

## 水田の落水後の水分動態(第1報)

誌名	日本土壌肥料学雑誌 = Journal of the science of soil and manure, Japan
ISSN	00290610
巻/号	419
掲載ページ	p. 383-388
発行年月	1970年9月

農林水産省 農林水産技術会議事務局筑波産学連携支援センター  
Tsukuba Business-Academia Cooperation Support Center, Agriculture, Forestry and Fisheries Research Council  
Secretariat



# 水田の落水後の水分動態 (第1報)

蒸発乾燥に伴う土壌水分吸引圧の変化

寺 沢 四 郎\*

## 1. はじめに

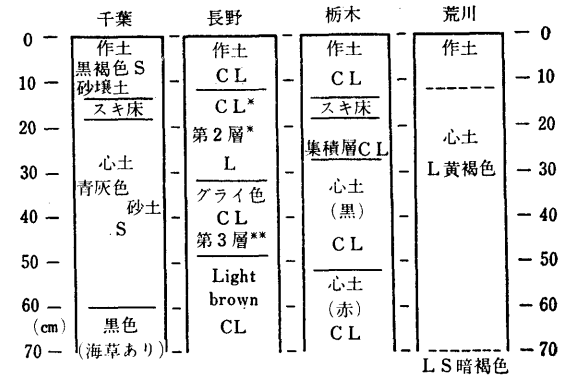
落水田の乾燥程度は、コンバインの導入、秋耕などの作業能率を左右し、また最近では、水田高度利用による転換畑の水分管理にも密接な関係を有している。しかし水田の非かんがい期における水分変化についての系統的な調査研究は少なく、おもに表面水の排除とそれにつづく地下排水などが暗キョ、明キョなどの排水施工との関連で調べられているにすぎない<sup>1)</sup>。非かんがい期における土壌乾燥には地下排水と表面蒸発による乾燥過程が考えられるが、水田では地下水位の高低、スキ床の形成状態および土壌の保水性と透水性の違いによって土壌乾燥の進み方に変化がもたらされることが考えられる。換言すれば、これら諸性質を異にする水田土壌の種類によって落水後の土壌水の損失程度が変わってくることが予想される。

本報では、落水後の地下排水と蒸発作用による水分の損失過程と水分移動の方向などを明らかにするために、土性、母材を異にする水田土壌を用いて蒸発量および土壌水分吸引圧の変化を追跡した。土面蒸発に関する試験は室内で行ない、落水後の土壌水分吸引圧の変化はライシメーターを用いて試験した。

## 2. 室内試験

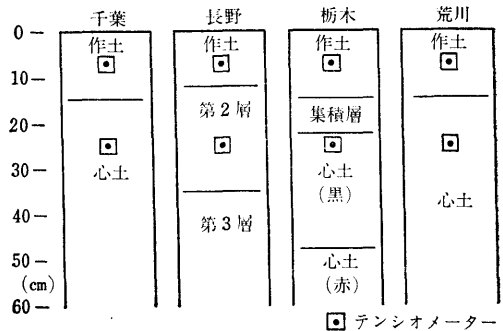
### (1) 供試土壌と試験方法

供試土壌には、昭和 32 年、農技研構内に設置された 4 種のライシメーター水田土壌が用いられた。これらの土壌の採土地点における土壌断面形態は第 1 図のとおりであり、ライシメーターに再充填したときの土壌断面形態は第 2 図に示した<sup>4)</sup>。供試土壌は内径 30 cm、深さ 30 cm の金属円筒（下端に切刃のついた試料円筒）をライシメーター圃場で静かに打ち込み土層をみださずに試料を採取した。採土後、試料円筒の下端に有孔鉄板を張りつけ、室内で水槽内に 2 日間浸漬して飽水状態にし、そして深さ 5 cm の位置にテンシメーターを埋設した。ついで試料円筒を水槽から出して 28°C 恒温乾燥室に静置した。余剰水の下降排水は 2 日程度ではぼ終るが、その後の土壌水分吸引圧 (pF) はせいぜい水頭 20 cm 程度で経過し、2 週間目以後は下降排水がないものとみなし



