぎない範囲に減水深を制御しておくことが必要である。特に夏季高温の際には、常時湛水では強度の還元による Fe^{++} の生成により、ますます透水性が不良になり、根圏培地の活力が低下してくるので、適正な透水性の付与を期することが重要である。

2) 地下水位調節による透水性付与

沖積平地水田においては、稲作湛水期間の地下水位上昇が著しく、透水性の付与による根圏活力の増大と地耐力増強への効果が大幅に減殺される。そこで、深さ150cm傾斜度1:1の素掘りの明渠を施工し、ポンプによる強制排水機能を施設して明渠の水位を自由に制御しようとした。

稲作期間の明渠水位の推移と整備圃場の地下水位の動きをみると、図-2に示すように、明渠未施工田では田面下10cm以内に地下水位が停滞しているのに対し、施工田では明渠水位の上昇下降に伴って地下水位も変動する。しかも経年とともにその連動が速やかになる。

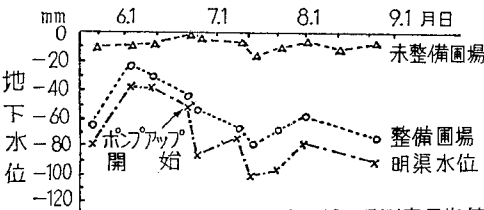


図-2 かんがい期間の地下水位の推移 (1970)
 註: 整備圃場はA区16ヶ所測定平均値

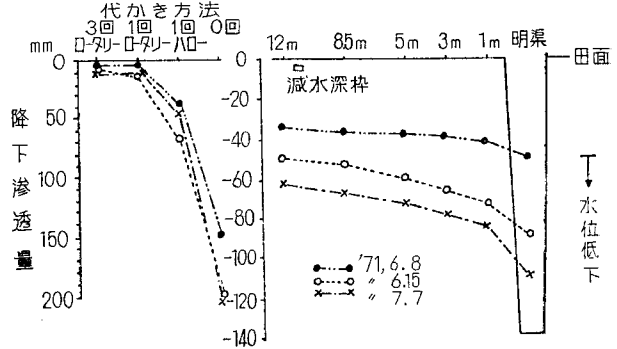


図-3 明渠水位の変動が圃場地下水位および降下浸透量におよぼす影響 (1971)

このように北上沖積平坦地の墾墾質田においては、明渠水位の制御によって地下水位の調節が可能であることが知られた。

3) 代かき分散改善による透水性付与

ポンプ強制排水による明渠水位低下に対する地下水位の低下は、日変動では小さいが、半月変動でみればよくレスポンスしてくることが知られ、図-3に示すように半月日数ぐらいて明渠水位にパラレルに地下水位が連動して平衡するといえる。

降下浸透量は代かきの精粗の程度によって異なり、代かき3回→1回→0回と粗にするほど増大してくる傾向が認められる。ここで代かき程度がきわめて精であると、地下水位低下の水頭勾配増大によってもほとんど降下浸透量が増大せず、すなわち難透性を示してくるので、明渠水位調節によって地下水位を下げ、さらにこれによる水頭勾配の増大により透水性を付与する場合には、地下水位の低下とともに代かき分散の程度も相対的に粗にしてやることが重要である。

4) 地下水位低下による土層中の水圧分布の動向

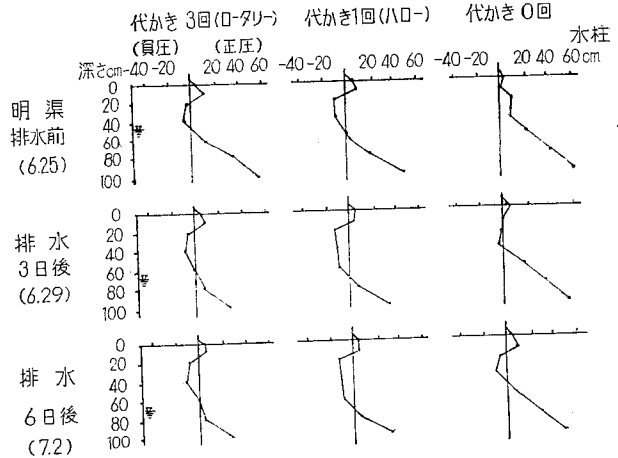


図-4 作土の代かきの程度による土層中の水圧分布の動向 (1973) (IKEDA S-8型テンションメーターによる)

地下水位が湛水後安定して高位にある場合、代かきにより作土の分散がなされた土層では作土直下から地下水面までの間の降下浸透は負圧浸透を示すが、無代かきでは負圧は認められず正圧浸透すなわち飽和浸透を示す。その後、明渠強制排水により明渠水位をさげ、したがって地下水位を低下させてゆくと図-4 にみられるように負圧領域が拡大されてき、負圧ポテンシャルが増大してくる。これによって無代かき区でも作土直下から負圧浸透を示すようになってくる。この負圧ポテンシャルの増大は降下浸透能の増大の主要因となるもので、このことより圃場減水深の内容が周辺からの漏水でなく、主として降下浸透によるものであることが検証された。

5) 地下水位調節と代かき程度による日減水深の動向
 稲作期間において、水稻の有効分けつ終期までは明渠

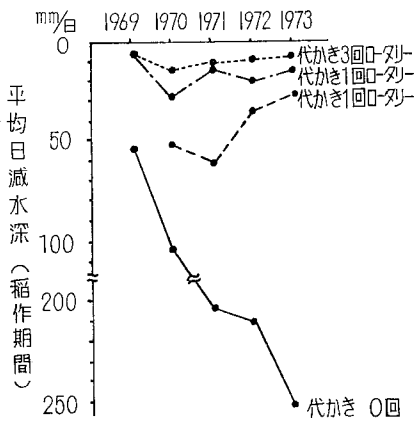


図-5 代かき程度別による平均日減水深の経年の推移 (1969~1973)

水位を高位に維持し、その後は強制排水により明渠水位をさげ、降下浸透能を助長しながら、作土の代かき程度別の日減水深を5年間に亘って調査した結果、代かき3回までは10mm前後と小さく、代かきロータリー1回で10~35mm程度、同じくハロー1回で30~70mm程度であり、ハローのような土壌分散効率の低い代かき方法をとれば透水性を大きくしうる。無代かきでは初年度50mmぐらいから逐年減水深が増大し100~200mm内外に達してきてい

るが、これは明渠施工により落水期に下層土の構造発達が進んだことと、代かきが行なわれないため作土下の孔隙が填充されることがないためである。

とくにこの無代かき方法は重粘地の水田で有効で、本試験と同時に進められた佐賀の有明干拓地の重粘地水田において透水性が経年とともに増大することが実証されている。

このように日減水深は作土の代かき程度によっても異なるので、適当な代かき方法を採用すれば土壤肥沃度と水稻生育との関連における適正領域の透水能を付与することが可能である。

6) 水管理による日減水深の動向

また水管理法によっても透水性を増大することができ

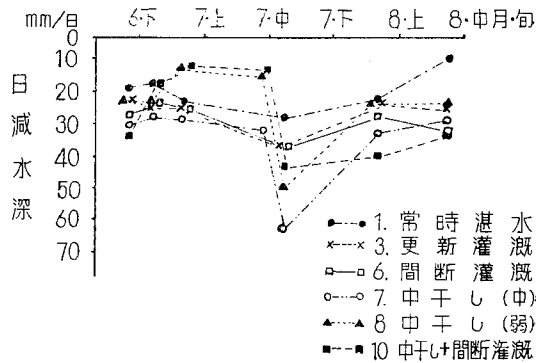


図-6 水管理法別の日減水深の動向 (1970)

る。とくに生育中・後期に透水が必要な稲作にとっては重要な管理方法である。水管理法別による透水性の動向を日減水深でみると図-6 に示すように、水管理開始前の6月下旬までは各区およそ20~28mmぐらいの日減水深を示しているが、狭義の水管理を開始した後の日減水深はそれぞれ異なってくる。

すなわち標準の常時湛水では10~20mmであるが、更新灌溉で20~27mmぐらい、間断灌溉で23~37mm、中干しでは中干し実施直後は43~60mmと大きい日減水深を示すが、出穂期に向うにしたがって再び低下し27~32mm程度になり、これに間断灌溉を併用すれば40mm内外の日減水深で

表-1 日減水深の内容 (1970)

事 項	6月5半	6月6半	7月3半	7月4半	7月5半	7月6半	8月1半	8月2半
日 減 水 深	16.0	15.5	23.5	33.5	40.0	44.5	28.0	10.0
降 下 浸 透 量	15.0	10.0	17.0	25.0	31.0	37.0	24.0	6.0
葉 面 蒸 発 量	0.5	4.5	4.5	4.5	6.0	4.5	2.0	2.3
水 面 蒸 発 量	0.5	1.0	2.0	4.0	3.0	3.0	2.0	2.2
主 要 気 象 条 件	薄曇	薄曇	晴	晴	晴	晴	曇	曇

推移するようになる。このように稲作の生育中期以降においては中干しをはじめとする水管理法によって透水性を増加させることができる。

この日減水深の内容を表一でみると6月下旬で1～5mmは蒸発散量であり、7月中旬で6～8mm、7月下旬で8～9mmで、曇天には4～5mmとなっている。先の日減水深からこれら蒸発散量を差し引いて考慮すれば降下透量のおよそのはんいは、水管理開始後において

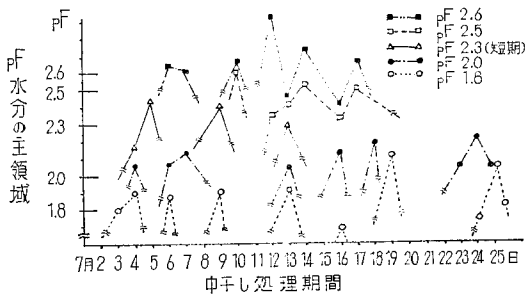
常時湛水	10～15mm
更新灌漑	15～25
間断灌漑	20～30
中干し	20～40

である。したがって水管理処理系列ではほぼ適正な範囲での降下透透がおこなっているものと考えられる。そしてその効果の持続性を考慮すれば中干し系列で最も降下透透が持続している。

4. 透水性付与による土壌の動態

1) 中干し期の pF 水分

水管理の一つの重点として中干し操作があるが、その



図一 中干し強度別の水分の主領域の推移 (1978)

中干しのポイントとして田面亀裂の発生程度があげられ、湛水切換え後の透水性付与の要因として重要である。

中干しによる田面の亀裂の発生は、土性・土壌型等によって異なるが本土壌では pF 1.5 前後ではじまる。まず足跡の凹部から亀裂が発生しはじめ、乾燥が進行し pF 値が高まるにつれて株間に平行方向、ついで直角方向に発達し、その巾および深さも増大する。その場合の中干し強度別の pF 値は図一に示すように高 pF 領域ほど大きく推移する。その際の中干し強度別の構造亀裂の発達を白色塗料注入による方法で調査した結果、表一に示すように、常時湛水では全く亀裂がみられず、pF 1.8 で漸く耕盤層まで、pF 2.0 で耕盤層を通過しはじめ、pF 2.3 以上で完全に耕盤層を通過しその下層の比較的易透水性の層まで連続する。中干し期間が長期にわたるほど亀裂の下層への発達も多く、これによって減水深の増大が可能で透水性が付与される。pF 値の増大は天候次第で pF 2.7 以上に達するが、一方水稻の代謝生理の面からは過大な水分欠乏はかえって不利とされ、実際にも中干し強度の大きい中干し(強)区では水稻の収量構成要素が低下して高収を期しえない実態もみられることがある。これらのことから判断して中干しの pF 水分を2.0～2.4程度に、期間を10～15日ぐらいに実施することが適切であると帰納された。

なお中干し期間が好天続きで土壌 pF 水分が2.4を大巾にこえるときは走り水を与えて調節し、逆に梅雨続きで目標 pF 値に達し難いときは処理期間を延長することが必要である。これによって再湛水後も大きな透水性を保持し、根圏の良好化をはかるとともに、中干しによって増大した土壌硬度が落水後の地耐力の増大に大きく寄与することが認められた。

2) 中干し後の水管理の pF 水分

表一 中干し強度による土壌の構造・キ裂の発達と再灌後の日減水深 (白色塗料注入による調査) (1973)

土壌の pF 1.8 水分主領域	常 湛	pF 1.8	pF 2.0	pF 2.0(短)	pF 2.3(長)	pF 2.5	pF 2.6	
pF 0 以上の日数(日)	0	20	22	12	20	16	16	
キ裂の程度(幅mm)	足跡内		13.0	16.2	20.2	16.8	22.8	20.6
	足跡外		7.6	9.2	11.2	10.4	11.6	11.3
キ裂の数(本/耕盤層垂面20cm幅)		1	1	6	4	4	8	
キ裂の大きさ(cm) (塗料の浸透距離)	稲株と平行		120	110	138	110	195	98
	稲株に直角		50	45	50	50	80	70
	垂直方向		20	30	50<	50<	50<	70<
日減水深(mm)(中干し後安定20日間平均)	120	19.7	19.1	31.0	35.8	29.1	31.4	

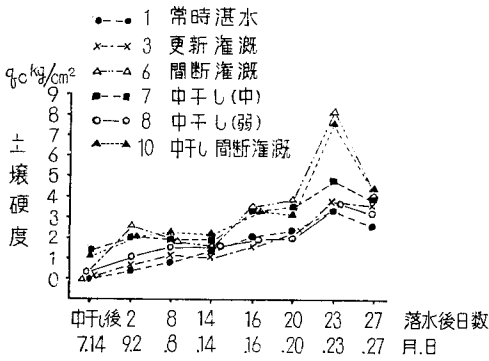


図-8 水管理方法が落水後の表層地耐力に及ぼす影響 (1971)

(注) 農機研式 SR-II型 2 cm² コーンペネトロメーターによる

中干し後の水管理は常時湛水をつづけると次第に透水性が低下し、再び還元化の方向に向うので、中干し後は間断灌漑がよく、その方が根圏への気相導入もなされ根圏の活力を高く維持でき、落水後の地耐力を速やかに獲得できるので有利である。一方生殖生長期の水稻は水分要求度が大なので、土壤の亀裂発生の始まる pF 1.5 よりやや小で、水分補給も気相導入も両立可能な領域として pF 1.3 前後を間断灌漑の上限 pF 水分とすることが好適であることが知られた。

