

水田土層における浸透型と
層内諸現象に関する研究

佐々木 長市

①

東京大学博士請求論文

水田土層における浸透型と
層内諸現象に関する研究

1994年6月

佐々木長市

目 次

	頁
第 I 章 緒論	— 1
1 節 緒言	— 1
2 節 研究の目的	— 3
3 節 既往の研究成果	— 4
1. 土壌物理学分野における研究成果	— 4
2. 土壌肥科学分野における研究成果	— 7
4 節 研究の方法	— 14
第 II 章 火山灰地水田における開放降下浸透流の実証	— 17
1 節 観測対象田	— 17
2 節 調査方法	— 18
1. 調査項目	— 18
2. 浸透水のポテンシャル	— 22
3. 限界負圧	— 22
4. 土中空気圧	— 22
5. 土層の酸化還元状態の判定	— 25
3 節 耕盤・切土部心土の限界負圧と降下浸透水の圧力水頭分布	— 26
1. 耕盤・切土部心土の限界負圧	— 26
2. 降下浸透流の圧力水頭分布	— 27
4 節 土中空気圧の動態と土層の $\alpha-\alpha'$ ジビリジル反応	— 27
1. 土中空気圧の動態	— 27
2. 土層の $\alpha-\alpha'$ ジビリジル反応	— 33
5 節 まとめ	— 35
第 III 章 火山灰下層土の限界負圧とその浸透型判別への有用性	— 36
1 節 限界間隙の X 影像による観察方法	— 38
1. 供試土の採取	— 38
2. 透水、限界負圧、通気試験	— 38
3. 限界間隙造影法	— 41
2 節 貫通開放間隙影像と限界間隙を含む粗孔隙影像	— 42
1. 貫通開放孔隙影像	— 42
2. 限界間隙を含む粗孔隙影像	— 48
3 節 限界間隙の物理的役割	— 50
1. 限界間隙が飽和透水係数に果たす役割	— 50
2. 限界間隙径とジュレン式の関係	— 50
3. 開放浸透と酸化的土中環境の相関について	— 51
4 節 限界負圧の浸透型判別における有用性検証方法	— 53
1. 実験計画	— 53
2. 有用性検証方法	— 55
5 節 限界負圧が降下浸透水の浸透特性の判別に果たす役割	— 61
1. 降下浸透水の浸透特性	— 61
2. 限界負圧と降下浸透水の関係	— 64
6 節 まとめ	— 65

第IV章 成層水田モデル土柱における浸透型と土層分化の関係	— 87
1節 実験計画	— 88
1. 降下浸透強度および土柱構成	— 88
2. 実験項目および測定手順	— 70
2節 実験方法	— 70
1. 実験装置および土柱モデルの作製方法	— 70
2. 酸化還元電位 (Eh) および溶存酸素量 (DO) の測定方法	— 71
3節 火山灰水田モデルの浸透型と土層分化の関係	— 72
1. 浸透型と降下浸透水の浸透特性	— 72
2. 成層土柱各層の浸透型と酸化還元電位	— 81
4節 全層黒ボク耕土を用いた水田モデルの浸透型と土層分化の関係	— 85
1. 圧力水頭分布と浸透型	— 85
2. 成層土柱各層の浸透型と酸化還元電位 (Eh)	— 92
5節 有機物含有量および浸透強度の相違が浸透型に及ぼす影響	— 94
1. 有機物含有量の多寡と浸透型	— 94
2. 浸透強度の増大の影響	— 97
6節 まとめ	— 99
第V章 成層水田の浸透型が物質 (Fe、Mn) の移動集積に及ぼす影響	— 102
1節 実験方法	— 103
1. 供試試料および実験装置	— 104
2. モデルの作製方法および浸透型	— 106
3. 測定項目および測定方法	— 106
2節 成層砂礫水田モデルの結果および考察	— 107
1. 圧力水頭分布と浸透型	— 107
2. 浸透型と各層の酸化還元状態の対応	— 112
3. 浸透型と降下浸透水中のDO・Fe・Mn濃度の関係	— 113
4. 集積層の発達状況	— 116
3節 全層黒ボク土からなる成層水田の結果および考察	— 120
1. 圧力水頭分布と浸透型	— 120
2. 浸透型と各層の酸化還元状態の対応	— 123
3. 浸透型と降下浸透水中のDO・Fe・Mnの動態	— 123
4節 集積層を持つ水田土壌を用いた成層水田モデルの結果および考察	— 125
1. 圧力水頭分布と浸透型	— 125
2. 浸透型と各層の酸化還元状態の対応	— 128
3. 浸透型と降下浸透水中のDO・Fe・Mnの動態	— 128
5節 水田土壌生成論への本研究の適用	— 131
6節 まとめ	— 132
第VI章 火山灰地水田の開放浸透流が層内気相成分に及ぼす影響	— 134
1節 観測田および観測方法	— 135
1. 観測田および観測装置	— 135
2. 土中空気の酸素・二酸化炭素濃度の測定	— 136
3. 鉛直人工亀裂による酸素濃度上昇確認試験	— 139
2節 土中空気中の酸素濃度	— 141
3節 土中空気中の二酸化炭素濃度	— 147
4節 酸素・二酸化炭素の疎通距離と濃度の関係	— 149
5節 まとめ	— 155

第Ⅵ章 結論	-157
1節 結論	-157
2節 今後の課題	-161
引用文献	-164
謝辞	-175

第 I 章 緒論

1 節 緒言

水田には低平地のように地下水位が高く、常時飽和状態の閉鎖浸透条件下の水田 (= 湿田) と河岸・扇状地などのように湛水期にも地下水位が低く、下層が開放浸透条件下となる水田 (= 乾田) の 2 タイプが存在することは、広く知られている¹⁾。しかし、これらの水田において、浸透型が開放か閉鎖かの検証および浸透型の相違により土壌断面内に付与される特性についてはほとんど明らかにされていない。この検証および特性の解明は、水田の改良等において認識されねばならない農地工学的な重要事項であると考えられる。

実際の水田造成および改良においては乾田を目標としているが、その断面構造を視点においた工事は少ないといえよう。むしろ、農業土木の関心は労働生産性が主であり、生産性の高い水田土壌断面については、稲作日本一となった農家に学ぶことが多く、科学的解明は十分なされないままであった。こうしたなかで、断面の特性、特にその成層を意識した研究に破砕転圧工法²⁾がある。この工法では、科学的に水田の浸透抑制層および作物生育にたいする層厚の意味を明確にして水田を造成している。しかし、成層の持つ浸透型への影響およびその意味については、十分な解明がなされていない。また、浸透型の概念は、土層改良³⁾の意義と役割等を考える上でも有用なものがあると思われる。

今日、耕地としての利用価値が高く改良目標となる水田のひとつに汎用水田がある。しかし、その指針⁴⁾の科学的根拠が明確になっているとは言い難い。こうしたなかで、全国の汎用水田の事例研究において開放浸透層を持つ水田が汎用農地として生産性に優れているという報告⁵⁾がなされている。その理由の一つに開放浸透をもつ水田では、下層に畑作としての特性である酸化層が存在しているからと推定している。かつ、このような水田は用水条件が整えば個別圃場ごとの水管理・田畑輪換も可能となると説明されている。これらの考えの前提として耕盤層の存在による適度な降下浸透流の抑制による地下水位の低下が必要であること並びに耕盤層の硬度と水稲生育についての検討結果が述べられている⁶⁻⁷⁾。さら

に、克明な調査結果の中には、一枚の水田を手畦により仕切、一方に湿害に弱いスイカ、他方で水稻を栽培するという事例さえ見られると報告している。このことは、開放浸透の特性の1つであるが、隣接区との水理学的連続性が少ないことにより、水管理が個別にしやすいことを傍証しているものと思われる。しかしながら、土壌における開放浸透流の存在は未だ明らかにされていない。よって、開放浸透を発生させる条件の解明は、極めて意義深いものがあると推察される。また、水田からのメタン発生量が、地上からの全発生量の20%にもなるという報告⁹⁾がなされており、この軽減対策が求められている。しかし、下層が酸化層になることが、浸透型により規定されることが明らかとなるならば、地球温暖化への影響をもたらすメタン等の物質の少ない水田構造となり、今日の環境に優しい水田の改良への目安にもなるであろう。

農地の存在が、すなわち環境保全的役割を担っているとの認識は広く持たれている。しかし、その実体は不明な点も多いのが実情と思われる。そうしたなかで、農業における農地の多面的機能のひとつに水質浄化機能があることは、井戸水等が飲料水としての適正が高いこと等により、経験的には認識されてきてはいる。また近年、水田における水平的水移動を利用した水質浄化^{9~12)}および鉛直方向の降下浸透水の水質が土壌により浄化されること^{13~15)}が検証されている。しかし、深度別の水質浄化あるいは水質変動の検証が十分になされているとは言えない状況である。このような解明およびその調査方法が進歩することは、これからの土壌の水質浄化における研究には意義が高いと考えられる。また、このような浄化機能を考える上で、土層の酸化還元を規定するであろう浸透型のもたらす影響は大きいと思われる。

また、浸透型の相違が土層の酸化還元を規定するという観点のもとにカドミウム汚染田の更正に成功した事例^{16,17)}が報告されている。この工事における基本的考えには、破碎転圧処理した土層内は大気疎通の影響が少なく、従って微生物の呼吸により酸素が消費され、やがては還元層が醸成される。ゆえに、還元状態で不活性化するカドミウムの水稻による吸収が抑制されるという考えである。具体的には、この工事は圃場整備と一緒に実施され、汚染土を盛土部に破碎転圧処理し、地区外へ汚染土を排出することによる2次汚染を防止している。この観点は、検証されていないが、汚染作土層上に単純上乘せ客土した地区では、数年

で再度汚染米が検出される事例もしばしば報告される。しかし汚染田の更正に成功した地区では、その後の調査でも、汚染米の検出がなされていないということであり、十分な検証はなされていないが、上記の観点が当を得たものであったと思われる。このような、土壤汚染の恐れのある地域は、約4万haに及んでいるとの推定¹⁸⁾もあり、今後このような対策に対し、浸透型を適用した工事も重要と言えよう。

作物栽培の立場から、作物（稲）のための農業土木という観点が薄いのではという指摘¹⁹⁾がなされている。かつ、600kg/10a以上の生産性を上げるためには、下層の役割も重要になることも究明^{20～22)}されている。このような指摘に対し、下層へ伸張した根が活性を高める酸化的环境を発生させる可能性のある開放浸透水田の造成あるいは改良は、大きな貢献をもたらすと予想される。

さらに、浸透型は層内の微生物種や土壤動物等の生息環境にも重大な影響を及ぼすと考えられる²³⁾。

以上のような観点から、今日の農地における浸透型、特に開放浸透の存在とその影響を明確化することは、重要でかつ興味深い問題と考えられる。

2節 研究の目的

降下浸透水の浸透型は、開放浸透と閉鎖浸透に2大別される。砂柱モデルを用いた研究²⁴⁾において、この浸透型の相違は、層内への大気疎通の有無あるいは大気と連続する気相と併存する流れであるか否かであるということが発見されている。しかしながら、土壤におけるこれらの浸透型は未だ明らかにされていない。ゆえに、本研究の第1の目的は、土壤における開放浸透の発見とその実証方法を確立することとした。

浸透型の本質は、見方を変えるならば、浸透型の如何により、層内へ侵入した大気中の酸素の影響を受ける環境となるか否かを規定するものと推測される。つまり、開放浸透層は、層内への大気疎通による酸素が酸化的条件をつくり、ひいては酸化層を形成する。これに対し、閉鎖浸透は層内への大気疎通が遮断され、かつ層内の微生物等による酸素消費により還元的条件を発生させ、やがては還元層を形成すると考えられる。