土壌群 強グライ 灰褐色 黒色腐植質 黄褐色  
砂質還元型 細粒質 火山灰細粒質 中粒質  
\* Fe-Mn 斑点あり  
\*\* ビリジル反応なし

第 1 図 採土地点の土壌断面<sup>4)</sup>



第 2 図 充填土壌断面<sup>4)</sup>

て、試料円筒全体の全重量の減少を計量して、蒸発量を算出した。

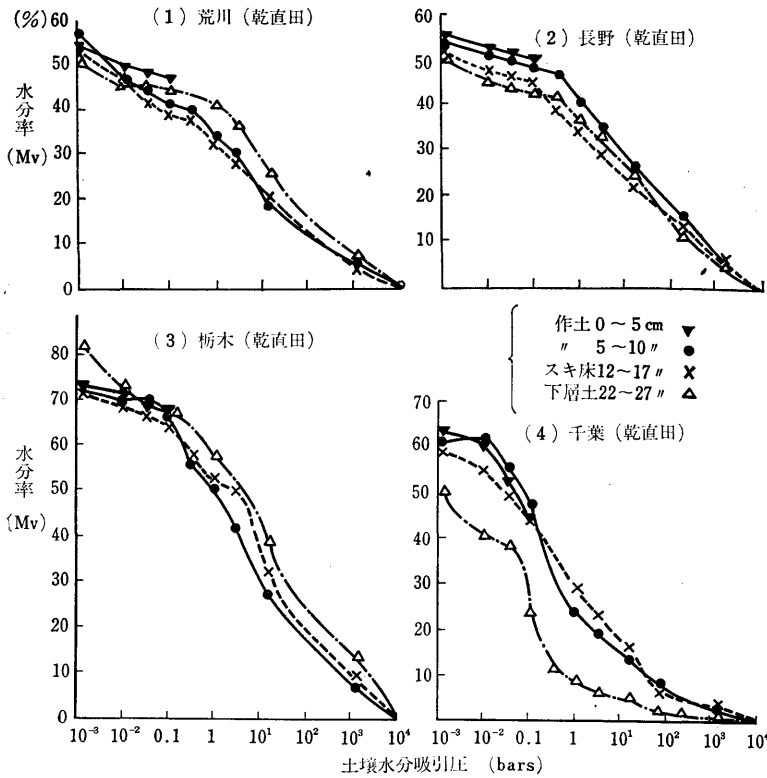
### (2) 実験結果

供試土壌の保水性曲線は第 3 図に示した。土壌水分吸引圧は従来用いられてきた pF と同じもので、気圧単位で表わした吸引圧 10<sup>4</sup> bar は pF 7 に相当する<sup>3)</sup>。荒川土壌作土下部は作土上部に比べて 1×10<sup>-3</sup>~0.1 bar の保水性が高く、粗孔隙が多い。作土下部層の曲線はスキ床層とほぼ類似しているが、下層土は吸引圧 0.1 bar 以上で前者の曲線と別れ高吸引圧の保水性がやや高いことを示している。長野土壌の作土層はスキ床、下層土より毛管水領域の保水性がやや高い傾向が認められる。栃木土壌では前 2 者に比べて保水性が全般的に高く、下層ほど保水性が増加する。千葉土壌では、下層土の保水性が作