実際の間断灌漑の処理は、3 湛 2 落 (3 日湛水 2 日落水) か 5 湛 3 落ぐらいの程度でその水田の水もちの程度を配慮して行なう。そして間断的に地面が露出している状態の pF 1.3 の水分状態は、田面が露出しても亀裂がほとんど入らない程度の水分状態である。

3) 落水後の地耐力

水管理の方法により大型機械力導入のための地耐力に大きな差がみられる。

地耐力の基準としては、作土においてコーン指数で

- 自脱型コンバイン 1.5kg/cm² 以上
- 普通型コンバイン 2.0 //
- トレーラー重量物運搬トラクタ 5.0 //
- 一 (初運搬等)

とされているので、これを図-8 にみられるように表土の 0~10cm についてみると、中干し+間断灌漑および間断灌漑において落水後速やかに地耐力が大となり、収穫期における地耐力の程度も大であって、間断灌漑処理は地耐力増大方策として最も優ることが知られる。ついで中干し(中)がつづく。常時湛水や更新灌漑は落水期まで作土表面が乾くことがなく常に湿潤状態にあるため、落水後の乾

燥過程の速度がおそく、降雨があるとすぐ飽水膨軟に返るので地耐力は最も小さくコンバインの導入に不利である。

このように水管理の方法により作土表面の地耐力に明らかな差を生ずるので、機械刈りを前提にした場合は、土壤の乾燥による水稻の生産力に多少のマイナスを生じても地耐力増大に重点をおいた水管理の方法が採られるべきである。

さいわいに間断灌漑法は水稻の収量性高く、地耐力も落水後早期より最も大となるので、機械力導入には中干し+間断灌漑または間断灌漑の水管理方法が適する。ただ、水稻の登熟性向上をはかる観点から急激な乾燥には走り水などで調節をしながら、ほぼ 1 週後 3.0、2 週後 4.0、3 週後 5.0kg/cm² のコーン指数で推移するよう地耐力を徐々に高めてゆくことが必要である。

5. 透水性付与による土壤の経年変化

1) 孔隙分布

pF-水分曲線から各層位別の孔隙の様相をみると、代かき 3 回では作土直下 10~20cm で粗孔隙が極めて少ないが、ロータリー 1 回からハロー 1 回となるに従い粗孔隙が増す。とくに代かきハロー 1 回区と代かき 0 区では下層の孔隙のサイズが明らかに大であることが特徴的であり、下層の構造亀裂、生物孔隙が発達したことによるものである。

2) 透水係数 (図-9)

孔隙分布で示された傾向は透水係数にも反映し、3 回ロータリー区で 10~25cm の間の透水係数が 10⁻⁶ オーダーときわめて小さく、1 回ロータリー区も同様である。1 回ハロー区ではこれに比し明らかに大で 10⁻⁴ オーダーを示してくる。代かき 0 区ではとくに第 1 層の 0~10cm の透水係数が大で 5×10⁻⁴ を示し、全層にわたって制限因子となる層位が無いことが特徴的である。

以上のように代かき回数および方法を改善して透水性を付与することにより層位別の土壤の孔隙性発達に差異

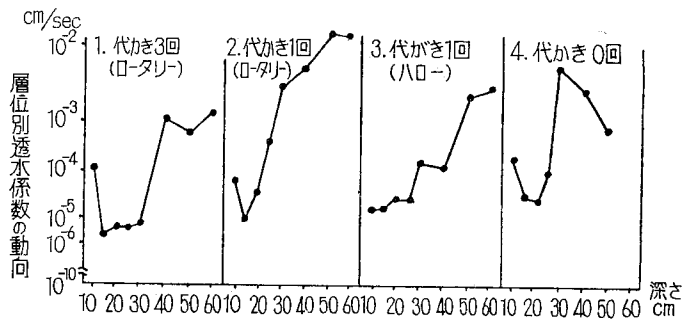


図-9 透水性付与の持続効果 (5 年後跡地, 1973)

を生じ、透水性が異なってくるのが認められ、代かきがいねいなほど作土直下の鋤床の土層を填充して孔隙が小となり透水係数が低減してくるが、代かきを粗またはゼロにすることによりこの層位の孔隙性が大となり透水係数もまた大となることが確認された。

6. 透水性付与による肥培改善

1) 透水付与要因別の水稻生育

有底人工圃場において、地下水位、生育期別透水量、水管理処理の各要因が水稻の生育、登熟性におよぼす影響を検討した。

(1) 地下水位 地下水位が±0 cmすなわち田面等高の高地下水位では栄養生長はよいが、登熟性悪く籾／わら比が低く低収である。地下水位-40cm~-60cmでは m^2 収量も確保され登熟歩合高く、籾／わら比も大で玄米収量においても優るので、生育中〜後期の地下水位は-40~-60cm程度が好適領域と考えられる。

(2) 降下透水量 透水量 0, 15mm, 30mmの3段階について水稻の生育時期を減数分裂期以降登熟期までと穂首分化期以降登熟期まで等について処理し、水稻の生育反応をみると、無透水区では明らかに登熟歩合が低下し玄米収量が低収であるが、15mm以上の透水深が付与されると、水稻の群落性が良化し、登熟歩合、収量性が明らかに向上する。これらのことから水稻の生育中期以降15~30mmの透水を付与することが、水稻の生産性向上に好適といえる。

(3) 水管理法 有底圃場において完全に透水をとめた常時湛水・無透水区の条件では草できのみ良く倒伏傾向を助長し、登熟性が悪く低収である。それに対し常時湛水でも透水区は登熟歩合が高まり収量性が向上する。中干しは弱〜中程度が登熟性よく収量水準も優るが、中干し強になると逆に収量が減少し登熟性がよくても低収となるので、中干し(弱)〜中程度が好適といえる。

2) 代かき方法による透水性付与と水稻の生育

代かきを次第に粗にし、またはゼロにした場合、土壌の分散性・粘着性が低下し、これまでは移植苗の安定が悪かったが、稚苗機械移植の飛躍的進歩により、倒れ苗・浮き苗がほとんどなくなり、活着もよく、その後の生育も中間追肥を行うなど肥培に意を用いれば高収をあげることが実証された。

そして代かき段階が次第に粗になるに従って根系の活力が向上し、出穂期以降の Mn/Fe 比が大となり、水稻の珪酸吸収が増大し、登熟歩合が高まり、収量性が向上する。5ヶ年間の平均で代かき3回ロータリーを100とすると1回ロータリー103%、1回ハロー107%、代かき0回中間追肥104%といずれも標準を上まわる高収を示

した。

3) 水管理法別による透水性付与と水稻の生育

水管理を行った場合、盛夏期における地温が常時湛水に比し高まりすぎることがなく、また水管理によって、田面水の溶存酸素量が多い。水管理処理区は土層中の下層の根群分布量が多く、また根の活力は高まり、水管理処理の強度が大なるほど根の活力が増大する。葉身の葉緑素含量から水稻葉の老化指標をみても水管理処理区は明らかに大で、光合成能としての水稻葉の活性が大である。さらに登熟性を澱粉の穂部への集積の程度でみると水管理処理区がいずれも大きく、出穂後の光合成による炭水化物の転流蓄積が大であったものといえる。これらは水管理により根圏をふくむ水稻体の活力増大により登熟能が向上したことによると解される。

そしてこれらの結果として登熟歩合が向上し玄米収量が増大し、高収をしめし、産米の品質も向上することが実証された。この際の収量は気象条件の好適な場合には750kg水準に達した。

7. 省力機械化高生産稲作の実証

1971年より3カ年にわたり基盤整備大区画圃場(30a)において透水性付与・水管理を主軸とした稚苗機械移植体系の確立を試みた。トラクター・コンバインによる機械化、除草剤・農薬の使用による防除とを併用して技術体系を逐年改善を加えながら組み立てていった結果、収量650kg水準で投下労働時間30±3時間で慣行生産費の約1/3の生産費と、すこぶる効率的な生産が実証された。

8. 省力高生産稲作のための基盤条件¹⁾

以上のように土地基盤の解明とその改善および環境としての寡照に対応する稲作技術の向上により省力高生産稲作技術を確立したが、その好適基盤条件をまとめて示す。

1. 土壌基盤	(1)用	水	水量充分、灌水自由制御、用排水分離、循環灌漑可能
	(2)排	水	幹線排水明渠施工 明渠水位の強制制御機能付与 (ポンプ強制排水等) 埴質土壌地帯; 暗渠施工・耕盤 破碎
	(3)地下水位	稲作期間	生育前期 -10~-30cm 生育中期以降 -40~-60cm 落水期 -60cm< 強制制御(明渠・暗渠の制御と関連)

	(4)透水深	降下透過量 15~30mm/日 日減水深 20~40mm/日
	(5)耕盤透水性	$1 \times 10^{-3} \sim 1 \times 10^{-5} \text{cm/sec}$ (下層土も同様)
	(6)作土透水性	$5 \times 10^{-4} \sim 5 \times 10^{-5} \text{cm/sec}$ 代かき法により透水性調節
2. 土壌の理 学性	(1)土性	S L ~ C L 粘土含量10~25% 2:1型粘土鉱物 含む~富む
	(2)作土深	15~20cm
	(3)有効土層	40cm<
	(4)下層土の構造	塊状~柱状 構造亀裂型(経年発達)
3. 土壌の動態	(1)溶存酸素量	灌漑水 6.0ppm< 田面水 生育転換期以降 5.0ppm<
	(2)NH ₄ -N	生育初期 8.0~5.0mg 分けつ盛期 5.0~3.0 幼穂形成期 3.0~1.5 出穂期 2.0~1.0
	(3)Eh ₆	生育転換期以降 +50~+200mV
	(4)中干し期 分水(dF)	pF 2.0~2.4 10~15日 (走り水により調節)
	(5)水管理	中干し期以降 pF 1.3 以下 間断灌漑
	(6)地耐力	落水後 コーン指数 1 週後 3.0kg/cm ² 2 週後 4.0 3 週後 5.0 (SR-II型 2cm ² コーンにて)

註：土壌の化学性および水稲の好適条件は省略。

参考文献

- 1) 佐々木信夫・外12名(1975) 水田利用の近代化に関する研究, 岩手農試報告, 19, 1~122
- 2) 内山修男(1957) 水田の透水性に関する土壌の諸問題, 農及園, 32, 1287~1291
- 3) 後崎不二夫(1959) シロカキの研究, 105~164
- 4) 狩野徳太郎・中川昭一郎・大西英夫・丸山利輔・古木敏也・上村道子(1961) 低湿田の排水方式に関する研究(第1報), 農技研報告, F 13, 1~103
- 5) 鎌田嘉孝・佐々木信夫・佐々木昭四郎・大川晶・増戸靖久(1963) 湿田の乾田化に伴う生産技術解明に関する試験, 岩手農試報告, 5, 1~55
- 6) 佐賀県農試(1975) 水田利用の近代化に関する試験, 佐賀農試報告(総合助成成果), 59~66
- 7) 佐々木信夫・千葉満男・平野裕・高野文夫・米沢確・清原悦郎・岡島正昭(1974) 透水不良水田の生産技術解明に関する研究(第3報)一高生産稲作のための好適基盤条件と期待生育相, 日土肥講要, 20, 82

泥炭土層特性と水田ホ場整備上の問題点

福 島 忠 雄*

Physical Characters of the Peaty Soil Layers and it's Influences on the
Farm Land Consolidation

Tadao FUKUSHIMA

Faculty of Agriculture Ehime University

1. まえがき

泥炭土壌は、一般に寒冷地において、苔類あるいは稲科の植物体等が未分解のまま層を成して堆積し、水分を多く含んだ湿地を形成するもので、我が国では北海道に多く分布していることは有名であるが、広島県山形郡芸北町の八幡地区において、県営ホ場整備工事中に泥炭層の存在が発見され、この処理方法が問題になっている。

本報告では、この泥炭層の成層状況と土壌物理特性の試験結果を紹介し、特に排水改良によって泥炭土層の乾燥収縮特性が顕著に現われ、これがホ場整備後の田面に不等沈下を生じ、かんがい排水上重要な支障を来す可能性があることを指摘した。また、泥炭土層地区の現実的なホ場整備に対する考え方と泥炭の有効利用処理法について若干の考察をしたものである。

2. 泥炭層の分布と成層状況

この泥炭層が発見された広島県芸北町八幡地区は、広島県北西部の島根県境に位置し、中国山脈の中にあり、

周囲を1000m級の山々に囲まれた高原盆地を形成している。盆地平坦部の面積は約130haを有し、その標高は約830mである。この地区の排水は、盆地中央部を約1/300内外の比較的緩やかな勾配で東西に流れる一級河川柴木川に注いでいる。(図-1参照)。

本地区の気象は高原寒冷地気象に属し、次のようである¹⁾。年平均気温は9.7℃で、月平均最高気温は8月に26.6℃、月平均最低気温は2月に-5.0℃を示す。年間降雨量は2544mmで比較的多く、この内11月～3月にかけて700～900mm程度は降雪となり、最高積雪量は、3.8mにも達した記録があり、根雪日数が年間約90日間にも及んでいる。上述のような地形および気象条件下の八幡地区で、図-1に斜線で示したような所に、数ヶ所の小規模な泥炭層が発見され、これ等の平均的広がり、2～6ha程度と推定される。

泥炭層が発見された所は、昭和初期に湿地のまま稲作水田として初めて利用され始めた所で、それまでは、湖沼と称する湿原として放置されていたものである。現在でも八幡地区に湖沼という地目で約10ha程度の湿原が未