この推論に基づき層内の諸現象とそのメカニズムを明らかとすることを第2の目的としている。

第3の目的は、上記の浸透型の判別指標としての限界負圧を境として、浸透において特性が発生するか否かにより、その有用性を検証することにある。

3節 既往の研究成果

本研究で取り扱う浸透型（あるいは浸透形態）は、日本の近代農業土木研究の黎明期に山崎により発見された、流れに対する極めて独創性のある研究成果の一つである²⁵⁾。本研究で取り上げるような浸透型が酸化還元を規定するというような推論に基づく研究は皆無に近い状況であった。こうした状況の中で、徳永により浸透型と土層分化の予測がなされていることは特筆すべきことである²⁶⁾。

水田土壌の酸化還元への分化は、上記の浸透型の発見と時を同じくして、日本で発見され（土壌肥科学分野）、水田の土層分化あるいはこの考えに基づく脱窒現象として知られている²⁷⁻²⁸⁾。しかし、この研究成果と浸透型の関係については、学際的であり今日まで解明されていない。

本節では、これまでの研究成果について、上述の各分野ごとに、浸透型に関する研究並びに土層分化に関する研究について、以下に概略を紹介する。

1. 土壌物理学分野における研究成果

山崎は、水が成層土層を鉛直方向に浸透する場合、この中に単位面積の流管を考え、ベルヌーイの定理を適用し、下記のようなダルシー式を導いている。

$$J = 1 - dP / dX$$

J : 動水勾配

dP / dX : 圧力水頭勾配

(ある点を原点とし、下方に向かってX軸をとる)

なお、この式を図化するならばFig. 1-1のように表現される。

そして、以下のような定義を行っている。

a) $J \neq 1$ で浸透水が間隙の中を滴流する場合を閉鎖浸透

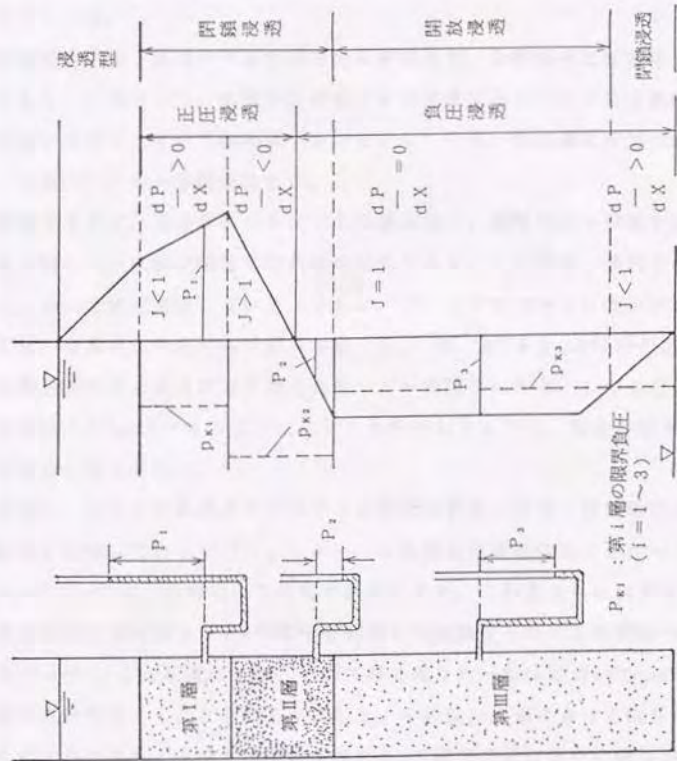


図1-1 水田モデルの圧力水頭分布と浸透型

Pressure head profile and the percolation patterns in a model of paddy fields

b) $J=1$ で浸透水が開放毛管膜（外気と連絡した空気との間にできる毛管膜）を持ちつつ流化する場合を開放浸透

c) $J=1$ となるために必要な最小負圧を限界負圧（ p_k ）

よって、流れは開放浸透流と閉鎖浸透流に2大別され、以下のような特性があると述べている。

閉鎖浸透流は、浸透水どおしの圧力伝達があり、全間隙をほぼ満流している状態である。したがって、間隙中に存在する空気量は少なくかつ孤立気泡状に封入されているので、水みち断面は一定で安定している。含水量は圧力水頭（正圧あるいは負圧）との一価関係はない。

開放浸透とは、浸透水どおしの圧力伝達はなく、間隙の粒子表面を伝い落ちる毛管皮膜あるいは紐状毛管水の状態の流れである。この場合、間隙中の空気量は多く、かつ大気と連通している。さらに、 $J=1$ で浸透水は位置ポテンシャルで降下し、土層中の各点のもつ圧力水頭（ p_n ）は、 $p_n \leq p_k$ の関係がある。かつ、開放浸透流の含水量は圧力水頭（負圧）と一価関係にある。このことより、流れの本質は、Fig. I-1のように正圧・負圧というよりも、開放か閉鎖かということにあると考えられる。

さらに、これらの浸透流の存在する可能性を台地・河岸・扇状地などの水田調査結果が示唆している^{29,30)}。しかし、大気疎通の実証は未了となっている。

p_k については、山崎により提起されているが、これをさらに発展させた研究に田淵の理想土壌における p_k の意味を究明した理論ならびにこの理論の実証研究がある^{31~34)}。この研究により、初めて砂の様な均一粒体において p_k を境として浸透形態が変化することを明らかにした。その後、土壌における限界負圧研究が同氏によりなされ、不攪乱状態の土壌の p_k の測定方法ならびに限界間隙の透水間隙に占める物理的意義などが明かとされた^{35,36)}。しかし、土壌においても、砂のように浸透形態の変移点を示すのかについては残された課題となっていた。さらに、同氏は、2成層土における研究で、浸透型は p_k と各部の水圧の関係で判断すべきで $J=1$ に制約されないことなども述べている³⁷⁾。

また、閉鎖浸透が還元層を形成する事に着目し、カドミウム汚染水田の更正に成功した事例報告が徳永らによりなされた^{38,39)}。この報告は、カドミウムが還元層において安定した状態にあることにヒントを得たもので、破碎転圧工法によ

る堅固な不透水層が形成できる工法的裏づけに基づいているために成功したと考えられる⁴⁰⁾。この論文は、農業土木において、浸透型と土層分化の観点を明確にもって圃場整備事業に適用した初めての研究報告であろう。

その後、開放浸透が酸素に対する受容性が高いことが石幡ら⁴¹⁾の砂柱モデル実験により明らかにされている。この論文は、正圧、負圧というような圧による流れの分類よりも、開放、閉鎖という流れの分類が、流れの本質的な差異をもたらしている一端を示したものとして価値が高いと思われる。

最近、Iwata et al.⁴²⁾および宮崎^{43, 44)}により、浸透型の定義がより明確化され、その及ぼす影響の可能性について言及された。また、足立⁴⁵⁾は、代かきによりその下層部が開放浸透となる可能性を示唆した。

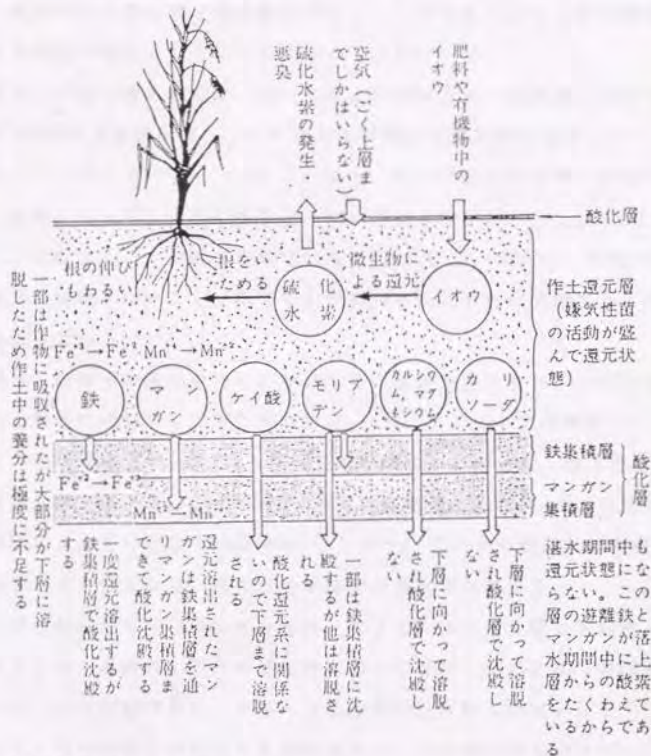
なお、このほかにも成層土壌の開放浸透流の研究は多数あり、多大な成果が得られている。この中で主なものをあげれば、Takagi⁴⁶⁾による2成層土の開放浸透流の理論的解析、Gardner⁴⁷⁾、Zaslavsky⁴⁸⁾、Strinilita et al.⁴⁹⁾、Nakano et al.⁵⁰⁾による不飽和透水係数等の解析、吉田^{51~53)}、筑紫ら⁵⁴⁾の圧力水頭分布についての研究がある。

以上のことより、土壌における開放浸透の存在の実証は未了で、かつその及ぼす影響は、残された重要でかつ重大な問題といえよう。

2. 土壌肥科学分野に於ける研究成果

水田は、夏期灌漑期間中は湛水により大気と遮断されている。このことが水田特有の土壌断面形態を形成することが知られている。これらの特有の形態は、以下のように説明されている^{55~57)}。

水田作土に施された有機質肥料等は、微生物により分解消費され、このとき呼吸に土壌中の酸素が利用され、次第に酸素不足の還元層になる。しかし、湛水に近い表層は、浸透水中の酸素の影響を受けて酸化層を呈する。耕盤層やそれ以下の層には、有機質肥料がすきこまれないから、微生物等による酸素消費が少なく、土壌中の酸素はなくなる。したがって、これらの土層は酸化層を呈する。さらに下層の地下水水面下の層は周年地下水水面下にあり、酸素欠乏の還元層を呈することが述べられている。大方の土壌学のテキストにはFig. I-2のような断面図が掲載され、作土および地下水水面下の土層は青灰色を、作土表層およ



(「図解 土壌の基礎知識」より原図引用)

図 1 - 2 老朽化水田土壌での物質の変化
Changes of materials in soil layers at these degraded paddy fields

び作土下層は褐色をそれぞれ呈していること、ならびにこの土色は、鉄の形態が2価かあるいは3価かに由来するものであると説明されている。ちなみに、この褐色は3価の鉄に、青灰色は2価の鉄に由来している。

このように、水田断面は酸化層と還元層に分化し、この分化によって脱窒現象や鉄やマンガンの動態が規定されることも知られている^{58, 59)}。

土壤の酸化層および還元層の判別は、塩入りにより提案され、pH6における酸化還元電位が300mV以上を酸化層、これに満たない場合を還元層と定義した⁶⁰⁾。この還元状態については、鬼鞍⁶¹⁾、山崎⁶²⁾により、さらに詳細な定義の提案がなされている。なお、pHが1大きくなると-60mVの値を補正し、E_h6のような表示法で表わし、比較することが述べられている⁶³⁾。しかし、最近では、土壤の酸化還元電位がpHに比例しないことがあることが指摘され、pHを併記するスタイルも見られるようである^{64, 65)}。