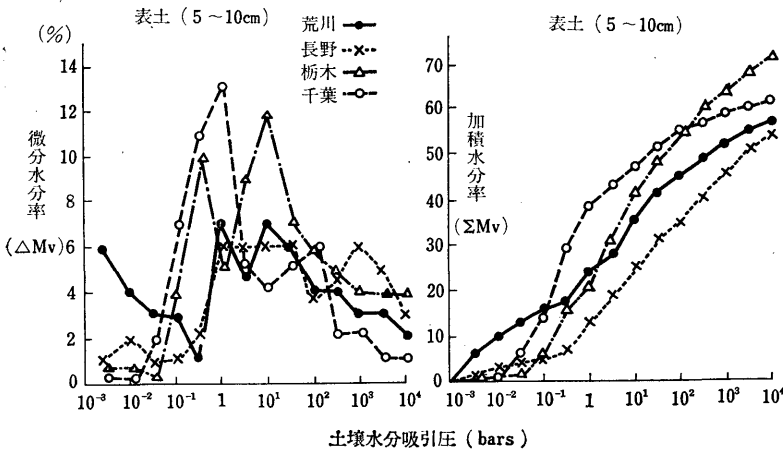
\* 農技研化学部

昭和 44 年 12 月 24 日受理

日本土壌肥科学雑誌 第 41 巻 第 9 号 (1970)



第 3 図 供試土壤の保水性曲線



第 4 図 吸引圧水分分布曲線と加積水分曲線

土に比べて著しく低く、吸引圧 0.1bar 前後で毛管水の保持力が顕著に低下する。この下層土は粗粒質の砂土からなり、これが保水性を顕著に低下させている。

第 4 図に示した水分分布曲線と加積水分曲線から吸引圧 0.1bar 以下では、荒川>千葉>栃木=長野土壤の順に保水性が高いが、0.1~1.0bar の範囲では、千葉、栃木土壤の保水性が荒川、長野土壤に比べて著しく大き

い。1.0bar 以上では栃木土壤の保水性は吸引圧全般にわたり高く、長野、荒川、千葉の順に保水性が低下する傾向にある。

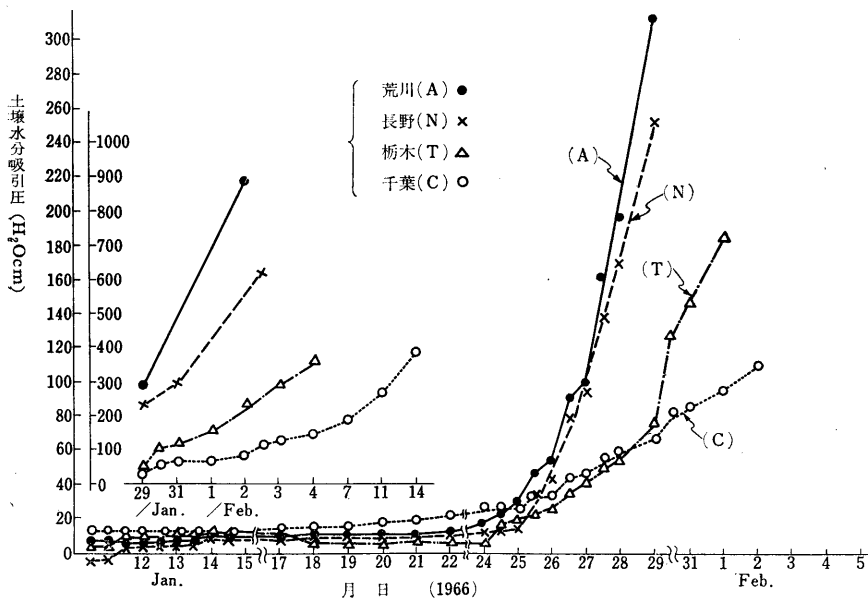
裸地圃場下での水分移動は、おもに 1bar 以下の低吸引圧に相当する水が主要なものと考えられるから、この範囲の保水性が土壤別の水分移動の特徴を左右することになる。経時的な吸引圧の変化は第 5~6 図に示したとおりである。排水開始後約 2 週間は、水頭 20cm 以下の低い吸引圧に相当する水分変化を示すが、2 週間後から急速に吸引圧の増加を示す。

飽和して排水開始後 13 日目から荒川、長野両土壤の吸引圧は急増し、栃木、千葉土壤では前者に比べて吸引圧の増加がゆるやかである。荒川、長野土壤では、20 日目でテンシオメーターが使用不能になり、著しく乾燥が進行する。千葉、栃木土壤ではゆるやかな吸引圧増加を示し、かなりの期間テンシオメーターが使えた。土壤別の吸引圧の増加順位は、荒川>長野>栃木>千葉の順であり、最終的な吸引圧値の大きさも同様な順位となる。