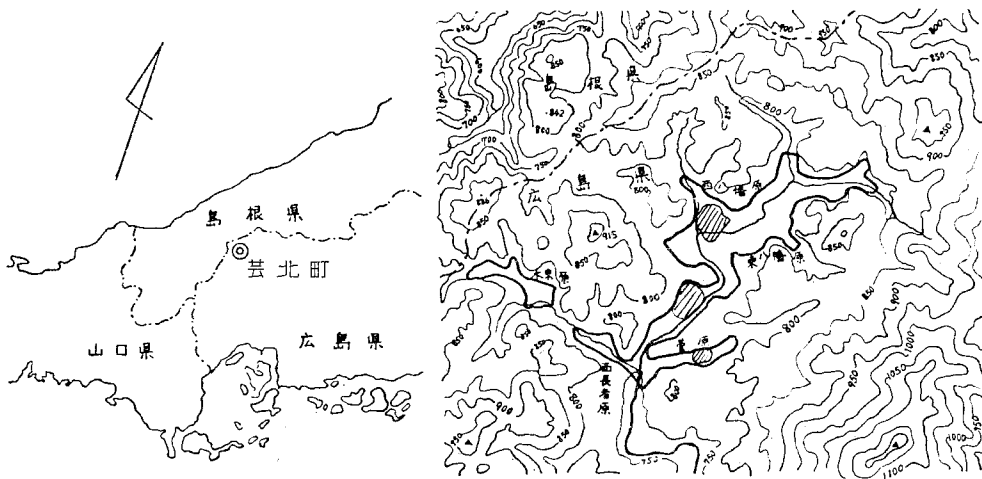
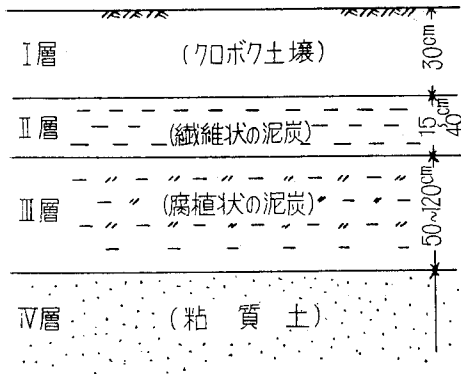


図-1 広島県山形郡芸北町八幡地区の位置図

* 愛媛大学農学部



図一 泥炭の成層状況

耕地のまま現存している。したがって、これ等の泥炭層の形成は地質的には数百～千年程度の極めて新しい時代のものであることが想像される。

本地区で発見された泥炭層の成層状況は、図一に示す如く、特徴的な四つの層に分けられる。

1) 第I層 (クロボク土壌)

表層の約30cmは、中国山地の表層にみられる火山灰土に砂が混合した土でおおわれていて、これが水田の耕土層を成している (火山灰土は火山の噴火によって自然におおわれたものであるか、人工的な客土によるものかの別は明確でない)。

2) 第II層 (繊維状の泥炭)

地表面下30cmより下方に、15～40cm程度の厚さでほぼ水平に泥炭の成層がみられる。この泥炭層は湿地性植物の毛根と思われる細い繊維状のものが大部分を占め、中に、ヨシ等、稲科植物の茎や葉が混在しており、腐植分解はほとんどみられない。

3) 第III層 (腐植状の泥炭)

この層は、かなり腐植分解の進んだ泥炭と粘土の混合した土層を形成し、更にこの中に多くの倒木、木根等がみられるのが特色である。この層の厚さは、相当に厚く50cmから120cm程度にも達する。

表一 各成層土の物理性

	比重	有機物 含量 (灼熱 減量)	自然含 水比 w_0	透 水 係 数 κ (cm/s)	コ ン ス テ ン シ ー		
					液性 限界	塑性 限界	縮性 指数
第 I 層 (クロボク ク)	2.26	18.8%	113%	$\kappa = 1.4 \times 10^{-5}$	137%	75%	62%
第 II 層 (繊維状 の泥炭)	1.20	86.6%	892%	$\kappa_v = 4.5 \times 10^{-4}$ ($\kappa_H = 1.3 \times 10^{-3}$)	—	—	—
第 III 層 (腐植状 の泥炭)	1.83	47.6%	335%	$\kappa = 8.7 \times 10^{-5}$	317%	176%	141%
第 IV 層 (粘質土)	24.5	11.8%	88%	$\kappa = 2.8 \times 10^{-6}$	66%	36%	30%

4) 第IV層 (粘質土層)

上記の三層の下に有機物含有量の少ない粘質土層が存在する。この土層の厚さは場所によって異なり、厚い所では5～6m程度と推定される。

3. 各成層土の物理性

前述の四成層土の土壤物理性に関する数種の試験を実施し、その結果を述べる。

1) 成層土の一般的物理性

各成層土の真比重、有機物含量、自然含水比、透水性およびコンステンシーの試験結果を表一に示した。これ等の諸量は、各々の層で著しい差違を示し、特徴を表わしている。

上記諸量の試験方法は、おおむね J I S 規格に定められた方法を適用した²⁾が、有機物含量は、便宜的に灼熱減量を以って表示した。また、透水性試験については、 $\phi 10\text{cm} \times 13\text{cm}$ モールドに試料を詰めた後、約 0.27kg/cm^2 の荷重を1時間負荷した後の状態で、変水位法により透水係数を測定した。特に、第II層の泥炭は繊維状であり、方向性があるので、土層の沿直方向と水平方向について実施し、それぞれの透水係数を κ_v および κ_H として表示した。

表一の試験結果で、第II層、第III層はそれぞれ未分解の泥炭および半分解の泥炭層であるため、その有機含量が第II層では86%、第III層では47%を有し、有機物含量が多い程、多量の水分を含有する (第II層と第III層の自然含水比は、それぞれ892%および335%にも達している)。このことは泥炭の注目すべき特性である。

2) 粒度分布

第II層とIII層は泥炭層であるため粒度分析試験が適用できない。その代りに二種類の泥炭の成状を写真1に示した。第II層の泥炭は、ミズゴケと思われる細い繊維状の物が主体を成し、その中にヨシ等の葉や茎が混在しているのがみられる。第III層はかなり腐植分解の進んだ泥炭に粘土が混入し、その中に木根、倒木等が混在している。

第I層と第IV層は、普通の土壌として取扱いができるので、粒度分析試験を行なった。その結果を図一3の粒径加積曲線に示した。第I層の土壌の粒度は、 $\phi 0.02\text{mm} \sim \phi 0.2\text{mm}$ のシルト分が約60%を占めて、曲線はなだらかな分布を示している。第IV層では $\phi 0.02\text{mm}$ 以下の粘土分が30%で、他の60%のほとんどはシルト分で占られている。

3) 乾燥収縮特性

性質の異なる四種の土層がサンドウィッチ状

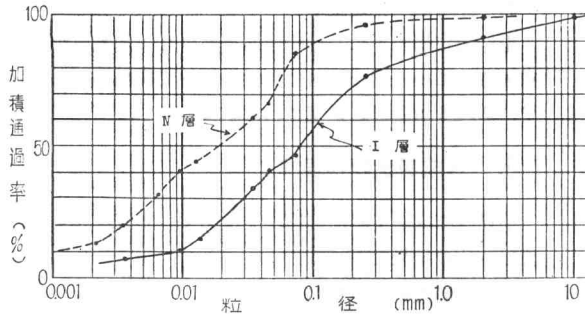


図-3 I層土およびIV層土の粒度分布

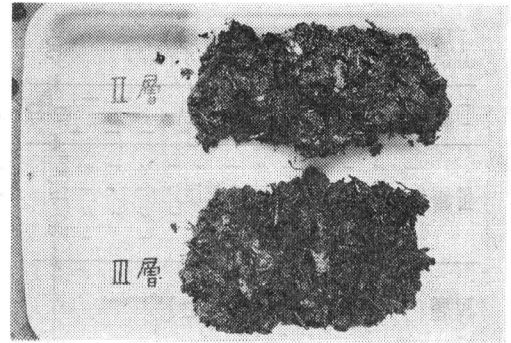


写真-1 泥炭土の写真

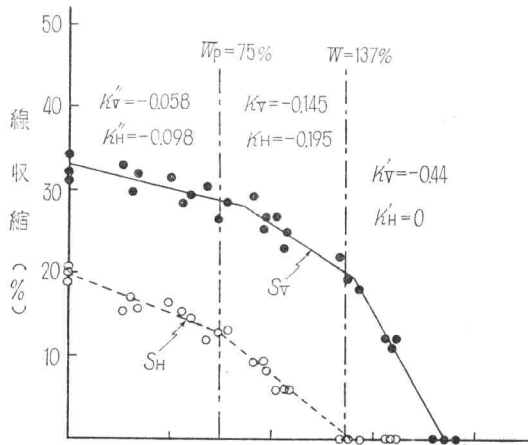


図-4 I層土の線収縮特性

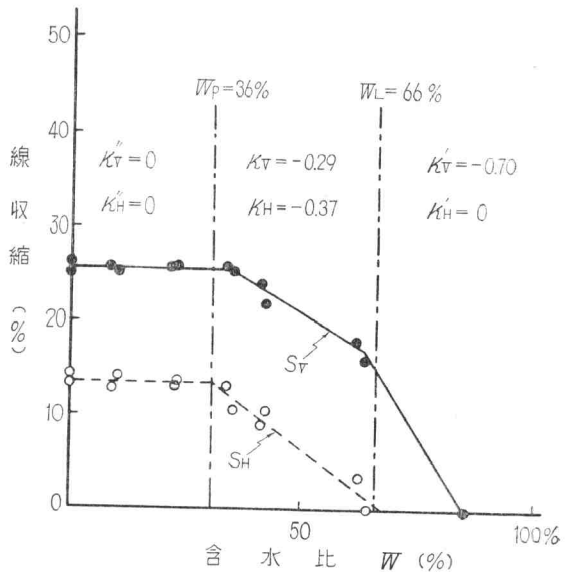


図-6 IV層土の線収縮特性

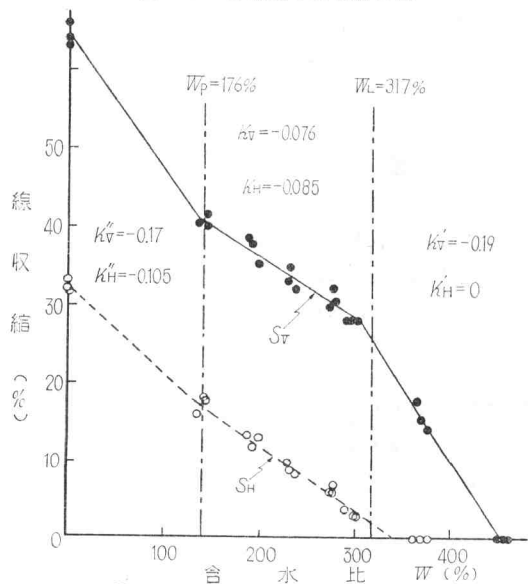


図-5 III層土の線収縮特性

に成層し、過湿状態に保たれている。このような土層に対して、将来、市場整備事業等で排水改良が施され、土壤水分の減少が急速に進むと、土壤の収縮により著しい沈下現象が推測される。この推察のための基礎資料とし

て各成層土の乾燥収縮特性に関する試験を試みた。

試料には第I層、第III層、第IV層の土を用いて行ない、各土層の土壤に過湿状態（液性限界以上）になるまで水分を加えて、良く攪拌して試料を調整し、φ4.4cm、高さ1.7cmの収縮試験容器に詰めて、鉛直方向および水平方向の収縮量を測定した。

上記試験の結果、土壤含水比 W と鉛直方向の線収縮 S_V および水平方向の線収縮 S_H との関係を三種の土層についてそれぞれ図-4, 5, 6に示した。

含水比の変化に対する鉛直および水平線収縮の変化率すなわち線収縮比をそれぞれ、 $dS_V/dW = \kappa_V$ 、 $dS_H/dW = \kappa_H$ として表わすと、図中の S_V 曲線および S_H 曲線は、土壤含水比が液性限界 (W_L) および塑性限界 (W_P) によって区分される三つの範囲では、ほぼ直線関係にありその勾配 κ_V および κ_S の値によって、土壤の収縮特性を表現することができる。

表一 線収縮特性の比較

土 別		塑性限界 W_P		液性限界 W_L		平均線 収縮 S_T
I 層土	含水比 W	75%		137%		17%
	線収縮比 κ	$\kappa_V'' = -0.058$ $\kappa_H'' = -0.098$	$\kappa_V = -0.145$ $\kappa_H = -0.195$	$\kappa_V' = -0.44$ $\kappa_H' = 0$		
III 層土	含水比 W	176%		317%		34%
	線収縮比 κ	$\kappa_V'' = -0.170$ $\kappa_H'' = -0.105$	$\kappa_V = -0.076$ $\kappa_H = -0.085$	$\kappa_V' = -0.19$ $\kappa_H' = 0$		
IV 層土	含水比 W	36%		66%		11%
	線収縮比 κ	$\kappa_V'' = 0$ $\kappa_H'' = 0$	$\kappa_V = -0.29$ $\kappa_H = -0.37$	$\kappa_V' = -0.70$ $\kappa_H' = 0$		

表一は、土壌含水比の三つの範囲における κ_V および κ_H の値を三種の土について表示した。

また、含水比 W が液性限界 W_L 付近で土は流動体から塑性体に移行するので、鉛直収縮と共に水平収縮が生じ始める。したがって、 $W \geq W_L$ の範囲の鉛直および水平収縮量 S_V と S_H の平均値 S_T を求め、これを平均線収縮として表中に示した。

三種の土壌の収縮試験結果を比較検討すると次のような特性と顕著な差違が認められる。

a 水分過湿状態から液性限界 W_L 付近までの水分減少の範囲で生ずる土の収縮は、土が流動性を呈するために鉛直方向のみにヒズミが現れ、水平方向のヒズミは生じない。このことは、三種の土に共通している。

b 有機物を多量に含有する泥炭層 (III 層土の有機質含有量は47%) は多量の水分を含有し、平均線収縮 S_T の値は34%もあり、有機物含量の少ないIV層土の3倍以上にもなる。このことから有機物含量が86%のII層土 (高位泥炭層) の平均線収縮は50%以上に達すると推測される。

c 有機物含量の少ない通常の土壌の乾燥収縮では、含水比 W が塑性限界 W_P 付近まで減少すると、これ以上含水比が減少しても、体積収縮が生じない限界、すなわち収縮限界が存在する (II層土の場合) が、有機物を多量に含む泥炭土 (III層土) においては収縮限界が存在せず、含水比が $W > W_P$ の範囲において線収縮比 κ_V および κ_H の値が大きくなる傾向を示している。このことは普通土と異なる泥炭土の収縮特性である。

d 図一に示した土壌成層をなす地域において、排水改良が成された場合、土層の排水および乾燥によって土壌水分を減じ、

土の鉛直収縮による地疏沈下現象が生ずる。この沈下量は、含水比の減少量 ($W_1 - W_2$) をパラメーターとし、土層の厚さを d とすると、各土層での沈下量 S_V は、表一に示した鉛直線収縮比 κ_V の値を適用して、 $S_V = \kappa_V \cdot (W_1 - W_2) \cdot d$ によって推算できる。また、 κ_H の値を用いて、土層の乾燥キレツ量を同様に推定することが可能であるが、腐植分解度の低い繊維性泥炭では、水平方向の引張り抵抗が生じて乾燥キレツは生じ難い。