ちなみに、現在、灌漑水の窒素の浄化においてその意義を見直されつつある脱窒現象とは、作土表層に肥料として施されたNH₃-N（アンモニア態窒素）が、表層の酸化層中の硝化菌により、NO₃-N（可溶性硝酸）に変わり、降下浸透水によって作土の還元層に運ばれ、ここでNO₃-Nは脱窒菌によりN₂ガスに変わり、大気中へ揮散する。この現象を脱窒現象⁶⁶⁾という。このため硫酸などを表層に施肥しても効果が不十分となり、現在は全層施肥が推奨されている。

また、水田土壌生成過程で注目されている鉄、マンガンは、還元層で可溶性となり浸透水により下方へ運ばれ、下方の酸化層において斑紋、結核となり集積層を形成する。このような溶脱現象は、秋落ち水田や老朽化水田の原因となる⁶⁷⁾。この時、モリブデン等の物質を共沈させる作用を持つことが知られている⁶⁸⁾。これらの現象は、土壤中の物質の増減により検証されている。これらの物質の集積は、褐色低地土・多湿黒ボクグライ土水田等（これらの水田面積は全水田面積の30%以上）の断面に認められている。この事実は、これらの水田下層に開放浸透流が存在する可能性を示唆したものとも考えられる。

作土層の酸化還元機構については、高井らによりその詳細な還元過程および微生物による生成物質が明らかにされている⁶⁹⁾。また、作土の還元は、大きく2段階に進行することが示されている。Table I-1にその還元過程を示す。この研究により、土壤の酸化還元電位（E_h）という客観指標と土壤中の物質の生成

表 I-1 湛水水田土壌中における還元過程と微生物代謝

Reduction process and metabolism of microbes in a soil of a paddy field with inundation

湛水後の経過日数	物質変化	反応の起こる土壌の酸化還元電位 (mV)	微生物の代謝形式	有機物の分解形式	
初期 ↓ 後期	分子状酸素の消失	+ 600- +300	酸素呼吸	好氣的・半嫌氣的分解過程	第一段階
	硝酸の消失	+ 400- +100	硝酸還元		
	Mn(II)の生成	+ 400- -100	Mn(III, IV)の還元		
	Fe(II)の生成	+ 200- -200	Fe(III)の還元		
	S(II)の生成	0- -200	硫酸還元	嫌氣的分解過程	第二段階
	H ₂ の生成	- 150- -220	発酵		
後期	CH ₄ の生成	- 200- -300	メタン発酵		

が推測が可能になった。

しかし、橋原ら^{70,71)}は、根箱(2枚のガラス板とゴムパッキンから構成)に水田耕土を詰め込んで、その土壌の色調の変化および同箱に水稻を栽培し根の酸化還元位について観察し、色調が不均一に青灰色になることおよび水稻根圏におけるEhの値が常に酸化的状態にあるのではなく、部位により還元状態になっていることを明らかとしている。これらの結果より、高井らの推定する段階的還元過程は、実際の水田では必ずしも均一に進行していないことを指摘している。その原因は、非水溶性あるいは難移動性栄養物の不均一な存在によると推定している。また、服部⁷²⁾は微生物種からこの推定を裏づけている。

弘法ら^{73,74)}は、作土層の土層分化に及ぼす降下浸透流の影響について、ガラス浸透管を用いた実験を行い、以下のような役割があることを述べている。

- a) 土壌中に酸素を侵入させる(酸化作用)
- b) 微生物活性阻害物質の除去(洗浄効果)により、活性を増大させ酸素消費を活発にする(還元作用)

また、その他の研究者^{75,76)}により、栄養素(有機物)を溶脱させること(還元作用の低下)も指摘されている。

これらの研究では、浸透水を物質輸送の媒体としてのみとらえ、浸透特性(あるいは浸透型、浸透量)の面からの認識は全く見られない。

また、同氏らは作土表層の酸化層について、これに接する湛水に二面性があることを次のように述べている。

- a) 湛水中の溶存酸素(DO)を作土表層へ拡散供給する(酸化作用)
- b) 微生物の活性を抑制する代謝産物を拡散除去する(還元作用)

水田湛水は、水路流下時の跳水現象等により酸素が供給されるほか、藻類、浮草などの水生植物の光合成によっても酸素が供給され、一般に飽和DOに近い値かあるいは若干過飽和である^{77,78)}。

作土のEhは、微生物活性の強弱による還元力と透水による溶存酸素の侵入により決まる。この微生物活性は、栄養素である易分解性有機物含有量に支配される。この考えに基づき、湛水による酸化力は一定であるが、土中の有機物が多い初期には、浸透水の洗浄効果により酸化力を凌駕し還元層を呈するが、次第に有機物含有量が低下しこれにともない微生物の還元力も低下し、酸化力が支配的と

表 I-2 浸透強度と酸化還元電位の関係

Correlation between the intensity of percolation rate and oxidation reduction potential

実験者名	浸透強度	酸化還元電位 (Eh)	備考
内山ら ^{79,80)}	大なるほど	低下する	0.20, 40, 60 (mm/d)
高井ら ⁸¹⁾	浸透があってもなく	低下する	0.20, 25 (mm/d)
吉良ら ⁸²⁾	大になるほど	高くなる	0.20, 50 (mm/d)
立谷 ⁸³⁾	浸透があれば	低下抑制	0.28, 60 (mm/d)
西垣ら ⁸⁴⁾	浸透があれば	高く経過	ライシメータ使用
長谷部ら ⁸⁵⁾	大きいほど	高く維持	0.10, 40 (mm/d)
陽ら ⁸⁶⁾	浸透があれば	低下を妨げる	0.5, 20 (mm/d)

なり、酸化層を呈する。作土および作土表層における酸化還元は、この2力の優劣により決まるとされている。なお、層の酸化還元は、有機物含有量の多少により、その変化日数に差があると述べられているのみで、量の明確な表示はみられない。

本研究において、浸透強度を増大させた実験も行っているので、浸透強度の増大が土層の酸化還元に果たす役割について、これまでの研究成果について整理してみる。

浸透強度の増大と酸化還元力との関係は、一般に浸透強度が増大すると酸素輸送能力が高まり、従って酸化能力も高まる。しかし還元力は、浸透水の洗浄効果および溶脱作用により決まるが、この力は有機物含有量の多寡により左右されるとされている。すなわち、有機物含有量が多い場合は、洗浄効果により還元力は浸透強度に比例的に高まるが、有機物含有量が少ない場合は、むしろ浸透強度の増大が有機物の溶脱作用等をもたらし、微生物による還元力（少ない有機物含有量に比例した微生物数となるため）がなお低下させられる方向となる。

この浸透強度と酸化還元の関係に注目し、これまでの研究成果をTable 1-2のように整理してみた。

浸透強度とEhの関係は、全て上述の弘法らの説で統一されるように見られるが、同じく有機物含有量が高い土を用いていた実験の結果が内山らと吉良らでは反対の結果となっている。また、浸透強度と有機物含有量の関係等も不明確である。

以上が作土を中心とした土層分化の考え方である。本研究では、土壌断面の成層を研究対象としている。ゆえに、作土下層についての研究について以下に述べる。

これまでの研究は、当然作物の根の支配的存在位置にあったことにより、鍬床層に関する研究はほとんど見当たらないようである。このような中で、井利ら⁸⁷⁾は水田斑鉄の形態が作土と心土の中間的形態であることを述べている。だが、土層分化の発生機構については、触れられていない。

水田心土層の土層分化については、以下のようなメカニズムとそれにより酸化層を形成することが述べられている。酸素の供給は、田面からの乾燥亀裂を通じて供給される。下層の心土層は、有機物含有量が少なく、微生物活動も盛んでな

いため、酸素消費が少なく酸化状態を維持される^{88, 89)}。これらの考えのほかにも、浸透水による下層への還元力(微生物等)の移植の研究が、近藤^{90~92)}、松本ら⁹³⁾により行なわれている。また、松浦ら⁹⁴⁾は実験において心土層が還元化したことに対し、その原因について諸説を引用し説明しようとしている。このことより、心土層の土層分化が十分統一的説明がなされていないことを垣間みることができる。

以上の2分野の研究は、相互に補完し、より合理的な土層分化の説明および、層内結現象の説明が可能となると考えられる。しかし、両分野を視野にいたした研究は、未だになされていないのが現状である。

4節 研究の方法

これまで、開放浸透に関する研究は、数多くなされている。しかし、浸透型に着目した差異の発生に関する研究は、2・3の研究者以外殆ど顧みられこともない状態にあった。この原因の一つに、土壤における開放浸透の存在が実証されなかったことがあったと思われる。このことが、この研究の閉塞感をもたらし、研究の更なる発展を阻害したものと推測される。ゆえに、本研究における最も基本的課題は、土壤における開放浸透の存在とこの検証方法を確立することにあった。この実証が可能となるならば、これに続いて以下のようなメカニズムと諸現象の究明が可能となると考えられる。

第1点は、開放浸透流における大気疎通経路の実態は如何なるものなのかということである。疎通経路の連続性、偏りや本数が少ないというような現象があるのか否かを調査し、開放浸透流の発生の均一性あるいは開放浸透が流れの変移点となるか否かを解明する。もし、均一で多数の間隙が開放浸透時に大気疎通を許容するならば、その大気による影響も均一性を持つと考えられる。かつ、浸透型の判別指標としての限界負圧の有用性を知るために、限界間隙の実態とこの間隙量のもつ意味の検討を行なう。

第2点は、砂のような均一粒体において開放浸透の方が併存空気の成分の受容性が高いことが検証されているが、土壤においても同じ様な特性が認められるか否かを明らかにすることである。もし、このような特性が認められるならば、ど

の様な負圧を境として特性が発生するかを知ることにより、限界負圧の有用性の検証が可能となろう。

第3点は、浸透型と土層分化の対応関係を調査することである。具体的には開放浸透流を持つ水田のモデルを作製し、これらの浸透型と酸化還元を定量的に捉え、その実態を解明する。

第4点は、浸透型が土層分化と対応関係が認められるならば、酸化還元に対応し土層内を移動集積する物質はすくなくとも影響を受けると考えられる。具体的には、水田土壌調査断面調査で酸化還元に対応し動態が認められる鉄、マンガンの降下浸透水中の濃度を測定することにより検討する。

第5点は、開放浸透層が酸化層を形成する力は層内の酸素濃度の程度がどのようになっているかが大きな問題である。開放浸透流を持つ水田の大気界面からの酸素濃度の実態を明らかにする。なお、この点は、開放浸透が気相成分に及ぼす影響という特性といえよう。