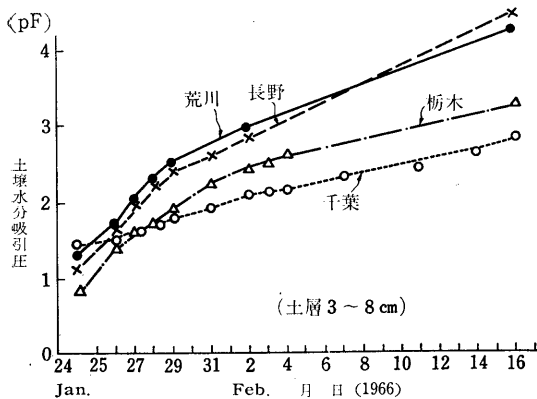
一方、土壤面蒸発量を求めてみると第 7 図に示すように、荒川、長野土壤は 150g/pot/day 程度の蒸発量、栃木、千葉土壤は 100g/pot/day で前者の約 2/3 の蒸発量に相当する。荒川、長野土壤のような細粒質土壤で

は土面蒸発に伴い土層内部の可動水が蒸発面に向かって移動しやすく連続的に蒸発が起こりうる水分条件にある。これに対し栃木、千葉土壤では、蒸発面の表層に乾燥クラストを形成して、土層内部の可動水と蒸発層の水膜が切断されて蒸発が進みにくい状態になりやすいことが推察される。

蒸発試験終了後の各土壤の 3 相分布は、第 8 図のよう



第5図 水田土壌の土壌水分吸引圧の変化



第6図 水田土壌の土壌水分吸引圧の変化（室内）

である。いずれの土壌でも、表層0~5cmの層位は乾燥収縮して固相率を増し、とくに細粒質土壌では強固な固結層が形成され、吸引圧100bar程度の乾燥状態に達する。栃木火山灰、千葉砂土では前者のような固結層は形成されないで、薄い乾燥したクラストができ、その水分状態は吸引圧で10bar程度の乾燥にとどまる。液相率で示される残留水分は下層ほど多いが、細粒質土壌の方が栃木、千葉土壌に比べて残留水分量が少ない。細粒質土壌で吸引圧が大きい理由は蒸発量が多い反面、蒸発に参加する可動水分の保水性が低いことにその原因があるものと考えられる。

### 3. ライシメーター試験

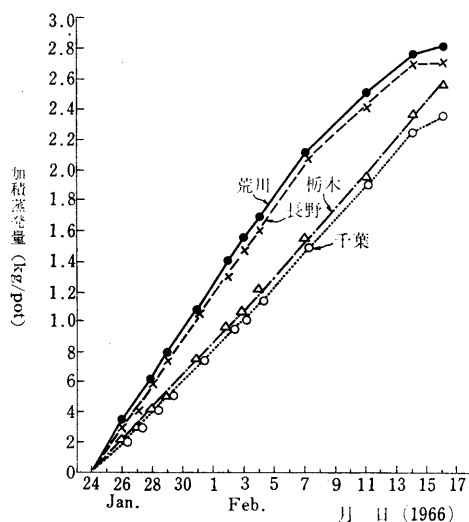
#### (1) 供試土壌とライシメーターの構造

供試したライシメーター土壌は、昭和32年6月に充填されてから過去10年間にわたり、高位生産田の稲作試験に使われてきたもので、土壌断面は第2図のようである<sup>4)</sup>。ライシメーターの構造は、面積が1.5m×3mで、深さ70cmのコンクリートわくからなる。わくの底は、砂礫層で敷きつめられ、流去水が排水しやすいように長辺に沿って勾配12°の傾斜面がつけられている。降下浸透水は底のパイプを通して地下調