自然土層における排水および乾燥による水分減少の範囲は $W > W_L$ と $W_L > W > W_P$ にあり、適用する線収縮比はそれぞれの範囲に応じて κ_V および κ_V' の値を用いる必要がある。

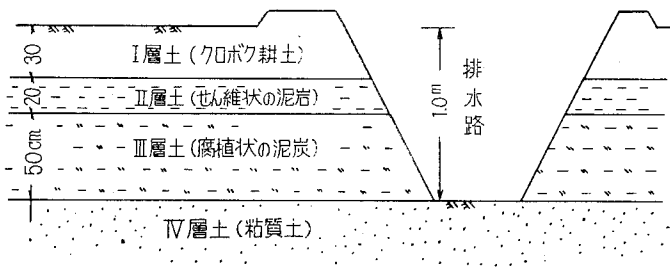
4. ホ場整備工事に伴う土層変化の考察

図一に示した如く、泥炭層がサウンドウィッチ状に成層した形状不規則な湿田にホ場整備工事が施される。ホ場整備事業では、区画整理および排水改良を重点的に行ない、更に用水路、作業道等も整備される。ホ場整備に伴う地区内排水路とサウンドウィッチ状の泥炭層との状況はおおむね図一に示すようになる。

未分解の繊維状泥炭層は横浸透性が比較的良好 ($\kappa_H = 1.3 \times 10^{-3} \text{cm/s}$) なため、図のようにこれと排水路とを直接連絡させれば、ホ場排水の面では有利となる。

従来常に過湿状態に保たれていた土層で、排水改良により、急速に排水乾燥化が進行することになる。このような条件下では、前項で検討した泥炭土の顕著な収縮特性によって、排水乾燥化の進行に伴い地盤低下の現象が現われることが推測される。

因みに、図一において、地表面から第三層下端までの土壌含水比 W が現状から液性限界と塑性限界との中間付近まで排水乾燥によって減少するものと仮定する (すなわち第一層では、 $W_0 = 113\% \rightarrow W_1 = 105\%$ 、第二層では $W_0 = 892\% \rightarrow W_1 = 446\%$ 、第三層では $W_0 = 335 \rightarrow$



図一 泥炭層と排水路との関係

$W_1=246\%$)。このときの地盤低下量は $S_n=12\text{cm}$ 程度となることが推算される。但し、第Ⅱ層の繊維状の泥炭については有機物を約50%含有する第Ⅲ層土の収縮試験結果を参考として、平均線収縮は $S_T=50\%$ とし、 $W=892\%$ → 446% と減少する間の線収縮を $S_V=25\%$ と仮定した。

上記のような排水乾燥に伴う地盤低下現象は、ホ場整備後3ヶ年程度の間を終了すると考えられるが、区画整理されたホ場では、排水路に近い部分から土層の排水乾燥化が進行し、いわゆる不等沈下現象が起ることが予測される。また、収縮量の大きい泥炭層の厚さは場所によって異なり、これによっても不等沈下が当然起る。このような不等沈下によっても、水田ホ場の場合、田面が傾斜し、あるいは凸凹が生じ、用水路が逆勾配になる等、かんがい排水に重要な支障が起ることが予測される。

泥炭互層では、排水乾燥の結果、土層の収縮による地盤低下の他に、泥炭の有機物の分解による体積減少が生ずる。これは、長年過湿中で有機物の腐植分解が抑制された状態から、急に乾燥し大気に触れる状態となるため、分解は急速に進行すると考えられるが、前者の収縮による地盤低下に比較すれば、その速度は緩やかであるとされる。第Ⅱ層および第Ⅲ層の泥炭土の有機物含有量(灼熱減量)はそれぞれ、86%および47%(重量%)であり、土層中での分解による体積減少は、すべて鉛直ヒズミとなって表われる。便宜のため重量の減少をそのまま体積の減少と見成すと、図一7に示した排水路底上1mの田面は、有機物の分解による地盤低下のみで約40cm程度にもなると予想される。但し、耕作土壌中の有機物が完全に分解されるには約80年を要すると云われているので、有機物分解による地盤低下は相当の長期間で徐々に進行すると考えられる。

上記のような不等地盤低下は水田としてホ場整備を行なう場合に重要な問題となるが、これを畑地として整備する場合にはほとんど問題にならない。繊維状泥炭層の横浸透性が良いこと、排水路付近から地盤低下が進行して地表面が傾斜すること等は畑地ホ場の排水の面から考えると、むしろ好ましい状況と云える。したがって、泥炭層による地盤低下に対するホ場整備上の対策としては、排水路を完備して畑地転換を行なうことが最も安全な方策と云える。

泥炭土層は前記分析結果に示した如く、第Ⅱ層では86%、第Ⅲ層では47%の有機物を含有している。これ等の泥炭を採取して有機質肥料の原料にすれば、有益な資源として活用できる。中国地方一帯は花崗岩土壌であり、有機質含有量が少ないため、泥炭を原料とした有機質肥料を作れば、ハウス園芸用の優秀な肥料として歓迎されるであろう。

泥炭土を肥料の原料として掘削採取するためにも、ホ場整備時に畑地転換をしておくことが好都合である。畑地の状態であれば、必要量の泥炭をいつでも採取でき、掘削採取の後には客土として均平にすれば、不等沈下等の心配のない水田への再転換が可能となる。

5. まとめ

本報告では、広島県山形郡芸北町八幡地区において、ホ場整備工事中に、泥炭層が発見され、この泥炭層には繊維状の新しい泥炭と可成り腐植分解の進んだ泥炭土とがあり、これらはその上下を普通土層で挟まれ、サンドウィッチ状の層を成している状況を述べ、性質の異なる四層の土壌物理性試験を実施してこの結果を比較検討した。特に、泥炭互層地区で水田ホ場整備を行なえば、排水乾燥が進行し、泥炭土の顕著な収縮特性のみによって最初の2~3年間に12cm程度の不等地盤低下が生じ、また長期的には、有機物が分解し、体積減少によって40cm程度の地盤不等沈下を生ずることを予測し、水田ホ場整備上の問題点を指摘した。この対策として、ホ場整備時に畑地転換を行なえば、これ等の問題点は畑地ホ場排水の面ではむしろ利点となる。また、取扱のやっかいな泥炭土層も畑地転換の後、掘削採取して有機質肥料の原料として活用すれば、一石二鳥の利を得る可能性があることを提言したものである。

本稿を草するに際して広島県耕地課深井三郎氏には現地調査等に御協力を戴いたことを記し感謝の意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) 広島県山形郡芸北町編, 八幡村史 1976, p.6~8
- 2) 内藤利貞, 土質試験法, 土質工学会, 1971, p.470~480

植物—水関係の環境的側面

—SPACの水の流れに対する数値モデル的アプローチ—

高 見 晋 一*

Environmental Aspects of Plant-Water Relationships

—A Modelling Approach to the Water Flow Through the Soil-Plant-Atmosphere Continuum—

Shinichi TAKAMI

Faculty of Agriculture, Kyoto University

1. 緒 言

植物は水界から陸上への進出に伴って、豊富な光エネルギーと速やかな炭酸ガス拡散という陸上環境の利点に適応して多様なかつ高度の進化をとげてきた。しかし水界からの部分的あるいは完全な離脱は同時に植物が不断に水分ストレスにさらされる宿命を負わされたことを意味する。そのため、環境の水分状態は温度状態とならんでマクロな植生分布を規定する最も重要な要因となっている。農業上においても世界各地の作物生産を限定する最大の要因はその地域の土壌ならびに大気の“水分状態”であることが知られている。植物の生活、作物生産に対する“水分環境”のこのような重要性のためにこれまで“植物—水関係”については多くの分野で様々な立場から膨大な研究が積み重ねられてきた。

このような研究の一つの成果はこの20年ほどの間に植物の生長、収量を直接支配するのは“土壌の水分状態”ではなくて“植物体の水分状態”であるという認識へ到達したことである¹⁾。そしてこの認識にもとづいて、生産過程を形成する光合成、転流ならびに生長などの重要な生理的機能に対する“植物体水分状態”の影響が研究されはじめた²⁾。環境からの水分ストレスが生産を大きく阻害することは古くから知られながら、これまでの研究の多くは再現性の乏しい事例報告にとどまり生理的機構への立ち入りは極めて不十分であった。それ故、この方面の研究は今後、“植物—水関係”における最も重要な分野の一つとしてその発展が期待される。

これまでの研究のもう一つの重要な成果は上述の“植物体の水分状態”が単に“土壌の水分状態”，大気環境条件，あるいは植物の種やageのみによってきまるのではなく，土壌—植物—大気という一つの糸 (soil-plant-atmosphere-continuum, SPAC) における一連の水の動きのなかで決定されるということが明らかにされてきたこ

とである³⁾⁴⁾。

それ故，“植物—水関係”の主要な柱として，種と環境とに応じて“植物体水分状態”がどのように決定されるかを明らかにしようとする環境的側面と，そのようにして決定された“植物体水分状態”に応じて主要な生理的過程がどのように影響されるのかを明らかにしようとする生理的側面とを考えることができよう。もち論，このような分け方は極めて図式的であり，主要な生理的機能（例えば同化，転流，生長）は植物体の水分状態によって一方的に規定されるのではなく，同時に水分状態を左右するという相互依存関係にあることが留意されなければならない。

湿潤な温帯モンスーン域に属し水田稲作を農業の中心とする我国に於てはこれまで上に述べた二つの面での“植物—水関係”は余り重視されず，耕地の水収支ならびに土壌の水分状態の把握に立脚する水利的側面に研究の重点がおかれてきた。従ってそこでは土壌水分定数の定義にみられるように，植物的要因の果す役割が過少評価されてきたきらいがあるように思われる。一方，そのようななかで細々と続けられてきた水分生理学的研究の大部分においては環境要因の評価が極めて不十分であったといえよう。そこでは物理的メカニズムをふまえず，単に統計的に蒸散，あるいは“植物体水分状態”と環境要因との相関をもとめようとするいき方が広くみられるからである。

これらの欠陥はいづれも細分化された系（対象）に研究がとどまっているためにもたらされたように思われる。それ故，細分化された系をSPACという野外の実際により即した系に再構成することによってこれらの欠陥をある程度，克服することが期待できよう。そこで，本稿ではSPACにおける水の流れを統一的に取り扱う半経験的モデルを紹介し，それに基づいて植物の水交換機能がどのように決定され，さらにはその機能が耕地の水循環に於てどのような役割を果すのかを考察してみよう。

* 京都大学農学部

2. 個葉からの蒸散とそれに基づく吸水

主として根の根毛帯から吸収された土壤中の水は木部維管束の導管あるいは仮導管を通して茎から葉へと運ばれる。葉では葉脈となって枝分れした維管束からそれをとり囲む維管束鞘に移り、ついで葉肉組織や表皮に移行する。葉肉細胞に達した水はその細胞壁面で気化し、細胞間隙を通してそれに続く気孔から葉外へ輸送される。一方、表皮細胞に達した水はその細胞壁外面とそれを覆うクチクラを通して葉外へ気化する。葉外へ達した水蒸気は葉面に形成される境界層を通して周辺大気中へ運び去られる。

このような流れは葉面での蒸発に伴うポテンシャルエネルギーの低下が葉から根へ順次伝わることによって引き起こされるのであり、呼吸エネルギーの消費を伴った積極的な吸水、輸送過程は殆んど関与していない⁵⁾。

2.1. 葉面からの蒸散

葉面からの蒸発即ち蒸散に限らず、一般に蒸発が生じるためには三つの条件：(i)蒸発の潜熱 (λ, J_0^{-1}) が供給されること、(ii)周辺大気の水蒸気圧が蒸発面より低く、この水蒸気圧傾度に沿って拡散あるいは対流によって水蒸気が輸送されること、そして(iii)蒸発面へ水が供給されることが必要である。

これらの条件のうち (i) と (ii) とはある大気環境 (放射, 気温, 湿度, 風速) のもとで蒸発面に水の供給が制限されなければその面から単位面積, 単位時間当たりどれだけの蒸発 ($E_0, \text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$) が可能であるか (可能蒸発, potential evaporation) を決定する。また、この条件が“主として”大気の状態によってきまるところから大気の水蒸気要求 (atmospheric demand) とよばれる。要するに大気の“渇き”の程度を表す尺度と考えることができる。

(1) 葉のポテンシャル蒸散 以上のことを念頭においてまず葉のポテンシャル蒸散を考えてみよう。蒸発のエネルギー (蒸発条件 i) をもとめるには葉面でのエネルギー収支が出发点となる。