以上の観点を踏まえてFig. 1-3のように本論文の構成を行った。本論文は7章構成とし、取り扱う範囲は、以下のようにした。

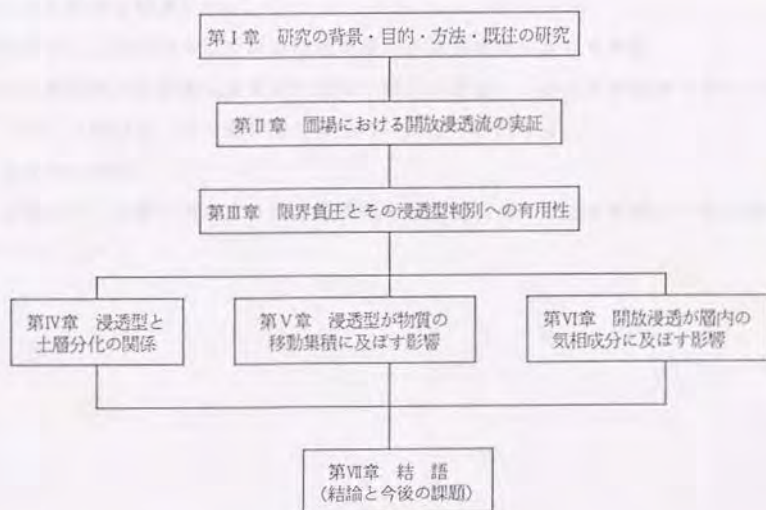


図1-3 本論文の構成
Structure of study

第 I 章：緒論

研究の背景と目的ならびに既往の研究成果と本論文の研究方法について述べている。

第 II 章：火山灰地における開放降下浸透流の実証

前述した本研究の基本的課題である開放浸透流の存在とその検証方法について、圃場研究により実証する。

第 III 章：火山灰下層土の限界負圧とその浸透型判別への有用性

大気疎通経路としての間隙形態を X 線透影像として捉え、かつ限界負圧の持つ実体を明らかにする。

第 IV 章：成層水田モデル土柱における浸透型と土層分化の関係

成層水田のモデル土柱を用い、浸透型と土層分化の対応関係を究明する。その関係が浸透強度および土質によりどの様な影響を受けるかを検討する。

第 V 章：成層水田の浸透型が物質 (Fe, Mn) の移動集積に及ぼす影響

成層水田のモデルを黒ボク有機質土の厚い水田、砂礫層水田、下層に集積層を持つ水田の 3 タイプに分け、浸透型と降下浸透水中の深度別の Fe・Mn 濃度測定によりその動態を調査した。

第 VI 章：火山灰地水田の開放浸透が層内の気相成分に及ぼす影響

開放浸透層の気相組成実態の一端を、層内の酸素・二酸化炭素濃度を測定することにより解明し、かつ酸化層の発生の可能性を検討する。

第 VII 章：結論

上記の II～VI 章を取りまとめ、浸透型の層内諸現象に及ぼす影響と今後の課題について述べる。

第Ⅱ章 火山灰地水田における開放降下浸透流の実証

本章では、砂層あるいは砂礫層で確認されてきた開放浸透流の存在が火山灰土層の水田でも確認できるかどうか、圃場観測により明らかにしようとした。

1節 観測対象田

観測対象とした水田は、岩手山火口から東南13kmの地点で、同山麓火山灰地帯にある。岩手大学農学部附属農場内の水田で、破碎転圧工法により造成された浸透抑制の耕盤(すき床)を持つ。1967年に開田された6ha、17筆のうちの1枚を観測田とした。水田団地の地形勾配は南北方向に平均1/90であるが、観測田と隣接下位田の田面差は126cmあり、他の区画間落差(50-60cm)より大きい。この区画を選んだ理由は、連年、普通の湛水移植栽培が行なわれるためである。開田以来、日減水深は15mm前後の安定した値を維持している。収量も600kg/10a強と良好である⁹⁵⁾。区画寸法はFig. II-1に示すように、90m×45mで四周が道路で囲まれている。切・盛境界については、水田造成時にその境界を測量してあるので、これをFig. II-1に記入した。切土部が盛土部より広く(約3倍)、区画中心は切土部にあたる。浸透水ポテンシャルや土中空気圧など主要な観測の地点は、この区画の中心点付近から山側長辺へ至る一直線上に設けた。水田の垂直断面は、Fig. II-2に示すように、耕土厚20cm、耕盤厚25cmが標準である。耕土は黒色腐植質(黒ボク表土)で、耕盤は耕土に幾分下層の褐色ローム層が混合され、転圧されている。耕盤は耕土に幾分下層の褐色ローム層が混合され、転圧されている。耕盤直下の心土は、切り土部では自然構造で針孔状の粗間隙に富む。盛り土部では水平層状の転圧土層で粗間隙は少ない。両者とも褐色を呈する。土性(国際法)は耕土がローム、耕盤が砂質粘土質ローム、切土部心土は位置により変化に富むが、およそシルト質ロームから砂質ロームにわたる。耕土、耕盤は有機物含有量が10%程度と高いが、心土は2%未満と低く、この影響を反映して密度等の違いがみられる。観測田一帯の地下水位は、湛水期も深い位置にあり2m以上オーガ孔を

設けても水位は現れなかった。

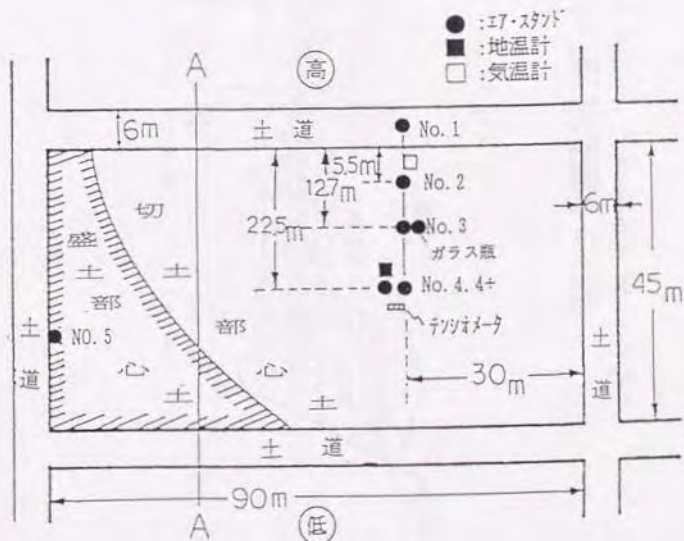
なお、観測田の土壤断面および土壤の基本的物理性は Fig. II-3 および Table I-1 に示す。

2 節 調査方法

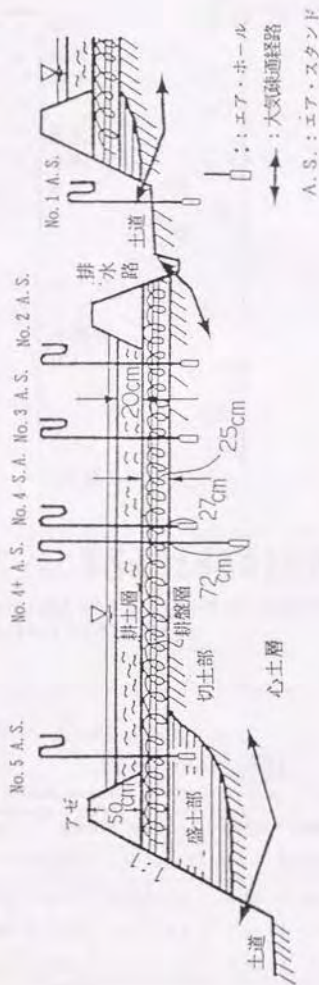
1. 調査項目

調査項目は、以下の5項目を中心に考えた。

1) 開放浸透流の有無については、耕盤以下の浸透良好な心土層、つまり切土部心土層を主な調査対象土層とした。地形にいくらかでも傾斜があれば、水田一筆の心土は切土部と盛土部で構成される。盛土部は重機転圧で造成されるため、

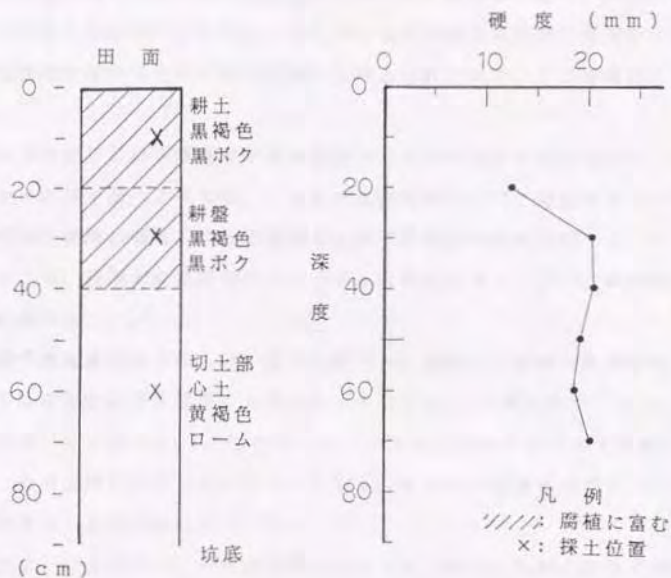


図II-1 観測田平面図
A plane of the observed paddy field



図II-2 観測田断面図 (図II-1のA-A線へ投影)

A profile of the observed paddy field (the projection Fig. II-1 at A-A plane)



図II-3 観測田の土層断面と山中硬度

The soil profile and hardness of yamanaka's method at the observed paddy field

表II-1 観測水田土の物理性

Physical properties of soils in the observed paddy field

土層	土性	真比重	粒度組成 (%)				乾燥密度 (g/cm ³)	湿潤密度 (g/cm ³)	液性 限界 (%)	塑性 限界 (%)	透水性係数 (cm/s)
			砂分	粘分	200分	粘土分					
耕土	L	2.578	1.2	57.2	34.8	6.8	0.533	1.34	94.6	61.0	1.50×10 ⁻⁴
耕盤	SCL	2.599	2.0	64.0	18.5	15.5	0.920	1.94	98.1	60.3	1.17×10 ⁻⁴
切土部心土	L	2.764	0.8	64.1	31.9	3.2	0.763	1.34	88.9	65.8	6.76×10 ⁻³

土性および粒度組成は国際土壌学会区分による

耕盤に近い低透水性となるので開放浸透流の発生の可能性は少なく、耕盤同様閉鎖浸透流となることが多い。しかし、切土部心土では直上の耕盤と透水性の差が大きく、開放浸透流の発生の可能性が高いと考えられるので、ここを観測の主対象とした。

2) 湛水下で生じる降下浸透水が開放浸透流であるか否かの判定をするために、切土部心土中の何を調べるべきか。これまでの諸研究^{96, 97)}で確認されてきたように、砂層や砂礫層の場合、開放浸透層では降下浸透流の動水勾配 (J) が1に等しい。そこで、浸透水の深度別ポテンシャル分布を測定し、 $J=1$ が得られるかどうかを調べることにした。

3) 砂層の開放浸透流では、その圧力水頭 (p) が負で、砂層の限界負圧 (この負圧以下になると砂層間隙中に大気が侵入する; p_k) に等しいか、 p_k より小さい値を示す $|p| \geq |p_k|$ 。したがって、切土部心土のサンプル (不攪乱採取) をはじめ、その上層土のサンプルについても p_k を測り、浸透水のポテンシャル (圧力水頭分布) と比べることにした。

4) 上記2) により $J=1$ が確認されたとしても、真に大気が心土中に疎通し、常に土中粗間隙空気圧が大気圧と等しくなっているかどうか。粗間隙の形態が粒子間間隙である砂層と全く異なり、根系状毛管網である火山灰土⁹⁸⁾ の場合、 $J=1$ のみから土中粗間隙の開放状態を断定することはできない。

そこで、本研究では新しく、開放浸透流の直接的判定を行なうために、降下浸透土層中の空気圧を大気圧と比較しながら、圃場において測ることを考案した。ここで、土層中の空気圧とは亀裂などの巨大間隙を除く、土層基質中の粗間隙中の空気圧を指す。この土層中の空気圧を測定した結果、常に大気圧と等しければ、この土層中の降下浸透流は開放浸透流と判定できる。逆に、両圧が等しくなければ非開放あるいは閉鎖浸透流であると判断される。この測定を「土中空気圧の測定」と呼ぶ。この方法は原理的には、砂質土、粘質土の如何を問わず適用が可能なはずである。