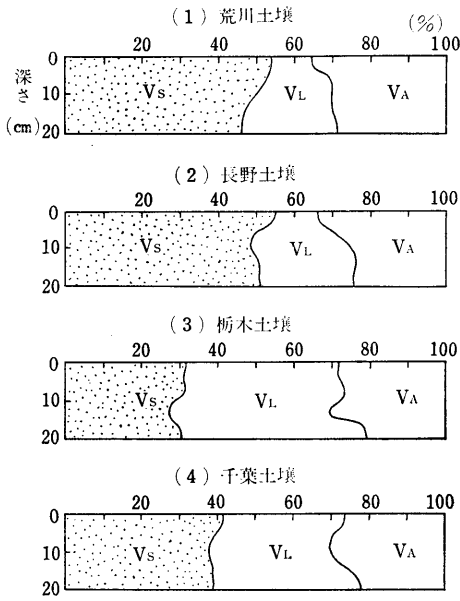
節槽または排水溝に排出する。地下水位調節は、わくの側方に設けられた所定の深さの水位調節槽の側壁に等間隔に排水孔を作り、ゴム栓を開閉して地下水位を調節する。

#### (2) 試験方法

過去、2年間乾田直播田として使用した水田土壌を供試し、40年10月水稲刈取後ひきつづき湛水状態に保ち、落水15日前に、深さ7.5cmと25cmの2個所に土層をみださずに、テンシヨメーターを挿入設置した。計器による水分測定は、毎日10時と16時に行なう。テンシヨメーターの圃場キャリブレーションをかねて、落水後3



第7図 水田土壌の蒸発量（室内試験）



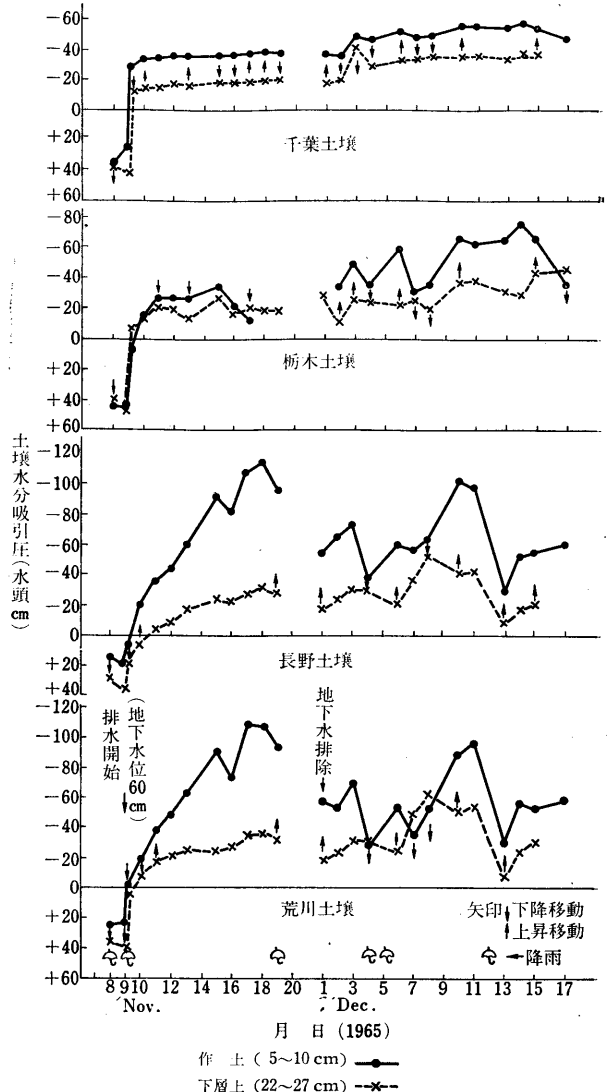
第 8 図 試験終了後の 3 相分布 (室内)

～4日ごとに各土層から試料を採取して乾熱法と実容積法を併用して水分を測定した。

(3) 試験結果と考察

土壤水分吸引圧の変化を第 9 図に示した。落水直後の吸引圧の増加は、千葉の砂土が最も早く、ついで栃木土壌であり、細粒質な荒川、長野土壌は、ややかんまん増加を示す。