葉面に与えられる放射エネルギーは主として短波長域の太陽放射 (S, Wm^{-2}) と長波長域の向下き (L_d, Wm^{-2}) 並びに向上き (L_u, Wm^{-2}) の赤外放射である。但し太陽放射の一部は反射・透過するので葉の吸収率を β とすれば実際に吸収される放射フラックスは $\beta S \text{Wm}^{-2}$ となる。従って、外部から与えられる全放射エネルギー (R_t, Wm^{-2}) は $R_t = \beta S + L_d + L_u$ でこれが葉から対流によって失われる熱 (H, Wm^{-2})、蒸発によって失われる熱 ($\lambda E, \text{Wm}^{-2}$)、赤外放射によって失われる熱 (L_L, Wm^{-2}) に使われるので

$$R_t = L_L + \lambda E + H \quad (1)$$

という収支が成立する。 H や λE はもち論、葉に与えられる場合もあるが、その時は負の符号をとるので上式はそのまま成立する。与えられたエネルギーはこの他、葉の温度変化と光合成にも用いられるがそれらは通常無視できる程小さい。ここで $(R_t - L_L)$ を R とすれば R は葉に与えられる正味の放射エネルギー (純放射) で、(1) 式は次のようになる

$$R = \lambda E + H \quad (1-a)$$

蒸発条件(ii)は次のように表わされる

$$E = 2(e_0 - e_a) / r_a \quad (2)$$

ここに $r_a \text{sm}^{-1}$ は葉面積 (葉の片面の面積) 当りに対する葉面境界層抵抗で、ここでは簡単のために葉の両面でも等しいと仮定した。葉面境界層は主流の速さ, 性質 (層流か乱流か), 葉の形状と主流に対する角度, 葉が固定されているか否かなどによってその厚さ, 性質が変る。ここでは葉が固定され葉面に平行に風が吹くという最も簡単な場合を考えると、葉面境界層は層流とみなすことができ、その厚さ (d, m) は、 $d \sim U_a^{-1/2} L^{1/2}$ となる⁶⁾。ここで $U_a \text{ms}^{-1}$ は主流速, $L \text{m}$ は葉の長さである。層流境界層の r_a は d だけでなく分子拡散係数にも依存するので、輸送される物理量によって異なる。しかし、ここでは簡単のためにこれらの違いも無視すると一例として $r_a = 252 / \sqrt{U_a / L}$ のように与えることができる。なお、 e_0, e_a はそれぞれ葉面と大気の水蒸気濃度 (gm^{-3}) である。 H に対しても同様の関係が成り立つ：

$$H = 2C_v(T_L - T_a) / r_a \quad (3)$$

ここで C_v は空気の容積熱容量 ($\text{Jm}^{-3}\text{C}^{-1}$)、 T_L, T_a はそれぞれ葉と大気の水蒸気濃度) は温度 T の関数として決定できる：

$$H = 2C_v(T_L - T_a) / r_a \quad (3)$$

一般に飽和水蒸気圧 (あるいは水蒸気濃度) は温度 T の関数として決定できる：

$$\text{飽和水蒸気濃度} = f(T) \quad (4)$$

従って、葉面を飽和しているとみなせば (ポテンシャル蒸散の条件), e_0 は

$$e_0 = f(T_L) \quad (4-a)$$

となる。実際の関数形は複雑なのでここでは f で記した。実用上はより簡単な式⁹⁾、あるいは表⁹⁾を用いればよい。

もし R とその他の環境条件 (T_a, e_a, U_a) 並びに葉の寸法 (L) を与えれば式 (1-a)~(4-a) は 4 つの未知変数 E, H, e_0, T_L について解くことができる。有名な組合せ法¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾¹³⁾ は(4)式を一次式で近似し、さらに T_a ならびに T_L での df/dT が等しい ($[df/dT]_{r_a} = [df/dT]_{r_L} \equiv \Delta$) と仮定した場合の解析解に他ならない。大気の飽差を $d_a (= f(T_a) - e_a)$ 、 $\alpha \equiv \Delta \cdot \lambda / C_v$ とすれば λE に対する解は

$$\lambda E = (\alpha \cdot R + \lambda(d_a/r_a)) / (\alpha + 1) \quad (5)$$

となる。この式で与えられる E がポテンシャル蒸散の厳密な定義であるが、 R が葉の吸収率 β に、 r_a が葉の寸法 L に依存するため環境条件のみならず葉の特性にも左右されることに注意しなければならない。

以上では蒸発面として葉面を考えたが、その他の面に対しては基本的には全く同様で、(5)式はやはり成立する。いいかえれば蒸散は蒸発一般と基本的には何らかわらないのである。但し、例えば水面や地面からの蒸発を考える場合には短い時間では蒸発面の貯留熱 ($B \cdot Wm^{-2}$) が無視できないので(5)式において R の代りに $(R-B)$ を用いることが必要である。また、蒸発面は片面だけであるから、式(2)、(3)の右辺を2倍する必要はない。

この式は数少ない環境条件 (R', e_a, T_a, U_a) を蒸発面上近くの一高度で測定するだけで非常に高い精度で実測蒸発を予測しうる¹³⁾だけでなく、簡単な計算から多くの有益な情報を与えてくれる。例えば $d_a = 0$ のとき、 $\lambda E = \alpha \cdot R / (\alpha + 1)$ となり $\alpha / (\alpha + 1) \div 0.75$ であるから、純放射の約75%に相当する蒸発が生じることがわかる。即ち、大気が完全に飽和 (相対湿度 100%) していてもそれに接する面からは蒸発が起り得るのである。

しかし、Penman の組合せ法には一つの問題がある。それは純放射 R が完全な外部変数 (環境あるいは境界条件) ではなく、葉温 T_L に依存する L_L を含んでいることである。従って (5)式の右辺にもなお E が含まれていることになる。また、一般に我々のもとする予測式は系の存在によって影響されない環境条件とその環境によって左右されない系の特性を定義する定数 (システムパラメーター) のみからなることが望ましい。なぜなら、例えば (5)式で E を予測するとすれば右辺の R を蒸発面ごとに測定しなおさねばならず、任意の環境下での蒸発を予測することはできないからである。

この観点からポテンシャル蒸散をみなおすと境界条件としては R の代りに R_t を、従って (1-a) 式の代りに (1)式を用いるべきことがわかる。式(2)、(3)、(4-a) はそのまま、未知数として L_L がつけ加わるがそれは T_L に $L_L = 2 \cdot \sigma (T_L + 273.18)^4$ で関係づけられる。ここに σ は葉の射出率、 σ はステファン・ボルツマン定数である。従ってこの式をつけ加えて5つの方程式から未知数 E 、 H 、 T_L 、 e_0 、 L_L を決定することができる。但し、この場合はもはや解析的に解くことはできず数値的にとかねばならない。このようにして得られる E が一般化されたポテンシャル蒸散の定義であるが、それが(5)式からの結果とどれ程違うかについては全く資料が得られていない。生理実験の場面では今後、十分な検討が必要な問題のように思われる。

(2) 葉からの実際の蒸散 葉からの実際の蒸散では葉面を飽和しているとみなすことはできない。即ち (4-a) 式は成立せず $e_0 < f(T_L)$ である。そこで葉内蒸発面の水蒸気濃度を $e_L \text{ gm}^{-3}$ とすれば葉面までの水蒸気フラックス密度 ($E, \text{ gm}^{-2}\text{s}^{-1}$) は

$$E = 2(e_L - e_0) / r_L \quad (6)$$

で与えられる。ここで表皮抵抗または葉抵抗 ($r_L, \text{ sm}^{-1}$) は気孔抵抗 ($r_s, \text{ sm}^{-1}$) とクチクラ抵抗 ($r_{cu}, \text{ sm}^{-1}$) の合成抵抗、即ち $r_L = 1 / (1/r_s + 1/r_{cu})$ である。式(6)と(2)とか e_0 を消去して

$$E = 2(e_L - e_a) / (r_L + r_a) \quad (2-a)$$

が得られる。表皮抵抗 r_L も葉の両面で必ずしも等しくはないが、ここでは簡単のため等しいと仮定している。

(2)式の代りに (2-a) 式を (4-a) 式の代りに

$$e_L = f(T_L) \quad (4-b)$$

を用いれば(5)式の代りに直ちに

$$\lambda E = \frac{\alpha R + \lambda \cdot d_a / r_a}{\alpha + 1 + r_L / r_a} \quad (5-a)$$

が得られる。これが一般化された組合せ法¹²⁾で $r_L = 0$ のとき(5)式に帰着し、その時の E がポテンシャル蒸散 E_0 である。従って

$$\frac{E}{E_0} = \frac{\alpha + 1}{\alpha + 1 + r_L / r_a}$$

となり、実際の蒸散はポテンシャル蒸散より常に小さく、その低下の程度は主として r_L と r_a の相対的大きさによって決ることがわかる。

2. 葉内への水の輸送

以上では蒸発面が飽和しているとみなして話を進めてきた。これは蒸発条件(iii)が満足されていると仮定することを意味する。そのためには根で吸収された水が絶えず葉内へ到達しなければならない。この水の流れは土壌中の水の流れと同じく、水ポテンシャルの傾度に従う。植物体の透水抵抗を $r_p \text{ bar sm}^2\text{g}^{-1}$ とすれば

$$E = (\psi_R - \psi_L) / r_p \quad (7)$$

で与えられる。ここに、 ψ_R 、 ψ_L はそれぞれ根の表面と葉肉の水ポテンシャル (bar) である。この水の流れが生じるためには $\psi_L < \psi_R$ とならなければならないがこれは蒸散に伴って葉肉組織が水を失うことによりもたらされる。

一方、根圏土層から根の表面への水の輸送は

$$E = (\psi_s - \psi_R) / r_{so} \quad (8)$$

に従う。ここに ψ_s は根圏土層の“平均的”な水ポテンシャルで、 r_{so} はこの土層の透水抵抗 ($\text{bar sm}^2\text{g}^{-1}$) である。

r_{so} は $10^{-5} \text{ bar sm}^2\text{g}^{-1}$ のオーダー¹⁴⁾であるのに対して、 r_p は $10^{-1} \sim 10^2 \text{ bar sm}^2\text{g}^{-1}$ の大きさである¹⁵⁾。従って、定常状態では r_{so} は無視できて式(7)と(8)から次の関係が得られる：

$$E = (\psi_s - \psi_L) / r_p \quad (9)$$

式(5-a)と(9)から、ある環境条件 (R', d_a, r_a, ψ_s) のもとで r_L ならびに r_p で特徴づけられる系が与えられると(5-a) よりまず E がきまり、その値に等しい E を与えるような ψ_L が(9)から決ることがわかる。この2つの式で記述される系の例としては植物水分生理の古典的計器であるアトモメーターをあげることができよう。例えばふきつける風を強くして E を大きくすれば、 ψ_L はそれに応じていくらでも低下していく。

しかし、実際の葉ではそのようなことはおこらない。 E の増加によって ψ_L が低下すると気孔開度が減少し r_L が增大するためである。即ち、式(5-a)と(a)とに加えて ψ_L と r_L との関係を同時に満足するように r_L, ψ_L として E がきまるのである。

3. 気孔の開閉による水輸送の調節

気孔開閉の操作は非常に複雑でまだ完全には解明されていない。しかし、気孔開閉が直接には孔辺細胞の膨圧の変化やこの細胞をとり囲む表皮細胞の水分状態に依存することは明らかである。その操作には立ち入らず、この関係を実験的にもとめると、次のように近似できる¹⁶⁾：

$$r_s = r_{\min} \cdot \exp(-a\psi_L) \quad (10)$$

ここで r_{\min} は $\psi_L = 0$ 、即ち気孔が最大に開いた時の抵抗で a は ψ_L に伴う r_s の変化のしやすさ、いいかえれば気孔開閉の鋭敏さを表わしている。これら2つの量は葉の水分生理特性と形態とに応じて決るパラメーターで r_s と ψ_L の平行測定から求めることができる¹⁶⁾。 r_L は r_s とクチクラ抵抗 r_{cu} との並列合成抵抗であるから、(10)式を介して ψ_L と関係づけられたことになる。

いま、 R を一つのレベルからより高いレベルへ急に変化させたとしよう。すると E は一たん上昇し(5-a)、 ψ_L はそれにみあうだけ低下する(9式)。しかし、 ψ_L の低下により r_L は増大する(10式)ので E はそれに応じて前より若干低い値に修正される。これが水輸送に対する気孔の負のフィードバック調節作用に他ならない。葉はこの過程をくり返しながら通常20~30分後には新しい R に応じた新しい状態(ψ_L, r_L, T_L, e_L)に落ち着きこれに対応した E が周辺環境と交換される。式(5-a)、(9)そして(10)の連立解はこの最終的な定常状態の値を与えるものである。

以上、葉一枚の非常に単純化した植物体についてその水輸送機能を考察し、それが式(5-a)、(9)ならびに(10)によって記述できる¹⁶⁾ことを明らかにした。いいかえれば植物の水交換機能は土壌—植物—大気を一つの系として取り扱うことによりはじめて理解できることを示した。以下、式(5-a)、(9)ならびに(10)を葉機能モデル (leaf action model, LAM) とよぶ。モデルとしては作物生産上、もう一つの重要な機能である炭酸同化作用を同時に

取り扱ってはじめて完全なものとなる¹⁶⁾¹⁷⁾が、ここでの主題からは少しはずれるので省略した。

3. 群落による水の交換

作物生産上、より重要なのは生態レベル、即ち群落の機能である。それに対しては2つの異ったアプローチがとられてきた。

3.1. Whole canopy concept とその拡張

すでに述べたようにポテンシャル蒸発を与える組合せ法の式は葉面に限らず植表面に対しても成り立つ。むしろ、歴史的には Penman は最初この考え方を水面や植表面に対して提出した¹⁰⁾。Penman はさらにポテンシャル蒸発以下の場合を扱うために、半経験的にポテンシャル蒸発の式を拡張した¹¹⁾。さらに Monteith は群落全体 (whole canopy) を一枚の葉と類推的に考えることにより、群落蒸発の取り扱いに一定の理論的根拠を与えた¹²⁾。

植被全体を一枚の大きな葉とみなすと、直ちに植被全体に対しても(5-a)式の成立することがわかる。但し、この場合 E は単位土地面積当りのフラックスとなり、葉面境界層抵抗の代りに植被面境界層抵抗を用いなければならない。それと同時に r_L も $r_c = r_L / LAI$ (片面気孔植物)、又は $r_c = r_L / (2LAI)$ (両面気孔植物) で定義される植被抵抗 (canopy resistance, r_c , sm^{-1}) で置きかえられる。ここで葉面に相当する群落の能動面は対数分布を外挿して風速がゼロとなる面と仮定されている。

以上が whole canopy concept の骨子¹²⁾であるが、土壌水分がある程度豊富な特定の群落に対しては r_c の推定が比較的容易なので実用上の有用性は大きい。しかし、蒸発要求にみあう程充分な水が土壌から供給されず気孔がある程度閉じてくるとは r_c の値を簡単に与えることはできなくなる。