5) 開放浸透流の存在が確認された場合、その土層が酸化層であるかどうか、逆に閉鎖浸透土層においては還元層になっているかどうか。土層別にそれらを調べる。

以下に、具体的な調査方法について示す。

孔内にベントナイト粉末を充填したら、ビニールチューブと地上のU字マンメータをガラス管で接続し、耕土を埋め戻す。ガラス管の途中にT字管とコックを付け、通常は閉じておく。マンメータに水を入れると、水柱の一方には土中空気圧が、他方には大気圧が作用する。両者の気圧差がマンメータに現われるはずであり、両者に差がなければマンメータはゼロ点で平衡となる。この装置をエア・スタンド、土中下端のオーガ孔空洞をエア・ホールと呼ぶ。

この装置が正しく土中空気と大気の差圧を表わすかどうか、対照比較により判断するため、盛土部心土にも同じ装置を設けた。さらに、同一地点での浸透型の違いによる差を調べるため切土部心土のエア・ホール中にFig. II-6のようなガラス瓶を挿入した。これを地上のマンメータに導いた完全閉鎖系のエア・スタンドも作り、その圧力変化と瓶外周のエア・ホールの気圧との比較も行った。

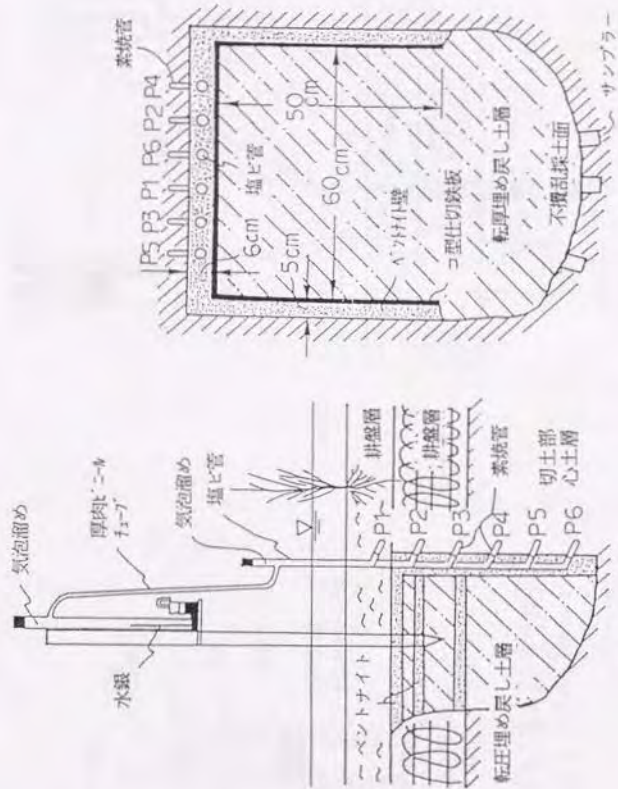
エア・スタンドの設置は、Fig. II-1、2に示す位置にNo. 1からNo. 5まで設けた。このうちNo. 2、No. 3はNo. 4、No. 4+に比べ道路や畦に近いので、土中空気圧に相違を生じるかどうかを見るために設置した。No. 1は水田外にある対照区として設けたもので、土道表面からの深さは60cmであり、水田内のNo. 2、No. 4と同レベルのエア・ホールである。この土道は切土部心土をそのまま路面としてある。また、No. 3は観測3年目に改造し、Fig. II-6に示したガラス瓶挿入のエア・ホールとした。

なお、No. 2~No. 4+の各スタンドのT字管は、ここのコックを開いて、土中空気を吸引することができる。土中の通気状況が湛水下においても極めて良好で、ほとんど抵抗もなく吸引できるので心土の通気性や O_2 、 CO_2 濃度も測定した。それらの結果は第VI章にゆずる。

5. 土層の酸化還元状態の判定

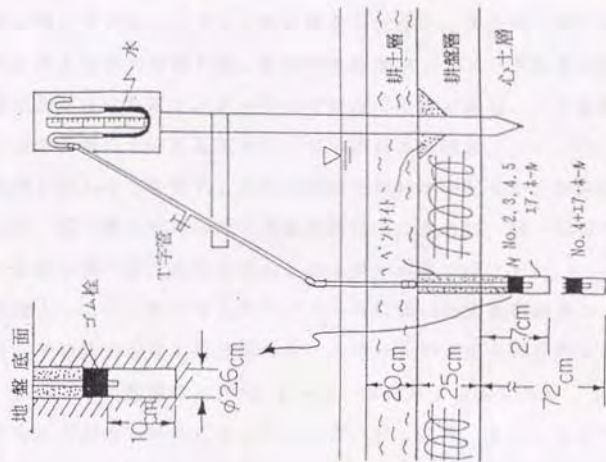
判定は、 $\alpha-\alpha'$ ジピリジル溶液(0.2%の酢酸溶液)を土層断面にふりかけて、赤紫の呈色反応があれば還元層、皆無であれば酸化層と見なすことにした。耕土は、黒色で呈色反応が不明のため、白色濾紙を土層断面にふりかけて、呈色の判定を可能にした。

調査地点は、切土部心土層からNo. 3エア・スタンドの脇、盛土部心土層からNo. 5エア・スタンド脇の計2カ所を選び、耕土、耕盤、心土について調べ



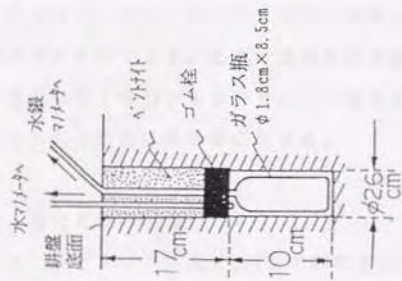
図II-4 テンジヨメータ設置図

Installation figure of these tensiometers



図II-5 土中空気と大気の気圧差観測装置

Apparatus for measuring the difference between air pressure in soil pores and atmosphere pressure



図II-6 ガラス瓶エア・ホール

Air-hole made by a glass bottle

孔内にベントナイト粉末を充填したら、ビニールチューブと地上のU字マンメータをガラス管で接続し、耕土を埋め戻す。ガラス管の途中にT字管とコックを付け、通常は閉じておく。マンメータに水を入れると、水柱の一方には土中空気圧が、他方には大気圧が作用する。両者の気圧差がマンメータに現われるはずであり、両者に差がなければマンメータはゼロ点で平衡となる。この装置をエア・スタンド、土中下端のオーガ孔空洞をエア・ホールと呼ぶ。

この装置が正しく土中空気と大気の差圧を表わすかどうか、対照比較により判断するため、盛土部心土にも同じ装置を設けた。さらに、同一地点での浸透型の違いによる差を調べるため切土部心土のエア・ホール中にFig. II-6のようなガラス瓶を挿入した。これを地上のマンメータに導いた完全閉鎖系のエア・スタンドも作り、その圧力変化と瓶外周のエア・ホールの気圧との比較も行った。

エア・スタンドの設置は、Fig. II-1、2に示す位置にNo. 1からNo. 5まで設けた。このうちNo. 2、No. 3はNo. 4、No. 4+に比べ道路や畦に近いので、土中空気圧に相違を生じるかどうかを見るために設置した。No. 1は水田外にある対照区として設けたもので、土道表面からの深さは60cmであり、水田内のNo. 2、No. 4と同レベルのエア・ホールである。この土道は切土部心土をそのまま路面としてある。また、No. 3は観測3年目に改造し、Fig. II-6に示したガラス瓶挿入のエア・ホールとした。

なお、No. 2～No. 4+の各スタンドのT字管は、ここのコックを開いて、土中空気を吸引することができる。土中の通気状況が湛水下においても極めて良好で、ほとんど抵抗もなく吸引できるので心土の通気性や O_2 、 CO_2 濃度も測定した。それらの結果は第VI章にゆずる。

5. 土層の酸化・還元状態の判定

判定は、 $\alpha-\alpha'$ ジピリジル溶液(0.2%の酢酸溶液)を土層断面にふりかけて、赤紫の呈色反応があれば還元層、皆無であれば酸化層と見なすことにした。耕土は、黒色で呈色反応が不明のため、白色濾紙を土層断面にふりかけて、呈色の判定を可能にした。

調査地点は、切土部心土層からNo. 3エア・スタンドの脇、盛土部心土層からNo. 5エア・スタンド脇の計2カ所を選び、耕土、耕盤、心土について調べ

た。時期は中干し当初、落水直後の2回を主に行った。

観測をしたのは1978～1980年の3年である。毎年代かき1カ月前（4月初旬）から12月すぎまで観測した。測定項目は毎年ほとんど同じにした。気圧、気温、地温などは自記計によった。気温は観測水田の田面上50cmの高さで区画内において、地温は田面下10cm深で測定した。降水量は農場が測定しているデータを借用した。テンショ、エア・スタンドなどの周辺は手植えや手刈りを行い、水田全体と同じ状況を維持した。テンシオの付近に30cm角の枠を設けて、その枠内と一筆全体について観測田の減水深をフックゲージで測定した。

結果は、いずれも15mm/d前後であった。

3節 耕盤・切土部心土の限界負圧と降下浸透流の圧力水頭分布

1. 耕盤・切土部心土の限界負圧

測定結果をTable II-1に示す。耕盤土層は、 k も p_k も試料間での値のバラツキが小さいが、切土部心土ではバラツキが大きい。耕盤底面以下1mくらいまでの心土層の断面を仔細に観察すると、土性の変化が明らかに認められ、 k や p_k の変動も自然な結果と思われる。

表II-2 毛管飽和透水係数(k)と限界負圧(p_k)

Capillary saturated hydraulic conductivity(k) and air entry value(p_k)

	耕盤 (試料5個)	切土部心土 (試料4個)
k (cm/s)	$1.4 \times 10^{-7} \sim 1.2 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-4} \sim 1.2 \times 10^{-2}$
p_k (水柱 cm)	-187 ~ -286	-6 ~ -23

(ただし、測定値はレンジを示す。)

2. 降下浸透流の圧力水頭分布

テンシヨの観測は2~3日に1回、継続して行った。Fig. II-8に1979年(第2年目)の圧力水頭分布図の代表的なものを示した。78, 80年も湛水期間中については、Fig. II-8とほとんど同じであった。非湛水期も分布型は第2年目とほとんど同じであるが、絶対値が若干違っている。

湛水期の圧力水頭分布図の特徴は、耕土層中は正水圧に近くほぼ 45° 分布をなし、耕盤層に入ると水頭損失が著しく、切土部心土に入ると $-15\text{cm} \sim -25\text{cm}$ でほぼ一定の負圧を示している。同図中に p_x の範囲を示してある(Table II-1に示した p_x の実測値をラウンドにして $-10\text{cm} \sim -20\text{cm}$ として示した)が、切土部心土層ではほぼ $p \leq p_x$ といえよう。

耕土・耕盤層では圧力水頭分布がほとんど正圧だから、これらの土層では閉鎖浸透流であると判定できる。切土部心土は、P5テンシオの値が、上・下のものより常に大きく、このため $J \neq 1$ が $J \approx 1$ と見るか難しい。また、P5の $p < p_x$ か、 ≈ 1 と見るかの判定も微妙である。このようにP5がP4, P6に対してバラツいたのは、土の物理性が位置により変動しているためと思われる。

非湛水期については、Fig. II-7では湛水直前(5/22)に最も乾いた状況が現われているが、3年中最も乾燥したのは80年(第3年目)の落水期(10/6)で、P1が -320cm (水柱)、P2が -300cm 、P3が -220cm 、P6が -120cm を示した。耕盤の p_x はTable II-1から $-187 \sim -286\text{cm}$ だから、このときは耕盤の底面(P3)をようやく大気が鉛直に貫通したかどうかという状況であり、このような乾燥期以外、耕盤層は一般に大気疎通のない閉鎖状態にあることが特徴といえよう。この点は、カドミウム汚染田の更正水田^{100, 101}と同類である。