地下水位を深さ 60 cm に与えた期間中における吸引圧の変化をみると、長野、荒川土壌の作土層では経時的に吸引圧が増大し、最大吸引圧は水柱高 120 cm 程度になる。これに対し下層 25 cm の吸引圧の増加は比較的かんまんであり、おおよそ水柱高 35 cm で安定している。下層 25 cm の吸引圧は、地下水面からの高さ 35 cm の水柱高に相当しほぼ平衡状態にある。栃木土壌の場合は、作土層と下層土の吸引圧の差は小さく、しかも水柱高 30 cm 以下の低吸引圧で変化している。深さ 5～10 cm の土層が地下水位 60 cm と平衡した時の吸引圧は、土面蒸発がない場合約水柱高 50 cm に相当するはずである。すなわち、作土層ではまだ平衡状態に達しておらず、とくに下向の排水が続いていることを示している。もしも蒸発作用が支配的に起こっているとすれば、少なくとも水柱高 50 cm 以上の吸引圧を示さなければならず、下層からの上昇移動を起こす動水勾配が存在しなければならない。千葉の砂土では、作土層の吸引圧は水柱高 40 cm、下層土では 20 cm 程度でほぼ平衡状態に達したかに見えるが、まだ地下水位と平衡した吸引圧より約 10 cm



第 9 図 土壤水分吸引圧の経時的変化

低くなお平衡化の過程が進行しているものと思われる。  
 地下水を除去した後の吸引圧の変化をみると、全般的に下層土の吸引圧がやや増加する程度であり大きな変化はおきていない。栃木、千葉土壌の場合は、下層土の吸引圧が増すにつれて、作土層の吸引圧が高まる傾向にある。荒川、長野土壌の作土は、降雨によって吸引圧が大きく変化しており、下層土では比較的降雨の影響が少ないが徐々に水分減少しながら平衡化が進んでいるようにみえる。地下水を排除しても、ライシメーターの底に充填した砂層内に毛管懸垂帯が発生して、砂層内はしばらく飽水状態が続き地下水層と同じ水理条件になるから、砂層に接続する下層土の吸引圧は砂層の地下水と平衡す

のような水分変化をとるものと考えられる。砂層上面の深さは65cmで前期地下水60cmに比べてわずか5cm低下するだけであるから、地下水を除去しても平衡状態における吸引圧の増加はあまり期待できない。しかし砂層中の貯留水が漸次流出して不飽和になれば、下層土の吸引圧は次第に増加するものと推察される。

上述の水分変化の特徴をみると、作土層の吸引圧の増加は、細粒質の土壤で顕著であり、砂土と黒色土壤では低い吸引圧で変化する。このような土壤間の差異は蒸発量、保水性および不飽和透水性の違いに基因するものと推察される。細粒質の土壤では、地下排水速度が比較的かんまんであるが、蒸発量が多い反面0.1bar付近の保水性が小さいために、蒸発に伴い作土の吸引圧は早く増加するものと考えられる。

一方粗粒質土壤では、吸引圧0.1bar以下の重力水が急速に地下排水されて早く平衡状態に近くなるが、その後は0.3bar付近にみられる多量の毛管水を貯留し、蒸発にさいしては表面のクラストで蒸発層への水分移動が遮断されて内層部の吸引圧は増大しにくい状態にあるものと考えられる。

土壤水の移動方向をみるため、表層(5~10cm)と下層(22~27cm)の間の動水勾配の変化を第10図に示した。grad  $\Psi$  の+側は下降移動で、-側は上昇移動とみなされる。荒川、長野土壤では排水開始2日目から上昇移動に変わり-側のgrad  $\Psi$  は急速に増大する。一方、栃木土壤では下降移動のみがみられ、千葉砂土ではgrad  $\Psi$  の変化は小さく、ほぼ平衡状態にあることが推察さ