この問題を解決する一つの方法は式(5-a)のみならず(9)並びに(10)が群落に対してもなり立つと考えることである。もち論、植物体の透水抵抗も植被に対して定義しなすねばならない。こうするとこれら3つの式から個葉の場合と全く同様に、環境条件とシステムパラメーターに応じた植被抵抗、植被水ポテンシャル並びに群落蒸散率が決定できる。これが whole canopy concept を拡張した群落機能モデルであり、ここへ到った道筋はポテンシャル蒸散式から出発して LAM へ到った個葉の場合と全く同様である。

3.2. 層別モデル

(1) **地上部植被の層別化** 植物群落の水交換に対する第2のアプローチは植被を垂直方向に密度もその配置の

仕方とも変化する葉の層の集りとみなすことである。植被をこのように葉層の集りとして捉えることは whole canopy concept のもつ簡明さを失うことになるが、その物理的難点¹⁸⁾を除き我々が実際に経験する群落の実態をより忠実に反映するものといえよう。群落のこのような捉え方は門司・佐伯¹⁹⁾の群落光合成理論において初めて導入され多大の成果を収めてきた。

葉層の集りとみなした群落をそこでは垂直方向にも均質とみなせるようないくつかの薄い水平な層に切ると、この各層は既に述べた個葉と全く同様に取り扱うことができる。いいかえればこれら各層の機能はその環境が与えられれば LAM (式5-a, 9, 10) から決定できる。群落全体の環境 (SPAC の境界条件) から群落内の環境を決定するモデルを群落環境モデル (crop-environment model, CEM) とよべば群落の機能は

環境条件→CEM→LAM→群落機能
のように決定される。即ち、群落機能モデル (crop action model, CAM) はCEMとLAMを結合したものに他ならない。

その典型的な例は門司・佐伯にはじまり、Duncan²⁰⁾によって完成された光環境—群落同化モデルにみることが出来る。そこでは植被面での光フラックス密度 (環境条件) と群落の幾何学的構造ならびに葉の光学的特性 (システムパラメーター) から群落内光環境 (CEM に相当) が決定される。この群落内光環境を入力として光—同化関係 (LAM に相当) から群落の機能である層別の炭酸ガス吸収率 (同化速度) が計算される。

LAM に必要な群落内環境条件は風速、純放射、気温、湿度である。このうち風速は葉面積の垂直分布をパラメーターとして指数モデルから比較的簡単にもとめることができる。しかし、他の3つは簡単ではない。いずれもLAMの出力である葉温に依存するからである。即ちCEM→LAM という一方的な情報の流れではなく LAM から CEM へのフィードバックループが存在する。これは LAM と CEM を連立させて解くことを意味し、ぼう大な計算を要する。しかし気温、湿度の垂直方向の変化は比較的小さい。またその変化の程度では蒸散への影響は少ない。従って、第一近似としてはこの2つの垂直変化は無視できる。一方、純放射の垂直変化は大きい。しかし群落内二層間の正味の長波放射交換は非常に小さいので、純放射の垂直分布は殆んど短波放射の垂直分布によってきまる。これは Duncan のモデルから計算できる。

それ故、CEM の内容としては風速ならびに放射の垂直分布のみとなり、これを LAM と組み合わせることによりここに層別化にもとづいた群落機能モデル²¹⁾が得られたことになる。

(2) 根圏層の層別化 以上でなお残された問題は根圏層のとり扱いである。LAM で導入された“平均的”な土壌水分ポテンシャル ψ_s は他の環境条件と違ってどこで測定しどのように平均すれば求められるのかが明らかでなかった。根系ならびに土壌水分ポテンシャルの垂直分布を考慮すると次のようにとり扱うことができる²²⁾。

いま根圏土層を厚さ $L(J)$ cm の水平な N_s 個の層に分ければ各層の根系密度 $D(J)$ cm⁻¹ は $\sum_1^{N_s} \{D(J) \times L(J)\} = 1$ で定義される。1 は N_p 個の層の J 番目の層を意味する。各層の土壌水分ポテンシャルを $\psi_s(J)$ cm とすれば“有効”土壌水分ポテンシャル ψ_s cm は次のように定義される：

$$\psi_s = \sum_1^{N_s} \{\psi_s(J) \times D(J) \times L(J)\} \quad (11)$$

故に、地上部各層の蒸散率 $E(I)$ cm hr⁻¹ は(9)式の ψ_s を $\bar{\psi}_s$ でおゆかえた次式から得られる：

$$E(I) = \{\bar{\psi}_s - \psi_L(I)\} / r_p \quad (9-a)$$

地上部も $I=1$ から N_c にまで層別化されている。これに対応して根圏各層での吸水率 (cm hr⁻¹) は次式で与えられる：

$$E_r(J) = \frac{\{\psi_s(J) - \bar{\psi}_L\} \times D(J) \times L(J)}{r_p} \quad (12)$$

ここで $\bar{\psi}_L$ は

$$\bar{\psi}_L = \sum_1^{N_c} \{\psi_L(I) \times E(I)\} / \sum_1^{N_c} E(I) \quad (13)$$

で定義される“有効”葉ポテンシャルである。

初期条件として土壌水分含量の分布とそれに対応したポテンシャルの分布並びに $D(J)$ が与えられると(11)式より $\bar{\psi}_s$ が計算される。これを他の環境条件並びにシステムパラメーターとともに、式(9)の代りに (9-a) を用いたCAMに入力として与えると、各層の $\psi_L(I)$ と $E(I)$ が得られるので(13)式から $\bar{\psi}_L$ がもとまる。これを(12)式に与えると $E_r(J)$ が計算される。これから土壌水分含量の時間的変化が計算できるので次の時刻に対する土壌水分含量、従って $\psi_s(J)$ が得られる。この $\psi_s(J)$ とこの時刻の気象条件を入力として与え前述の計算をくり返す。

このモデルを用いて Van Bavel & Ahmed²²⁾ は一例として、十分に発達した (LAI=3.5) ソルガム群落の水消費のようすが20日間の無降水期間中、どのように変化するかを数値的に調べた。その結果、ソルガムは表層の大部分の水を急速に消費し、その後は根圏下層の水とそれ以下の層から上向きに流れる水とを利用した。この上向きの流れは20日間では計4.5cmに達し、これはこの期間の蒸発散量14.4cmの約30%に相当した。蒸散率ははじ

めの3日間程ほぼ一定でその後単調に減少したが、土壌面蒸発は終始一定であった。

最近、土壌水の運動を蒸発散との関連においてとらえ、それによっていわゆる“土壌水分定数”を再定義しようとする試みがなされるようになってきた²³⁾。Van Barel & Ahmed のモデル²²⁾はそのような試みに対して一つの有力な方法を与えるものといえよう。例えば圃場含水量を「土面蒸発を抑えた条件下での植生の蒸散率と根圏土層から下方への排水率が等しくなった時の根圏土層の水分状態²⁴⁾」と動的に定義し得たとしても実際にこれをもとめるのは容易ではない。実測のみに頼れば無数といってもよいほどの測定を行なわなければならないからである。しかし、上述のモデルを用いれば対象とする土壌の物性ならびに植生の特性に応じて、任意の環境下の圃場含水量を推定することができる。

またこのモデルは従来、それを定めるにあたって土壌の物性値に重点がおかれてきた“土壌水分定数”において植物側の要因の果す役割をより適切に評価する途を開いた。例えば根の吸水が停止する永久しおれ点は作物・土壌の如何にかかわらず約 -15bar であるとされてきた²⁵⁾が Van Bavel & Ahmed の結果ではソルガムの吸水は根圏の ψ_s が -21bar でもなお続いていた²²⁾。しかも、この値は土壌の水分保持・輸送特性よりも植物の機能、特に気孔の水分生理特性に大きく支配されていることが明らかにされた²²⁾。永久しおれ点が土壌の物性値よりも植物の特性値をより反映するものであるというこの結果は極めて重要である。それはすでに20年も前に Slatyer²⁶⁾ が実験的に認めたところであった。しかし、その後の多数の研究は前述のような永久しおれ点の定義²⁵⁾を導くにいたった。私はいま、このように相反する結果が得られた原因を明らかにすることができないが、SPAC の認識の有無に最大の原因があるのではないかと考えている。

4 結 語

植物による水交換(吸水, 輸送, 排出)機能を取り扱うために、SPAC 内に生じる様々な物理的, 生理的過程を総合化する一つの方法(数値モデル化)を解説した。そしてこの方法に基づいて植物の水分状態ならびに水交換率はまず大気蒸発要求によって大わくが決定され、それが植物の水分生理特性値を介して土壌の水分状態の修正を受けることを明らかにした。また、土壌水分定数を例にとって耕地の水循環における植物要因の役割が従来考えられてきた以上に重要であり得ることを指摘した。

しかし、ここでとり上げたモデルの含むシステムパラ

メーター(特性値)は通常一日以内の短い時間においてしか系を特徴づけることはできない。それは植物群落が日々生長し変化していくからである。即ち、群落の特性値は遺伝的に定められた aging のプログラムに従うだけでなく、環境に左右される群落の機能に応じて変化していくからである。例えば乾燥条件下で生育すると根系の分布は浅くなって来る。また、地上部の発達が相対的によく制され、葉はいわゆる乾性葉の特徴を帯びてくる。いいかえれば、特性値はもはや定数ではなく、系の状態に応じて変化する状態変数とみなさねばならない。自然の実態にそり近いのは、また作物生産上より重要なのはむしろこのような場面であり、その解決は今後に残された大きな課題である。そして、この問題の進展には本稿では殆んどふれなかった“植物-水関係”の生理学的側面に対する我々の理解の深化が重要な鍵となるように思われる。こうして、“植物-水関係”の環境的側面と生理的側面の相互深化と統一化が進む時、それは他の環境要因の評価をも組み込んで physical & physiological crop ecology ともいべき新しい分野を形成していくであろう。

文 献

- 1) Beggs, J. and Turner, N. C. 1976. *Advances in agronomy*, 28 : 161-127.
- 2) Boyer, J. S. and McPherson, H. G. 1975. *Advances in agronomy*, 27 : 1-23.
- 3) Gardner, W. R. 1960. *Soil Sci.*, 89 : 63-67.
- 4) Philip, J. R. 1966. *Ann. Rev. Plant Physiol.* 17 : 245-268.
- 5) Slatyer, R. O. 1967. *Plant-Water Relationships*. Academic Press, New York.
- 6) 欠吹万寿, 宮川秀夫, 石橋惇. 1970. *農業気象*, 26 : 65-70.
- 7) Thom, A. S. 1968. *Quart. J. Met. Soc.*, 94 : 44-55.
- 8) Mvrray, F. W. 1967. *J. Appl. Meteorol.* 6 : 203-204.
- 9) List, R. J. 1966. *Smithsonian Meteorological Tables*, 6th rev. ed. Publication 4014, Smithsonian Institution, Washington, D. C.
- 10) Penman, H. L. 1948. *Proc. Roy. Soc. London*, A 193 : 120-146.
- 11) Penman, H. L. 1956. *Trans. Am. Geophys. Union*, 37 : 43-50.
- 12) Monteith, J. L. 1965. *State and movement of water in living organisms*, Symp. 19, Soc. Exp Biol, Cambridge Univ. Press.

- 13) Van Bavel, C. H. M. 1966. Water Rater, Res., 2 : 455-467.
- 14) Newman, E. I. 1969. J. Appl. Ecology, 16 : 1-12.
- 15) Boyer, J. S. 1971. Crop Science, 11 : 403-407.
- 16) Van Bavel, C. H. M., DeMichele, D. W., and Ahmed, J. 1973. Texas Agricultura Experiment Station, Misc. Publ, 1078.
- 17) 高見晋一. 1977. 農業気象, 32 : 209-216.
- 18) Tanner, C. B., und Fuehs, M. 1968. J. Geophys. Res., 73 : 1299-1303.
- 19) Monsi, S., und Saeki, T. 1953. Jap. J. Bot., 14 : 22-52.
- 20) Duncan, W. G, Loomis, R. S., Williams, W.A., and Hanau, R. 1967. Hilgardia, 38 : 181-205.
- 21) Van Bavel, C. H. M. 1974. Oecol. Plant., 9 : 89-109.
- 22) Van Bavel, C. H. M., and Ahmed, J. 1976. Ecol. Modelling, 2 : 189-212.
- 23) 岩田進午. 1966. 農技研報 B16 : 149-176.
- 24) 伊藤実. 1969. 土壌物理 (山崎不二夫監修), p. 93, 養賢堂, 東京.
- 25) 八幡敏雄. 1975. 土壌の物理, p. 68. 東京大出版会, 東京.
- 26) Slatyer, R. O. 1957. Bot. Rev., 23 : 586-636.

a	bar ⁻¹	気孔開閉の鋭敏度
r_{cu}	sm ⁻¹	クチクラ抵抗
r_p	bar sm ⁻² g ⁻¹ ,hr*	植物体の透水抵抗
r_{so}	bar sm ⁻² g ⁻¹	根圏土層の透水抵抗
LAI	m ² m ⁻²	葉面積指数
$L(J)$	cm*	N_s 個に分けた時の J 番目の根圏層の厚さ
$D(J)$	cm ⁻¹ *	J 層の根系密度
S	Wm ⁻²	短波放射フラックス密度(日射量)
L_d	//	下向き長波放射(大気放射)
L_u	//	上向き長波放射
R_t	Wm ⁻²	全放射 (= $\beta S + L_d + L_u$)
L_L	Wm ⁻²	葉からの長波放射
H	Wm ⁻²	葉による対流熱交換量
B	Wm ⁻²	蒸発体の貯留熱
E_0	gm ⁻² s ⁻¹	可能(ポテンシャル)蒸発(散)率
E	gm ⁻² s ⁻¹	蒸発(散)率
$E(t)$	cmhr ⁻¹ *	地上部の I 番目の層の蒸散率
$E(J_r)$	cmhr ⁻¹ *	J 層の吸水率
U_a	ms ⁻¹	境界層外の風速(主流速)
d	m	葉面境界層の厚さ
r_a	ms ⁻¹	葉面境界層抵抗
T_a	°C	気温
T_L	°C	葉温
e_L	gm ⁻²	大気の水蒸気濃度(絶対湿度)
d_a	//	大気の飽差 (= $f(T_a) - e_a$)
e_0	//	葉面の水蒸気濃度
e_L	m	葉内蒸発面の水蒸気濃度
$\psi_s, \bar{\psi}_s^*$	bar, cm*	根圏土層の平均的な(有効な)水ポテンシャル
$\psi_s(J)$	cm*	J 層の水ポテンシャル
$\psi_L, \bar{\psi}_L^*$	bar, cm*	葉の“有効な”水ポテンシャル
$\psi_L(I)$	cm*	地上部層の水ポテンシャル
ψ_{pc}	bar	根の表面の水ポテンシャル
r_L	sm ⁻¹	表皮抵抗
r_s	//	気孔抵抗
r_c	//	植被抵抗