4節 土中空気圧と $\alpha - \alpha'$ ジビリジル反応

1. 土中空気圧の動態

最初に盛土部心土やガラス瓶のエア・スタンド観測値と切土部のそれを比べる。Fig. II-8は78年の湛水開始の5日前における観測である。午後8時間の気圧差(土中空気と大気)の変動を示している。盛土部のNo. 5は最大、最小の変動範囲が70mmに及んでいる。切土部のNo. 2, 4, 4+, では $\pm 0\text{mm}$ と変動が皆無

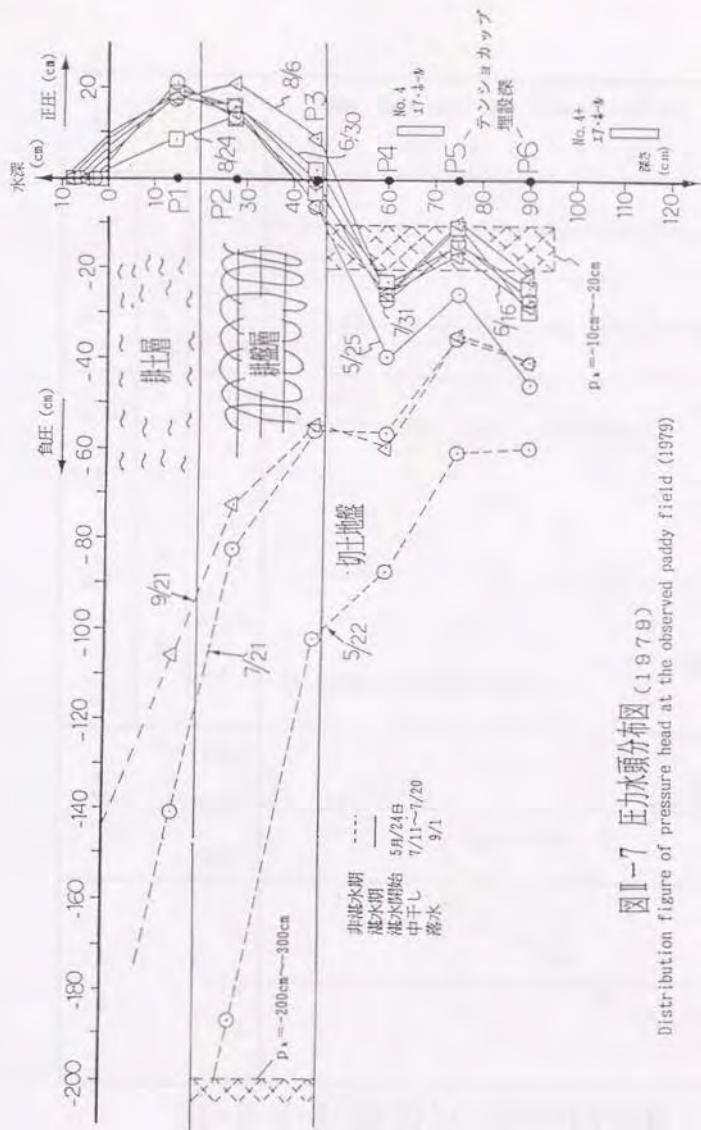
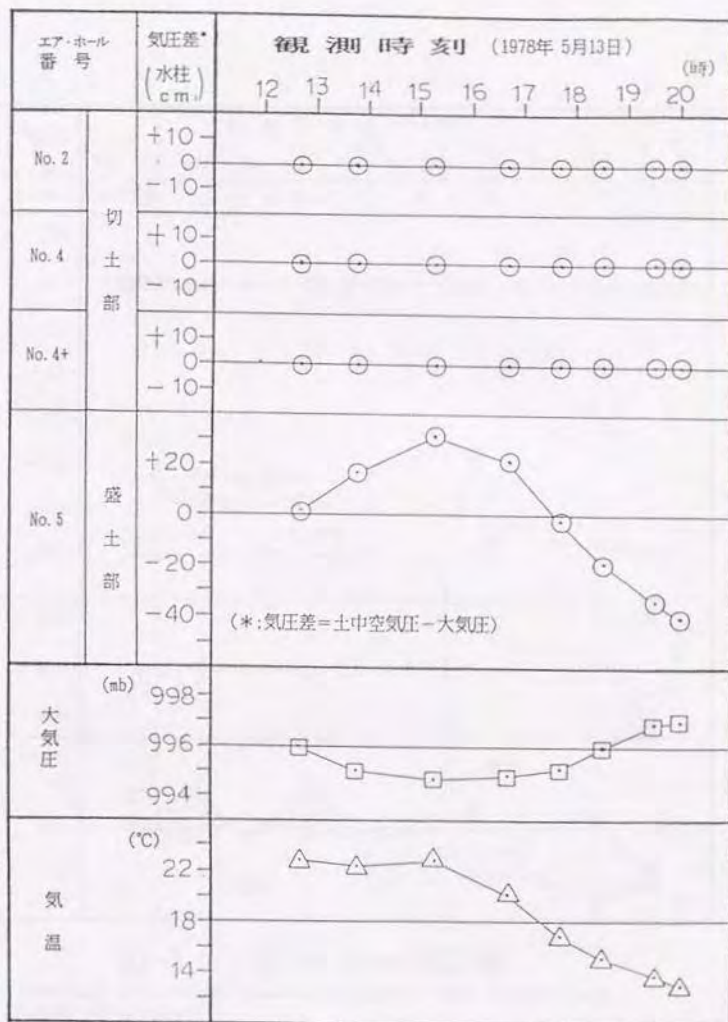


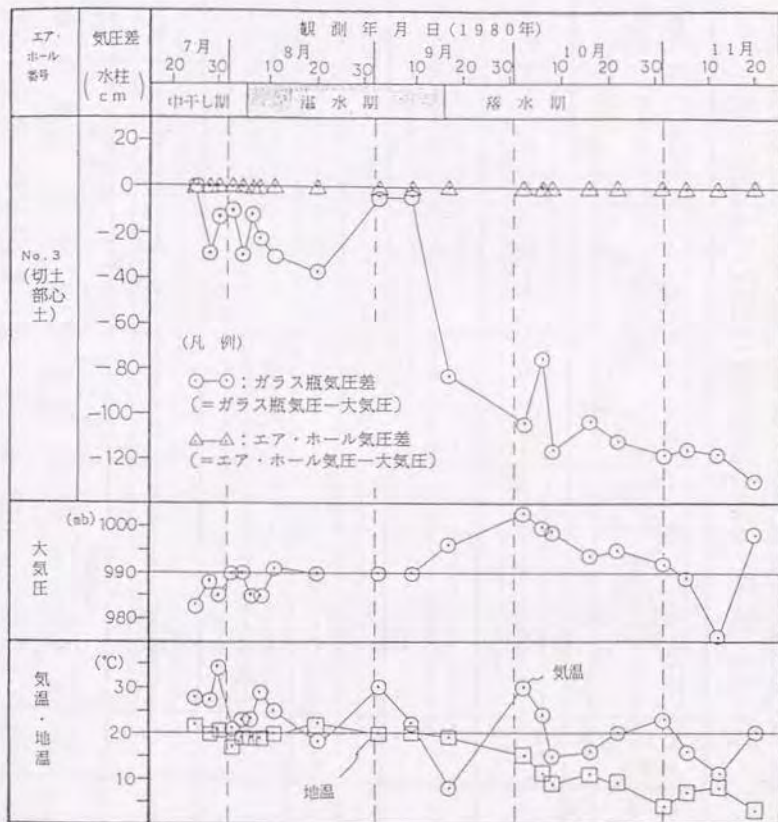
図 1-7 圧力水頭分布図 (1979)

Distribution figure of pressure head at the observed paddy field (1979)



図Ⅱ-8 盛土部心土と切土部心土の土中空気圧の比較

Comparison of air pressure between banked subsoil and cutted subsoil



図II-9 ガラス瓶とエア・ホールの空気圧比較

Comparison of air pressure between glass bottle pore and soil pores in the catted subsoil

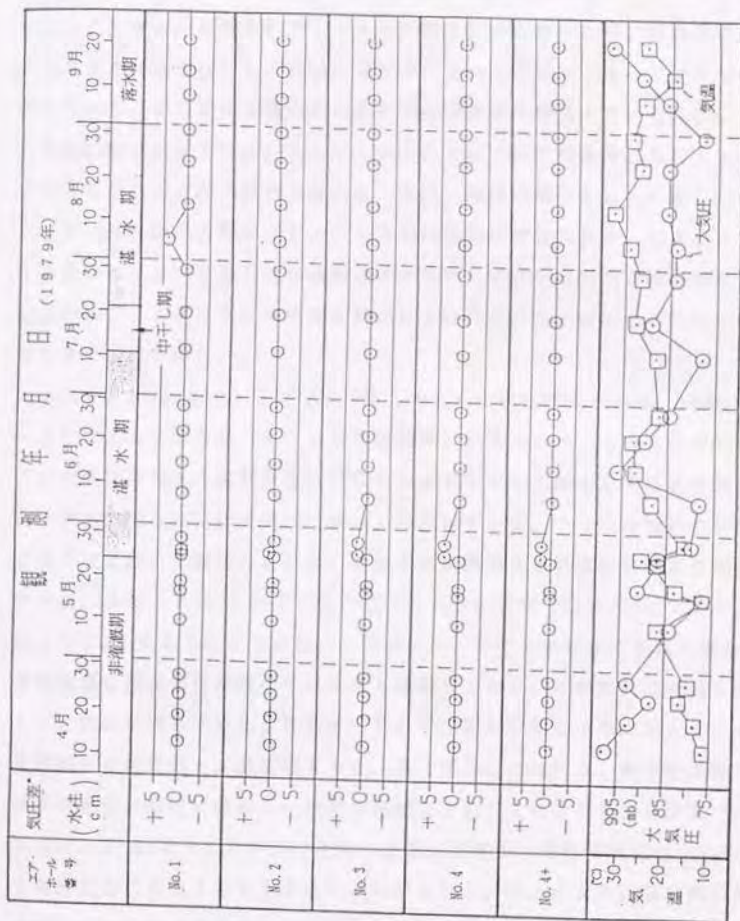


図1-10 切土部心土中の土中空気圧の経過 (水気圧差=土中空気圧-大気圧)

Variations in comparison of air pressure between cutted subsoil pores and atmosphere
 (* Comparison of air pressure = air pressure in soil - atmosphere pressure)

である。観測中の気温は10℃、気圧は2.3mbの変動があり、No. 5はその影響を受けていると考えられるが、これは盛土部が閉鎖状態にあることを示しているといえよう。No. 5地点にテンショの設置を行わなかったが、水田湛水後にはエア・ホールに水が漫出し、45cmの水柱マノメータがスケール・アウトし観測が不能になった。この事実も盛土部心土の閉鎖浸透流を物語っている。次に、Fig. II-8は80年におけるNo. 3エア・スタンドのデータである。このエア・ホールに挿入してあるガラス瓶内の気圧は、気温、地温の低下とともに著しく低下していくが、球外周の土壁のエア・ホール側は変動が皆無である。以上、Fig. II-8、9において、ホール部分以外は閉鎖系のエア・スタンドと同じ構造をもつ切土部心土のエア・スタンドに気圧差変動が現れなのは、切土部心土の特性が原因であると考えざるを得ない。