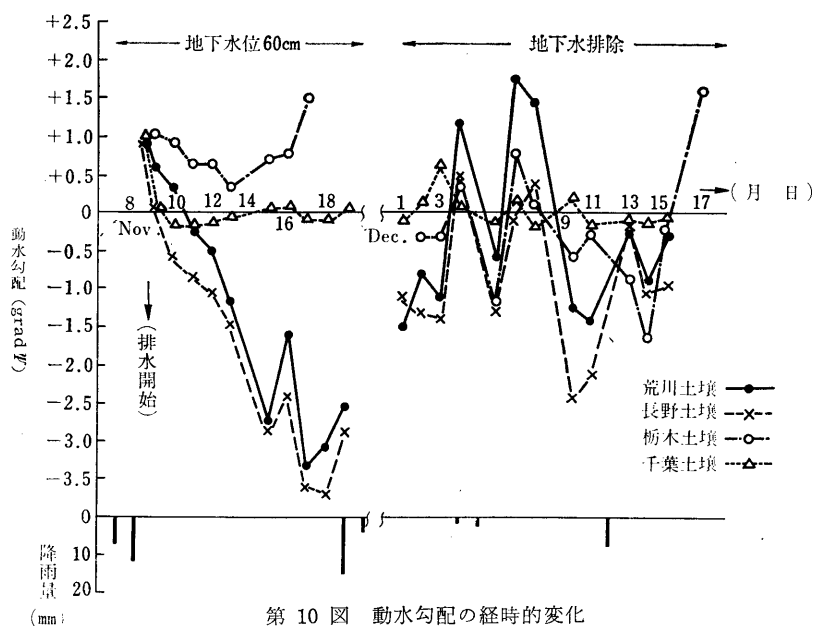
れる。

地下水排除期間では $\pm \text{grad } \Psi$ の変動が大きく、その変動は荒川、長野土壤が栃木、千葉土壤に比べて大きい。荒川、長野土壤のgrad  $\Psi$ の大きい変動は、降雨と蒸発乾燥などの気象の変化に伴い作土の水分量の増減がはげしくおこなわれることに起因する。しかし、千葉砂土では降雨後生成した重力水が急速に地下排水して、残りは土粒子間隙に毛管水として貯留し事実上平衡状態に近い動水勾配を示すものと考えられる。

#### 4. 論 議

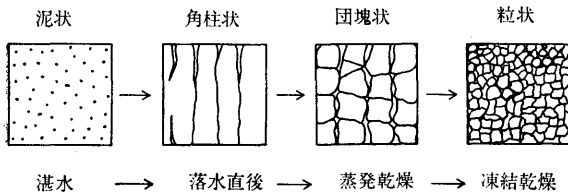
土壤における水分移動の研究は、土地利用形態によって研究方法に違いを生ずることはいうまでもない。畑土壤では、植物生育に関連してたとえば有効水分の貯留量を推算するために、圃場容水量、シオレ点などの物理的意義について検討が行なわれてきた。しかし水田土壤の場合は、むしろ落水後における機械導入の可否と耕耘の効率増進を目標として適性水分条件の把握が問題となり、さらに最近では田畑輪換に伴い畑作栽培における排水管理に対する知見をうることなどが当面の課題と考えられる。とくに水田の機械導入の場面では、乾田化を進める場合の土壤水分の損失過程を追跡し、その主要な動因を把握することが問題となろう。

土中での水の動きに関する動因は畑でも水田でも基本的には変わらないと思われるが、水田では稲作期間中の湛水で土壤還元が進み泥状構造をとるものが多く落水後は酸化的条件下で次第に構造の発達をひき起こし、その構造間隙の変化に応じて土壤水の移動形態も変わって



第10図 動水勾配の経時的変化

るものと思われる。既報の研究を参照して<sup>6,7)</sup> 水田の水分環境に伴う作土構造の変化を模式図で示すと第11図のようになる。すなわち、落水後泥状構造にキレツが発生し角柱状となり、さらに乾燥収縮が進むと土塊が細分して団塊状または粒状に変化し安定な構造状態を呈するものと思われる。したがって、同一土壤でも角柱状、団塊状、粒状などの各段階によって保水性と水分移動に相違がもたらされ水分恒数も変わるものと思われる。その点畑土壤の場合は比較的構造の変化が少なく、水の移動形態も環境条件と土壤水分特性の関連である程度説明できる。し