付表 記号の定義と単位

記号	単位	定義
λ	Jg ⁻¹	蒸発の潜熱 (=2442)
C_v	Jm ⁻³ C ⁻¹	空気の容積熱容量 (=1005)
σ	Wm ⁻² K ⁻⁴	ステファン・ボルツマン定数
$f(T)$	gm ⁻³	温度 T での飽和水蒸気濃度
Δ	gm ⁻³ C ⁻³	T_a, T_L での df/dT
α	—	補助変数 (= $\Delta\lambda/C_v$)
β	—	葉の短波放射の吸収率
e	—	葉の長波(赤外)放射の射出率
L	m	葉の長さ
r_{min}	sm ⁻¹	$\psi_L = 0$ での r_L

注: 単位は kg の代わりに g を用いた他は SI システムによった。但し, 3.2.(2)では実用場面との対応上から実用的単位(*)を用いた。

サイクロメーターについて

金 木 亮 一*

Ryoichi KANEKI

Faculty of Agriculture, Shiga Prefectural Junior College

I はしがき

サイクロメーター（乾湿計）は、蒸気圧法を応用した土壌水分計で、土壌水と平衡している空気の相対蒸気圧を測定することにより、土壌水の化学ポテンシャルを測定することができるものである。

土壌水の化学ポテンシャルを測定する方法には、外力場と平衡させて求める方法（土柱法、遠心法、加圧膜法など）と、平衡している時の各部分の水分ポテンシャルが等しいことを利用する方法（吸引法、蒸気圧法、氷点降下法など）がある。このうち、蒸気圧法と氷点降下法は、溶質の浸透ポテンシャルを含むすべての化学ポテンシャルを測定していることから、土壌水の正しい化学ポテンシャル値を与える点で他の方法より優れている。

さらに、蒸気圧法は非破壊測定が可能であり、化学ポテンシャルの測定法の中では技術的にも精度的にも最高のものと言える測定法である。しかし、最大の欠点は温度変化の影響を大きく受けることである。1958年、Richards ら¹⁾によって開発されたサイクロメーターは0.001°Cの温度調節が必要であった（Wet-Loop型）。その後、Rawlins ら²⁾や Hsieh に³⁾よって改良が加えられ（Pelter型）、温度変化の影響が軽減されるようになって以来、欧米においてはこのサイクロメーターを用いた水分ポテンシャルの測定が盛んに行なわれている。

筆者は、根群域の内部での土壌水分ポテンシャルの分布を測定する目的でペルティエ型のサイクロメーターを使用したことがあるので⁴⁾、以下にこの型のサイクロメーターに関して問題点をも含めて述べてみたい。

II 測定原理と測定装置

異種の金属の接点を通して電流が流れるとき、接触面で熱の発生または吸収がおこる。これをペルティエ効果という。ペルティエ型のサイクロメーターは、この効果を利用して熱電対に電流を流し、接点上に露を生じさせるのが特徴である。

一方、異種の金属を2ヶ所で接合して閉回路をつく

り、二つの接合点の温度が異なるように保つと、回路に電流が流れる。これをゼーベック効果という。したがって、露の生じる湿接点の他に乾接点を設けておけば、露の蒸発によって湿接点の温度が低下し、乾接点との間に温度差が生じることになり、ゼーベック効果によってペルティエ効果と逆方向の電流が発生する。その際、タイミングパルスで各々の効果が交互に作用するように調節してやれば、湿点を露点に保ったまま起電力を測定することができる。これより、土壌水と平衡した空気の相対蒸気圧が得られる。

可逆等温過程では、単位体積中の相対蒸気圧と水分ポテンシャルとの関係は次式で与えられる。

$$\psi = \frac{RT}{V} \ln \frac{P}{P_0} \quad (1)$$

ψ : 水分ポテンシャル (bar) R : 気体定数

T : 絶対温度 V : 水のモル体積

P/P_0 : 相対蒸気圧

起電力は、一般に、乾湿点間の温度差に比例する。したがって、湿点周辺の相対蒸気圧および水分ポテンシャルとは反比例することになる。ここで用いている熱電対はクロム-コンスタンタン線で、理論的には20°Cにおいて1 bar 当り 0.75 μV の出力が得られることになっている。

装置には、 μV 計とサイクロメーター4本から成る市販品（米国 WESCOR 社製）を用いた（図1）。サイクロメーターは土壌に挿入するタイプの他に採土する型のものもあるが、ここでは前者に限って説明することにする。

熱電対部分は、土壌に挿入しやすく、かつ急激な温度変化による影響を緩和するようセラミックでおおわれている。乾接点は μV 計の中に設けられている。 μV 計の測定レンジは4段切替で、フルスケール3, 10, 30, 100 μV になっている。ノイズは 0.15 μV でこれはほぼdF2.3の時の出力に相当する。

測定に先立ち、各々のサイクロメーターに固有の冷却係数（ π_v ）を求めておく必要がある。まず、

①スイッチを [INPUT SHORT] にする。

②コンスタンタン線を⊕側に、クロム線を⊖側に結線

* 滋賀県立短期大学農業部

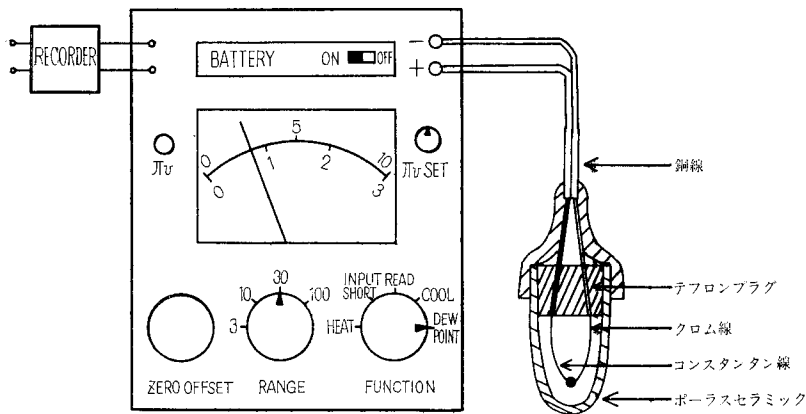


図-1 μV計とサイクロメーター

し、μV計の電源を入れる。

- ④サイクロメーターを大気中に放置して平衡させた後、スイッチを「READ」に切替え、レンジを30μVにして指針を0に合わせる。
- ⑤スイッチを「COOL」にして熱電対の接点を濡らしてやると指針がゆっくり振れてくるので、20μV程度になった時、スイッチを「DEW POINT」に入れたとともに、「π_vSET」つまみを回して指針が左右に振れないよう調節する。
- ⑥「π_v」ボタンを押し、フルスケール100μVのスケールで指針の読みを読む。これが冷却係数(π_v)である。

この係数は、湿点を正しく露点に保つためのタイミングパルスの間隔を決定するためのものである。なお、この値はサイクロメーターに結露する限界値でもあり、これ以上温度差が大きくなると結露しなくなる。したがって、この値は水分ポテンシャルの測定限界でもある。例えばπ_vが50μVの場合

$$50(\mu V) / -0.75(\mu V/\text{bar}) = -67(\text{bar})$$

より、-67 bar (pF 4.8) が測定下限界となる。ちなみに、ここで用いたサイクロメーターは52~54μVであった。

次に測定方法であるが、サイクロメーターを土壌中に埋設して平衡させた後

- ①スイッチを「INPUT SHORT」にしてサイクロメーターを結線し、電源を入れる。
- ②「π_v」ボタンを押しつつ「π_vSET」つまみで指針を冷却係数に合わせる。
- ③サイクロメーターの接点上にあらかじめ露があると安定した出力を得にくいので、測定に先立って、2~3秒間スイッチを「HEAT」に入れて接点上の露

を蒸発させる。

- ④適当なレンジを選び、スイッチを「READ」にして指針を0点に合致させる(0調整は気長にやる必要があり5分位の時間が必要である)。
- ⑤スイッチを「COOL」にして接点上に露を発生させる。(2~3秒間)
- ⑥スイッチを「DEW POINT」に切替え、指

針が安定したところでその値を読み、0.75μV/barで割ってやれば、水分ポテンシャルの値が得られる。指針が安定する時間は水分ポテンシャルの大小によって異なるが、約5分程で安定するようである。なお、筆者は1分以上同一の値を示せば安定というふうに判定している。

- ⑦測定後、スイッチを「INPUT SHORT」に戻す。というのが一連の手順であり、1回の測定に要する時間は10~15分程度である。

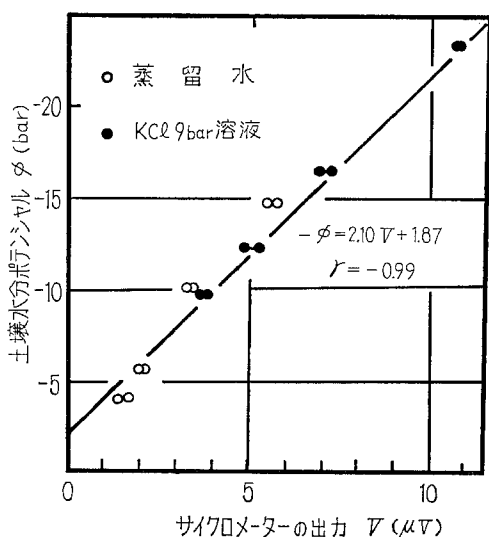
III 水分ポテンシャルの測定例

100 ccのサンプラー中に3 cmの厚さに土壌(ローム)を詰め、その中央部(深さ1.5 cm)にサイクロメーターを横向きに埋設し、蒸留水中に24時間以上浸して飽和させた。水分ポテンシャルは、脱水過程が連続的に測定できるよう遠心機でpF 3.0, 3.5, 4.0, 4.2に相当する回転数で1時間脱水することによって与えた。遠心脱水後、サンプラーを密閉・静置して平衡させつつ出力を測定した。測定は温度の影響を受けないよう恒温室内(23±1°C)で行なった。平衡するまでに50~100時間を要した。一定の出力が得られたところでサンプラーを開け、土壌の中心部に穴をあけてベックマン温度計を挿入し、氷点降下度を測定して土壌水分ポテンシャル値のチェックを行なった。

次にサンプラーをKCl溶液(浸透圧9 bar)中に浸して飽和させ同様の実験を行なった。

各水分ポテンシャル(氷点降下法による実測値)に対するサイクロメーターの出力は図2のようであった。

これによれば、水分ポテンシャルとサイクロメーターの出力の間に直線関係があることが分る。即ち、土壌中に蒸留水を含む場合でもKCl溶液を含む場合でも、水分ポテンシャルと出力はほぼ一致した対応を示してい



図—2 土壌水分ポテンシャルとサイクロメーター (No. 1) の出力

る。このことから、サイクロメーターが溶質の浸透ポテンシャルを含めたトータルポテンシャルに相当する出力を与えていることが分る。

一方、その対応の仕方は理論値とはかなり異なり、1 bar 当りの増加量は $0.75\mu V$ よりも少ない $0.5\mu V$ ほどになっている。この傾向は他のサイクロメーターに関しても同様であり、かつ、その対応の仕方に各々若干の相違がみられた。したがって、本来であれば、キャリブレーションは原理的に不要であるが、実際にはキャリブレーションをする必要があるであろう。その原因としては

熱電対をおおっているセラミックに問題があるように思われる。

余談になるが、遠心脱水による土壌の圧縮のためセラミックが破損するというアクシデントが起きた。したがって、キャリブレーションに当っては遠心機の使用は避けた方が無難であろう。

以上のように、キャリブレーションが不要であるという一つのメリットは無かったものの、土壌水分ポテンシャル、とりわけ溶質を含んだトータルポテンシャルを非破壊連続的にかつ短時間に測定できることから、大いに利用可能な器具であるように思われる。

参考文献

- 1) L. A. Richards, G. Ogata : Thermocouple for Vapor Pressure Measurement in Biological and Soil Systems at High Humidity, Science 128, 1089 ~1090 (1958)
- 2) S. L. Rawlins, F. N. Dalton : Psychrometric Measurement of Soil Water Potential without Precise Temperature Control, S. S. S. A. P. 31, 297 ~301 (1967)
- 3) J. J. C. Hsieh, F. P. Hungate : Temperature Compensated Peltier Psychrometer for Measuring Plant and Soil water Potentials, Soil Sci. 110, 253~257(1970)
- 4) 金木亮一 : サイクロメーターによる水分ポテンシャルの測定, 滋賀県立短期大学学術雑誌第17号, 42~46 (1976)

書 評

渡辺 裕・寺沢四郎著

環境測定法 —農地土壌—

—共立出版—, 1700円

本書は生態学研究法講座(全33巻)のなかの一つである。生態学という学問は、時代のブームとはいえ、研究・調査のためだけで33巻もの大講座になるとはいささか驚かされる。かねてから土壌学は生態学の性格をもつといわれていたが、さてどういうふうに位置づけられるかも興味をひくところである。

この講座のなかで環境測定法という項はIからIVまであって、大気・水界・農地土壌・森林土壌の4巻にわかれている。そのなかのIIIが本書であるから、その性格はおのずから明らかであろう。環境といえ、人間の生活環境の問題を思い起す近頃であるが、本書はそういう類のものというわけではない。したがって、土壌浸蝕には触れているが災害や地氾りの調査法ではなく、またCd・Hg・PCB・ABSなどの測定法は含まれていない。本書で取上げているものは、序文によれば、食糧の必要量を確保するために必要な農耕地土壌の診断法としての土壌分析法である。主な内容は次のようなものからなっている。