そこで、Fig. II-10に79年（第2年目）の観測結果を示す。78年、80年のデータもほとんど同じ値（とくに湛水期間中）が得られている。この図を大観すると、大気圧や気温の変動が著しいにもかかわらず切土部心土中の土中空気圧は湛水下においても、常に大気圧に等しく経過している。テンショ埋設やサンプリング時の切土部心土観察によれば、亀裂や巨大間隙あるいは砂礫層などは存在しなかった。また、Fig. II-7で見たようにP4、P6では $p < p_x$ であり、P5では $p = p_x$ と見ることができた。したがって、エア・ホール空気は土層基質中の限界間隙量を超える粗間隙の中の空気と疎通しており、この粗間隙を通じ切土部心土に大気が疎通しているものと考えられる。観測田周辺の切土部心土から採取した試料土の粗間隙をX線像影すると、最大径が1~2mm級で、最小径は数十 μ m級の根系状毛管が縦横に発達し、良好な連続性を有していることが分かる¹⁰²⁾。したがって、Fig. II-10のデータは、基盤土基質中の限界間隙量以上に及ぶ粗間隙が開放状態にあることを示すものと判断される。以上により、湛水期における切土部心土中の降下浸透流は大気開放状態で発生しており、火山灰土層水田にも開放浸透流が存在していると判定できる。

次に、Fig. II-10をやや細かく見ると、湛水開始（5/24）の直後の5/26から5/29までの4日間は土中空気圧が大気圧より2~3mm高い（No. 2+、3、4）。これは、心土への降下浸透流の発生により、間隙中の空気が水の浸入で圧縮され、一時的に土中空気圧が高まったためと思われる¹⁰³⁾。しかし、畦に近いNo. 2

では5/26の一日のみ1mmの上昇に止まっているのは、心土土中の間隙空気が耕盤層の下を水平に区画外へ排出される距離が、No. 3などよりも短いためと考えられる。このような土中空気と大気との疎通経路はFig. II-2に示したように想定される。湛水開始時は観測を連日行うため、土中空気圧の微増を3カ年とも捉えることで、その大きさはほとんど同じに現れた。土道のNo. 1も8/6に4mmの増圧が見られるが、これは直前の4日間に187mmの豪雨があり、一時的に道路面が湛水状況となったためと判断される。

以上の結果を、前節3.の圧力水頭分布図の観測結果に敷衍すれば、 $J=1$ とも考えられるが、むしろ $p \leq p_k$ の状況が得られるときには、砂質水田と同様に火山灰土水田でも開放浸透流をこれらの水理的条件のみで判定できる可能性が高い。しかし前述のように、心土土の物理性の不均一のために J や p_k に変動があり、判断が難しいという問題がある。土中空気圧の測定は、亀裂や砂れき層などとエア・ホールとの接触さえなければ、このような変動に煩わされることなく、得られる結果が明瞭であった。また、開放・閉鎖の識別を一義的に判定できる。ただし、火山灰土中の開放浸透流が砂層や砂れき層中のそれと全く同様なのか、たとえば限界間隙の量と分布状態、その中を流下する浸透水の形質、溶存酸素の受容性など間隔レベルで見た浸透水の微細な様態の究明は第Ⅲ章で述べる。

2. 土層の $\alpha-\alpha'$ ジピリジル反応

Table II-2のように閉鎖浸透流を生じる耕土、耕盤は2価鉄反応が明瞭で還元状態を示している。心土は盛土部（No. 5付近）では、閉鎖浸透流で還元状態を示したが、切土部では開放浸透であり、これは常に呈色反応がみられず酸化状態と判断された。前項で見たように、切土部心土は湛水でも大気疎通状態であり、これが酸化的環境を維持してきた要因であると考えられる。ただし、大気疎通性に加えて、土中空気に含まれる O_2 濃度の動態や、微生物栄養源などについての検討が加えられなければ、酸化・還元問題の結論は得られぬであろう。このことについては、第Ⅵ章で可能性が高いことを述べる。

火山灰地水田の切土部心土に開放浸透流が存在するという事例は、上記してきた調査水田一枚に限定されるとは考えがたい。破砕転圧工法で造成された火山灰地水田は東北から九州まで広範に存在するがそれら水田の置かれている地形や土

表Ⅱ-3 浸透型と $\alpha-\alpha'$ ジピリジル反応調査結果

Result of correlation between the percolation patterns and coloring reaction of $\alpha-\alpha'$ dipyriddy

	'78年		'79年			'80年			土層状態	浸透型	土層状態	浸透型
	9月	4月	7月	9月	9月	7月	9月					
杉土	G3	G1	G3	G3	G3	G3	G3	G3	還元層	閉鎖浸透	還元層	閉鎖浸透
杉畑	G3	G0	G3	G3	G2	G1	G1	G1	還元層	閉鎖浸透	還元層	閉鎖浸透
切土部	—	—	—	—	—	—	—	—	酸化層	開放浸透	還元層	開放浸透
心土	—	—	—	—	—	—	—	—				

(凡例) G₁~₃: 即時発色 g₀~₁: 数秒~数分後発色 ○: 発色せず
 赤字が大きいほど即時鮮明発色、4月(湛水期)、7月(中干し当初)
 9月(湛水直後)、浸透型は湛水状態を示す。

質条件は本研究の水田と共通するところが多い。また、破碎転圧工法は非火山性土の漏水性心土地帯にも適用されており、それらも調査田と共通性が強い。さらに、破碎転圧工法に関係がなくとも、浸透を抑制するすき床が発達し、地下水位の低い、透水良好な心土をもつ水田なども調査田と同様に考えうる。おそらく、これらの広範な水田地帯に同じような開放浸透流をもつ水田が存在するものと推定される。

5節 まとめ

得られた結果の要点について以下に述べる。

①岩手山麓傾斜地にあり、地下水位の低い、浸透抑制耕盤をもつ火山灰ローム質水田について、その降下浸透流の調査を3年間行った。

②耕土、耕盤、盛土部心土の圧力水頭 (p) は正圧で閉鎖浸透であり、切土部心土では $J \approx 1$ の負圧浸透流で、 $p \leq p_k$ であった。

③新たに考案した「土中空気圧測定法」により、心土土層中の空気圧を観測した。その結果、湛水期間中も切土部では大気圧が維持し、良好な大気疎通性が確認されたので、開放浸透流の存在が明らかとなった。

④ $\alpha - \alpha'$ ジビリジル反応は、閉鎖浸透流の生じる耕土、耕盤、盛土部心土で明瞭で、土層の還元が確認された。切土部心土では反応が現れず、酸化状態とみられた。

⑤調査水田のように開放浸透流の心土をもつ水田は、火山灰地や非火山灰性の漏水性の心土地帯で、地下水位が低く鋤床の発達した水田では広く存在すると推定された。

第三章 火山灰下層土の限界負圧とその浸透型判別への有用性

これまで開放浸透と閉鎖浸透（浸透型）の判別は、限界負圧（以後 p_k と記す）が用いられてきた。浸透水の溶存酸素含量を高めるような現象の発生は、等径粒体やそれに準じた砂層のような場合の p_k が、全ての間隙に平等に空気侵入を発生させ、閉鎖状態から開放状態への変移点を意味すること（田淵により検証¹⁰⁴⁾ されている）などから考えるならば十分に類推される。その後、土の p_k についても田淵により研究が進められた。この研究の中で p_k が観測されるまでに開放される間隙を同氏は「限界間隙」と名づけ、その意味は、「飽和土から水を吸引する場合に最初に排水された間隙である。その土中に存在する無数の連続した間隙のつながり（水みち）の中で、最も太い（狭部の大きさと判断される¹⁰⁵⁾」と述べている。また、土の限界間隙と飽和透水係数の関係および顕微鏡薄片観察による水みちの太さや径変化等^{106・107)} についての知見も得られている。

しかしながら、田淵らの研究で間隙径の変化や連続性が不明確であるなどの問題があった。また同氏は、土の場合の p_k についてはほとんど研究されておらず限界間隙量すらもわかっていないとしている。さらには「粒体における同じように土のなかでも土中水の形態変化をとまなうほど特異な現象なのか、または単なる水が排水される際の最初の空気侵入間隙にすぎないのか、ということも不明である¹⁰⁸⁾。」と述べている。

本章では、徳永らにより開発された間隙造影技術¹⁰⁹⁾ を用いて、最初に排水が試料全長に渡り完了する限界間隙実態等を非破壊で三次元的にとらえること、さらには p_k の浸透型判別指標としての有効性についての検討を試みた。

徳永ら^{110・111)} により発表された土壌間隙のX線写真を見るかぎり、毛管粗孔隙の発達著しい土壌が多いことは一目瞭然である。このことから、火山灰土層は砂層とは全く異なる間隙構造であることが明らかである。しかしながら、第二章では、火山灰地における水田心土に開放降下浸透流が存在すること、および浸透型と土層の酸化還元に対応について述べた。だが、開放浸透土層基質中の限界間隙の量と分布状態、ひいては p_k の浸透型判別における役割などの孔隙レベルの

究明はなされていない。よって、この種の土壤における限界間隔の実態を究明することは、土層の開放浸透の可能性ばかりではなく、酸化還元への影響の解明等に対する意義もあると判断し、本章の第1の目的とした。

開放浸透層であるか否かは、砂層及び土層を問わず前章の「土中空気圧の測定法」により直接的判定が可能となった。しかし、石幡ら¹¹²⁾により成層砂柱において明らかにされた、開放浸透層では層内への大気疎通を許容し、酸素拡散により降下浸透水の溶存酸素強度(DO値)を急速に増大させ、閉鎖浸透層では層内への大気疎通が遮断され、降下浸透水のDO値に顕著な変化を与えずほぼ一定値となる流れであるという浸透特性(以後、このような降下浸透水のDO値増減特性を本章では浸透特性という)は土では未解明である。等径粒体に近い砂柱実験において明らかにされた浸透型と降下浸透水のDO値の関係が、砂とは全く異なる孔隙形態の火山灰土壤においても p_k を境として存在し得るのか否かを明らかにすることは、開放浸透特性の一般性の判別上重要と考えられる。そこで、本章の第2目的は、開放浸透の存在を実証した成層水田をモデルとした3層構成土柱内の降下浸透水のDO値の増減特性を測定し、前述の成層砂柱のDO値特性が発生するか否かを明らかとすることにより、土における浸透特性の有無を実証することとした。

これまでの浸透型の判別手法として用いられてきた p_k は、均一な孔隙形態に近い砂層等においては有効であることが実証されている^{113, 114)}。今かりに、土壤においても浸透特性の存在が確認されるならば、それがいかなる土中水圧を指標として発現するかを調査することにより、 p_k の有効性が確認されると考えた。そこで、本章の第3の目的は、浸透特性が p_k を境として発生するか否かを調査し、 p_k の浸透型判別指標としての有用性を検証することとした。この究明のために、前章で開放浸透の実在を明らかにした岩手大学農学部附属滝沢農場水田(以後、開放水田と記す)土壤を用いて、同水田と同じ土層構成の成層土柱モデルを複製し、浸透特性の存在とその浸透特性が p_k を境界とする土中水圧で発生するか否かを実験した。