第 11 図 水田作土の構造変化モデル

たがったたとえば畑では圃場容水量のような水分恒数を土壤特性として評価できるが、水田では土壤構造と地下水位の変動が続く以上水分恒数を一義的に決定することはむずかしい。

従来いわれてきた圃場容水量あるいは 24 時間水分は多雨、多かんがい後蒸発のない条件下で土壤水の下降排水が事実上無視しうる程度に減少したときの含水量と規定されているが<sup>9)</sup>、水田の場合も下層まで透水性がよく安定な構造をもつ土壤では畑と同様な圃場容水量が存在するものと思われる。第 9 図に示した千葉砂土、栃木腐植質火山灰土壤などの作土では、落水後 2~3 日目で水柱高 30~35 cm の吸引圧 (pF 1.5) に達し、畑の圃場容水量よりやや低い吸引圧を示している。この低い吸引圧は地下水位が浅いことと湛水下の和水分による通水孔隙の縮小などで排水速度がおそいことなどに基因するものと考えられる。一方、長野、荒川などの細粒質土壤では落水 2 日目で水柱高 35 cm の吸引圧を示すが、以後も急速に吸引圧が増加し平衡化の過程は認められない。水分減少とともに収縮キレツ発生、塊状化などを起こす水田土壤では、断面における土層間の平衡水分の状態規定を行なう場合、水分移動に関係するある種の前提条件(安定な構造の指標、定常地下水位の時期など)を付加する必要がある。それには、落水田における構造、保水性および地下水などの動的研究成果の蓄積が必要であり、他方水田における圃場容水量あるいは自然含水比などの状態量に関する土壤学的意義を検討することが重要である。これは、農業機械の走行性と易耕性に密接に関係するコンシステンシー指数の物理的意義を明らかにするうえでも、またこれを有効な物理量として位置づけるうえ

でも深い関連を有するものと思われる。

## 5. まとめ

湛水田を落水した場合の水分変化の特徴を明らかにするために、4 種の土壤を用いて室内およびライシメーター試験を行ない次の結果を得た。

1) 細粒質の土壤は粗粒質または、構造の発達した土壤に比べて土面蒸発量が多く、急速に土壤水分吸引圧が増大する。これは、低吸引圧領域の保水性の差異に基因することが推察される。

2) ライシメーター水田における土壤水分吸引圧は、作土層ほど大きく、その最大吸引圧は細粒質土壤で水柱高 120 cm、粗粒質土壤では約 60 cm である。また、作土層の吸引圧の増減をみると細粒質土壤では急速な変化を起こすが、構造の発達した黒色土壤および粗粒質の砂土では吸引圧の増加は比較的かんまんである。動水勾配による落水後の水分移動の方向をみると、細粒質土壤では上昇移動が支配的に起こり、粗粒質土壤ではしばらく下降移動が続くことが認められた。

換言すれば、細粒質土壤では蒸発による作土の乾燥過程が急速に進行するのに対して、粗粒質土壤ではおもに地下排水による平衡化過程をひき起こしていることが推察された。

謝辞 この研究を進めるにあたり農技研土壤物理研究室の方々から多大の協力を得た。記して厚く謝意を表す。また有益なご教示をいただいた農技研横井肇氏に深く謝意を申し上げる。

## 文 献

- 1) 田淵俊雄：農土論，18，7 (1966)
- 2) 田淵俊雄，中野政詩，鈴木誠治：農土論，18，12 (1966)
- 3) 寺沢四郎：土肥誌，39，8，396 (1968)
- 4) 農技研化学部：高位生産田の造成に関する研究，32 年度研究成績報告 (1957)
- 5) 岩田進午：農技研報 B，16，149 (1966)
- 6) 青峰重範：多収穫水田の土壤条件，10，297 (1955)
- 7) 喜田大三：土壤構造と結合物質の作用および改良剤の利用に関する研究，29 (1961)