第2章 土壌調査法および試料採取法

第3章 土壌の物理的性質

農地生態系と土壌物理、土壌三相、土壌構造、土壌水分、土壌空気、土壌温度、土壌の力学性、土壌侵食。

第4章 土壌の化学的性質

農耕地土壌の環境と化学的性質、水分・強熱減量、イオン交換容量、イオン固定、酸化還元電位、全炭素と腐植含量、窒素、リン酸、……、ホウ素。

土壌化学というと、土壌物理にたずさわる私達はとかく敬遠しがちであるが、上に示された項目をみれば、化学の分野のものも土壌物理研究には欠かせないものが多いことはいうまでもない。本書の記述の体裁は、測定法だけでなく、各項目ごとにくわしい解説がついていて、土壌学の解説書にもなっている。

本書で土壌物理と土壌化学の測定法が一冊にまとめられていることは、生態学の一書としての意味をもつだけでなく、土壌物理にたずさわるものにとって好都合な書である。本書の筆者は御兩人とも農林省農業技術研究所にあって第一線に活躍されており、物理の方の寺沢氏(土壌物理研究室長)は土壌物理研究会の役員をやられていて私達に親しい方である。化学の渡辺氏(土壌化学第二研究室長)は粘土鉱物の研究ではわが国の代表的研究者の一人であり、イオン交換等について造詣が深いので、土壌の物理と化学との提携のためには人を得たものといえる。(須藤清次)

会 務 報 告

(昭和52年4月3日～昭和52年9月30日)

第3回事務局会議 52.4.11 於・大府大農

[出席者] 手島, 四方田, 葛上, 矢部, 穂波

[議題]

1 事務打合せ

- 1) 新入会員の申込みについて
- 2) パンチカードシステムの導入について
- 3) 連絡員制度の発足について
- 4) その他

2 第19回シンポジウムについて

- 1) 講演者およびコメンテータの人選について
- 2) 会場準備について
- 3) W.R.Gardner および B. P. Warkentin 招へいについて

3 20周年記念事業について

- 1) 20周年記念事業準備委員会の構成および人選について

4 会誌No.35号の構成について

第1回編集委員会 52.4.26 於・大府大農

[出席者] 手島, 四方田, 佐藤, 古川, 三野, 荻野, 上田, 穂波

[議題]

会誌No.35号の編集について

第5回事務局会議 52.9.7 於・大府大農

[出席者] 手島, 葛上, 矢部

[議題]

1 事務打合せ

- 1) 新入会員の申込みについて
- 2) 総会準備について
- 3) その他

2 第19回シンポジウムについて

- 1) シンポジウム開催通知の発送について
- 2) シンポジウム開催に関する最終打合せ

3 第3回評議員会開催について

第2回編集委員会 52.9.7 於・京大農

[出席者] 四方田, 佐藤, 古川, 三野, 荻野, 松井, 上田, 穂波

[議題]

- 1 会誌No.36号の編集について
- 2 会誌No.37号の編集方針について

[新入会員追加]

小松 武治 〒739-01 広島県東広島市八本松町原
広島県立野菜試験場

[姓変更] (52.4.2～52.9.30)

松川 進 (旧姓鈴木進) 宇都大農・農業開発科

[住所変更] (新のみ)

安部 征雄 〒300-31 茨城県新治郡桜村
筑波大学農林工学系
小中 雄俊 // 同上
安養寺久男 // 茨城県筑波郡谷田部町観音台 2
一1-2

農業土木試験場

木俣 勲 // 同上

千葉 豪 // 同上

五十嵐孝典 〒300-21 茨城県筑波郡谷田部町北妻
農林省熱帯農業センター

今井 富蔵 〒191 東京都日野市南平 9-21-7

香山 達男 〒621 京都府亀岡市余部町和久成 9

京都府農林部農産普及課

近藤 博幸 〒789-02 高知県長岡郡大豊町中村大王

高知県山間農業試験場

鹿内 武治 〒036-03 青森県黒右市境松 1丁目 1

青森県農業試験場

清水 隆一 〒103 東京都中央区日本橋室町 2-1-1

三井中 3号館515

(財)肥料科学研究所

林 勝実 〒870 大分市大手町 3丁目 1-1

大分県農政部営農指導課

藤島 哲男 〒897-03 鹿児島県川辺郡知覧町永里3964

鹿児島県茶業試験場

宮崎 毅 〒765 香川県善通寺市生野町2572

四国農試

安田 環 〒100 東京都千代田区霞ヶ関 1-2

農林省農林水産技術会議事務局

四方田 穆 〒700 岡山市津島中 1-1-1

岡山大学・農業工学科

渡辺 和夫 〒991 山形県寒河江市大字島字島南423

山形県立園芸試験場

原稿執筆規定

- 1) 文体 平かな漢字混じ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。
- 2) 術語以外はなるべく当用漢字を用い、かなは現代かなづかいとする。
- 3) 句読点、括弧、ハイフンには一画を与える。数字・ローマ字は一画に一字を充てる。
- 4) 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。
- 5) 外国人名は欧字とする。最初の文字のみ大文字とする。
- 6) 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。
- 7) 字体の指定は、ゴシック、イタリック—のように鉛筆で下線を書く。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, 1-イチ, I-アイなど)
- 8) 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。
- 9) 略字、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)
- 10) 数量の単位は原則としてCGS制を用いる。
- 11) 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。
- 12) 表・図・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。
- 13) 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。
- 14) 図は上質白紙または淡青色方眼紙に黒インキで明確に書く。トレース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と定める。
- 15) 図は刷り上がりの大きさを指定し、1.5~2倍長ぐらい大きく書く。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。
- 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) 地図には定尺をつけ、何万分の1などの縮尺を指定しない。
- 18) 文献は本文のあとにまとめて通し番号順に書く。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。判文名は記載しない。

— 編集後記 —

No. 36号をお届けします。ご投稿いただいた方、また執筆依頼を快く引き受けていただいた方々には厚くお礼申し上げます。

新メンバーに移って2回目の会誌発行、当初、少しづつ特色を出すことを目標にしておりましたが、多くの時間が原稿収集に費やされる現状では、編集業務も思うにまかせません。

次号はシンポジウム特集となります。今回のシンポジウム(第19回)はW. R. Gardner, B. P. Warkentin 2人の外人による特別講演が加わり、多彩な催しが予定されております。したがって、次号はその成果を基礎に、より充実したものになりたいと考えておりますが、さらに一般の投稿論文、資料なども掲載し、内容豊富なものになりたいと考えております。各方面で活躍されている会員諸氏の活潑なご投稿をお待ちしております。(穂波)

— 土壌物理研究会 —

事務局構成	会長 手島 三二
	副会長 岩田 達平
	庶務幹事 葛上 久, 矢部勝彦 会計幹事 村島和男 編集幹事 穂波信雄, 上田和夫
編集委員	四方田隆(委員長), 荻野芳彦, 佐藤晃一, 古川久雄, 松井重光, 三野 徹

土壌の物理性 第36号 (会員配布) 1977年10月31日発行

発行 土壌物理研究会 (〒591) 大阪府堺市百舌鳥梅町4丁804 大阪府立大学農学部農業工学科内
電話 0722-52-1161 (内線2446) 振替口座 東京5-17794, 銀行口座 三和銀行中もず支店
口座番号(普通預金) 62786

Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan

No. 36

October 1977

Contents

Foreword.....	K. KYUMA.....	1
Originals		
The Factors of Errors Accompanying Oven Drying and Sampling of Soils.....	Y. SAKURAI.....	3
A Consideration Regarding the Strength Constants of Soil.....	K. NAGAI, H. KUZUKAMI.....	9
Notes		
Land Amelioration through Water Management for a Rice Farming System with High Land and Labor Productivity.....	S. SASAKI.....	15
Physical Characteristics of the Peaty Soil Layers and its Influences on the Farm Land.....	T. FUKUSHIMA.....	22
Enviromental Aspects of Plant — Water Relationship —A Modelling Approach to the Water Flow through the Soil-Plant-Atmosphere Continuum—	S. TAKAMI.....	27
Explanation		
On a Peltier Psychrometer	R. KANEKI.....	34
Recent Books.....	S. SUDO.....	37
Announcement		38

Research Association of Soil Physics, Japan
College of Agriculture, University of Osaka Prefecture
4-804, Mozuume-machi, Sakai, Osaka, Japan
President Sanji Tejima

(1977・10・17改正)

土壌物理研究会会則

- 第1条 本会は土壌物理研究会 (Research Association of Soil Physics, Japan) と称する。
- 第2条 本会は土壌の物理性を中心とする試験研究の発展と農業技術への貢献を図ることを目的とする
- 第3条 本会はその目的を達成するため次の事業を行なう。
- 1 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
 - 2 土壌の物理性 (Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan 会誌という) 並びにその他の印刷物の発行
 - 3 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
 - 4 その他本会の目的を達成するため必要な事業
- 第4条 本会の会員は正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種とする。会員となるには評議員会の承認を受けなければならない。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- | | | |
|-----------|------|---------|
| 正会員 | 年額 | 2,000円 |
| 学生会員 | 〃 | 1,500円 |
| (大学院生を含む) | | |
| 賛助会員 | 1口年額 | 10,000円 |
| 購読会員 | 会誌年額 | 2,500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 本会に次の役員をおく。任期は2年とする。ただし、3期連続の重任は認めない。選出方法は別に定める。
- (1) 会長1名、副会長1名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (2) 評議員
イ 15名 正会員から互選する。
ロ 3名以内 会長が委嘱する。
 - (3) 会計監査 2名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (4) 幹事 若干名
会長委嘱
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
- 第8条 本会に次の委員会をおく。
- (1) 選挙管理委員会
正会員の中から評議員会によって選出され、本会の評議員選挙を管理する。
 - (2) 編集委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、会誌その他の印刷物の編集に当る。
- 第9条 本会の経費は会費その他の収入をもってあてる
- 第10条 本会の会務執行に必要な規定は別に定める。

(1979・2・7改正)

「土壌の物理性」投稿規定

- 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) 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会には要すれば文章の加除修正を行う。ただし内容については、これを著者に依頼することがある。
- 3) 投稿には400字詰横書きの原稿用紙を用い、本規定および別に定める原稿執筆規定に従って執筆するものとする。
- 4) 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)を規準とする。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。
- 5) 投稿は以下に示す種別にしたがい、その内容は土壌の物理性に主体をおくものとする。なお、題名、著者名、所属には英文を併記するものとし、とくに報文については、300語以内の英文要約をつけるものとする。「報文」他誌に未発表のものに限る。書き方は方法結果、考察ならびに総括(摘要)の体裁をとり、引用文献を明らかにすること。

「論説・総説」土壌の物理性に主眼をおき、広い視野に立って記述したもの。

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

「解説」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を含む。

「その他」土粒子、書評などを含む。

- 6) 原稿には下記形式の送り状をつける。報文のみ初刷りは著者校正とし、印刷ずみの原稿は返さない。

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

- 7) 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。

付記：投稿及び会誌編集に関する通信は、下記宛のこと
津市上浜町(〒514)

三重大学農学部土地利用学研究室
土壌物理研究会編集委員会

(なお、原稿執筆規定は裏表紙に従うこと)

原稿執筆規定

(1979・2・7改正)

- 1) 文体平かな漢字混じ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。
- 2) 術語以外はなるべく当用漢字を用い、かなは現代かなづかいとする。
- 3) 句読点、括弧、ハイフンには一画を与える。数字・ローマ字は一画に一字を充てる。
- 4) 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。
- 5) 外国人名は欧字とする。最初の文字のみ大文字とする。
- 6) 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。
- 7) 字体の指定は、ゴシック、イタリック—のように鉛筆で下線を書く。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、1—イチ、I—アイなど)
- 8) 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。
- 9) 略字、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)
- 10) 数量の単位は原則としてCGS制を用いる。
- 11) 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。
- 12) 表・図・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。
- 13) 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。
- 14) 図は上質白紙または淡青色方眼紙に黒インキで明確に書く。トレース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。
- 15) 図は刷り上がりの大きさを指定し、1.5~2倍長ぐらい大きく書く。ただ、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。
- 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) 地図には定尺をつけ、何万分の1などの縮尺を指定しない。
- 18) 文献は本文のあとにまとめて通し番号順に書く。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。

—土壤物理研究会

事務局構成	会長 湯村義男
	副会長 西出 勤
	庶務幹事 吉田 堯 ・ 会計幹事 西宗 昭 ・ 編集幹事 新垣雅裕, 新庄 彬
編集委員	長田 昇 (委員長), 足立忠司, 金田雄二, 高橋和司, 穂波信雄, 三野 徹

土壤の物理性 第39号 (会員配布) 1979年4月28日発行

発行 土壤物理研究会 (〒514—01) 津市一身田大古曾670 農林水産省野菜試験場土壤肥料研究室内
電話 0592—32—3531 (内線26) 振替口座 東京5—17794 銀行口座 第一勧業銀行津支店
口座番号 (総合口座) 464—1119224

印刷 オリエンタル印刷 (〒510—03) 安芸郡河芸町上野2100

Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan

No. 39

April 1979

Contents

Foreword	Y. YUMURA	1
Symposium		
Significance of Paddy-Upland Rotation in Japan	T. YOSHIDA	2
Crop Production under Paddy-Upland Rotation System	T. HONDA	9
The Changes of Soil Physical and Chemical Properties with Alternative Land Usage System	H. WATANABE	18
Duty of Water for Restored Paddy Field by Changing to Dry Field	T. ADACHI	30
Underdrainage of the Rotational Field	T. TAKAHASHI	35
Discussion		45
Originals		
Relation of Soil Physical Properties to its Erodibility	K. UCHIDA	50
Explanation		
Calrimetry of Absorbed Heat	H. KUZUKAMI	57
Recent Books	S. TERASAWA	17
Annoucement		61

Research Association of Soil Physics, Japan
c/o Vegetable and Ornamental Crops Research Station
Ishinden-Ogoso, Tsu, 514-01 Japan
President Yoshio Yumura