1節 限界間隙のX線影像による観察方法

1. 試料土の採取

採土場所は、岩手県滝沢村菓子の岩手大学農学部附属滝沢農場（以下、岩手ロームと略称する）、宮城県仙台市太白区山田字北前（以下、愛島ロームと略称する）、福島県安達町高日向（以下、安達太良ロームと略称する）の3地点とした。岩手ロームは破砕転圧工法により造成された開放水田に試孔を掘り、愛島ロームは先土器時代の遺跡発掘現場の断面から、どちらもステンレス製角柱筒（内径42mm×42mm×85mm）を用いて自然構造を損壊しないよう留意しつつ、また試料の地表側（上下方向）を明記し採土した。安達太良ロームは、農道工事現場の切り通し断面から壺掘りで採土した。採土深さは水田耕盤下の心土を主目標とした。但し、安達太良ロームでは採土の都合上やや深目となったが、大型水田切土部などでは田面に近い心土層に該当する。各地点からの試料は、室内で42mmの立方体に整形した。整形時にはいづれの土でも植物根は見いだせなかった。各土層断面の表層40~50cmは黒色の有機質土層が占め、その下層は黄褐色ロームとなっており、この層を採土した。

採取地点の土層断面および採土の物理性はFig. III-1およびTable III-1に示す。ただし、岩手ロームの採土地点の土層断面図は前章と同じであり割愛した。

2. 透水、限界負圧、通気試験

試料は、pF試験（砂柱法でpF0~pF1.5）を行ない間隙量分布を把握した後、同じ試料を用いて透水、pk、通気試験を行った。

試験は、Fig. III-2に示すような装置（田淵の透水性連続測定装置¹⁵⁾を応用したもの、透明アクリル製）に試料を挟み、透水試験→pk試験→通気試験の順で行った。試料にはその側面4周に重粘土層のコーティングを施した。その後、Fig. III-2のように装置に試料を挟み込むために透明アクリル角筒（内径50mm×50mm×50mm）のなかに試料を入れ、透明アクリル角筒と試料の隙間をパラフィン（130℃以上）を流入し充填した。パラフィンによる間隙の密閉度は、粘土を試料代わりにアクリル容器に装填した予備実験で、透水係数が10-7cm/s以下となることで確認した。

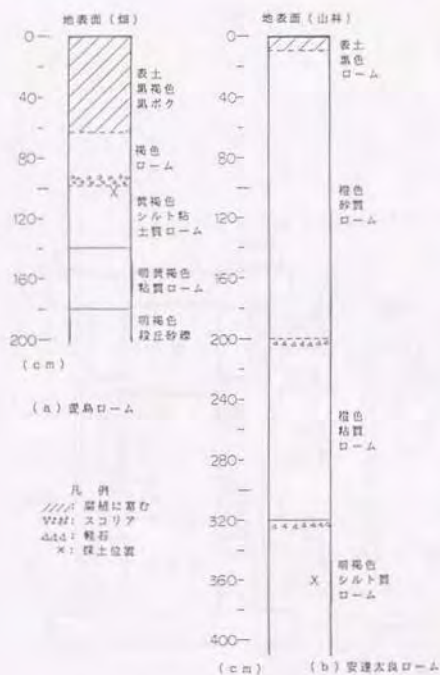
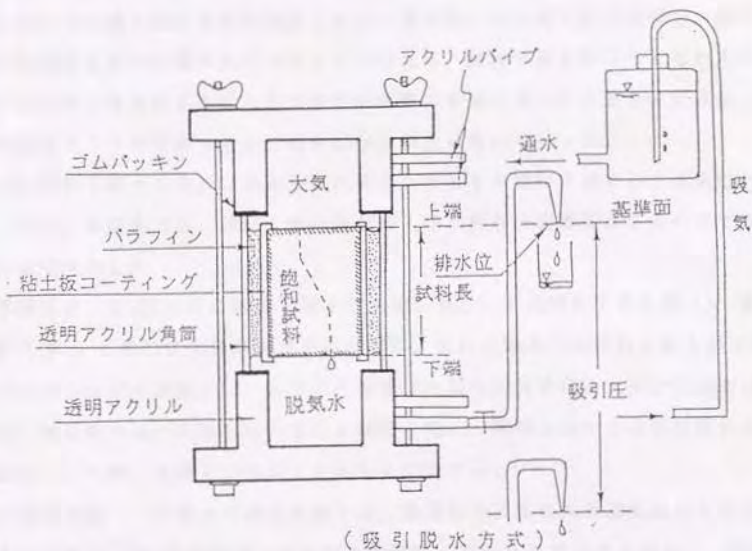


図1-1 採土地点の土壌断面
The soil profiles at the sampling points

表III-1 供試土の物理性
Physical properties of sample soils

供試土名	採土深 (cm)	土性	乾燥密度 (g/cm^3)	間隙率 (%)	透水係数 (cm/s)
岩手ローム	80	SL	0.796	71.4	8.4×10^{-3}
愛島ローム	100	SiCL	1.083	63.7	1.8×10^{-3}
安達太良ローム	360	SiL	0.886	68.0	4.8×10^{-2}

土性は国際土壌学会区分による



図III-2 透過性連続測定装置
Continuous measuring apparatus of permeability

(1) 透水試験 試料を装置に挟みデンケータ内に入れ真空飽和 (72cm Hg以上) した後、定水位透水試験を行った。

(2) p_k 試験 透水試験が終了した後、試料上部の湛水を除去し、排水位を試料上端を基点にして徐々に下げ、試料下端から気泡が連続発生した時点で試験を終了し、直ちに試料下端の気泡発生位置をマークした。排水位の下降は、試料上端から0.5cm~2cm幅で脱水平衡を確認しながら進めた。火山灰下層土の場合、試料下端の気泡発生孔の位置が肉眼で判別できるため、試料下端を見易くするために、装置下端部は十分な長さを取りかつ透明の材質のものを用いた。さらに実験は、装置を透明アクリルで作った台 (高さ10cm) の上に置いて行った。

p_k は、試料下端から最初に気泡が連続発生したときの試料下端にかかる負圧とした。なお、本研究では、試料上端の空気侵入圧は整形の影響等があるので下端の値のみを使用した。

限界間隙は、 p_k 測定時に試料下端まで大気が最初に貫通開放する孔隙 (= 貫通開放孔隙) と最初に大気が貫通するまでに、試料上端から試料内のある深さまで部分的にしか脱水が進まない幾多の孔隙群 (= 部分開放孔隙) に分けて考えた。

なお、本研究では、孔隙とは円管状の間隙を指し、間隙とは土中の固相間の空間を総称し、孔隙、亀裂その他総てを含むものとする。

(3) 通気試験 この場合の通気試験とは、貫通開放孔隙のみの通気能力を測定するものである。 p_k が測定されたら直ちに試料下部の装置内の水を除去し、試料上下部の装置にマンオメータを接続する。つぎに、試料下部装置にマリオット瓶の吸気孔を連結し、マリオット給水口から排水させることにより定圧力差 (各試料の p_k 以下の圧) の下における通気強度を測定した。

3. 限界間隙造影法

同一試料を用いて貫通開放孔隙と限界間隙を含む粗孔隙 (但しこの研究では、X線写真で立体視可能な範囲の粗孔隙強度を想定している。) の実態について、造影剤を用いたX線撮影を行ない、 p_k と間隙構造について考えることとした。なお、ここで用いる粗孔隙とは、今回得られたX線写真における孔隙造影の大部分が含まれる直径を考え50 μ m (相当吸引圧 $p F 1.8$) 以上とした。ゆえに、後述する火山灰土壌の p_k は、この値以下であり、粗孔隙は限界間隙をほぼ含んでいると

判断される。

(1) 貫通開放孔隙 貫通開放孔隙の造影は、通気試験終了時の試料を再度真空飽和させ p_x 試験を行い、前回と同じ位置から大気貫通が認められた試料を用いた。撮影は、大気貫通したら直ちに試料上下端を反転させ下端の大気貫通マーク位置に注射器で造影剤 (CH_2I_2 、水に難溶性) を滴下して浸入させる。試料下端(上面)から造影剤(以後、C.M.と記す)が浸出したら粘土を塗り漏れを防ぎ、直ちにX線立体撮影を行った。

(2) 限界間隙を含む粗孔隙 徳永ら¹¹⁶⁾により開発された「乾燥法」を用いて粗孔隙構造実態を撮影した。貫通開放孔隙のX線写真撮影後、同一試料を用いて乾燥法を行なうため試料底面に粘土コーティングを施した。

2節 貫通開放間隙影像と限界間隙を含む粗孔隙影像

p_x について、岩手、安達太良、愛島の各ロームについて測定した。その結果、岩手ロームの p_x の算術平均は、11.0cm (標準偏差: $\sigma_{n-1}=5.5\text{cm}$ 、個数: $n=24$)、安達太良ロームは、7.0cm ($\sigma_{n-1}=3.4\text{cm}$ 、 $n=15$)、愛島ロームは、35.2cm ($\sigma_{n-1}=26.4\text{cm}$ 、 $n=18$)となった。これらの試料の貫通開放孔隙の実態を Photos. III-1, 3, 5, 7, 9 に示す。また、同一試料を用いた限界間隙を含む粗孔隙実態を Photos. III-2, 4, 6, 8, 10 に示す。なお、写真上辺はいずれも地表側、写真右上のスケール線の太さは0.1mmである。

1. 貫通開放孔隙影像

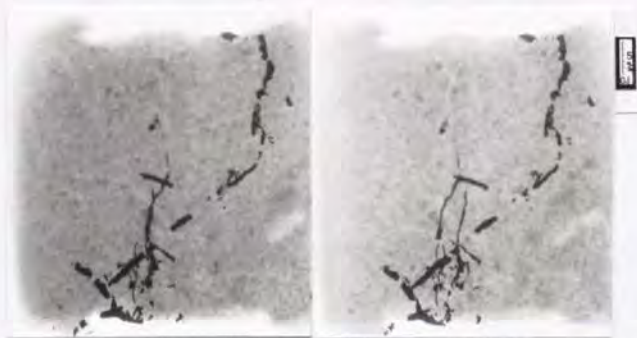
一辺約42mm立方体の土中における間隙網のなかで最初に試料全長に渡り排水が進んだ間隙は、いずれの写真を見ても根穴状の円形断面をもつ孔隙である。これらの限界間隙の諸指標を Table III-2 に示す。5試料全体での貫通開放孔隙の最大径は、約3mm、最小径は約0.3mm、一試料での最大径と最小径の比は、2~7倍になっている。貫通開放孔隙の径を試料上面から3mm間隔で求め、その平均径を求めてみると0.7mm~3mm、その変動係数は28%~46%となっていた。貫通開放孔隙の屈曲の度合いを(写真中の貫通開放孔隙長さ)/(試料長さ)の比(=屈曲度)として求めた値は、1.2~1.7となった。



写真Ⅲ-1 岩手ローム、自然構造、貫通開放孔隙
Iwate loam, Undist. soil, A pore completed air penetration over
sample length



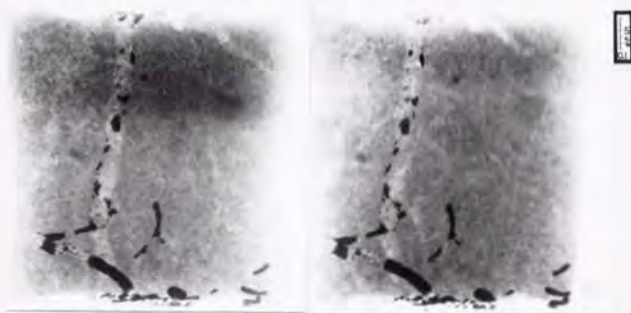
写真Ⅲ-2 岩手ローム、限界間隙を含む粗孔隙像 (写真1と同じ試料)
Iwate loam, Undist. soil, Coarse pores with Entry pore (Sample is
the same as Photo. 1 sample)



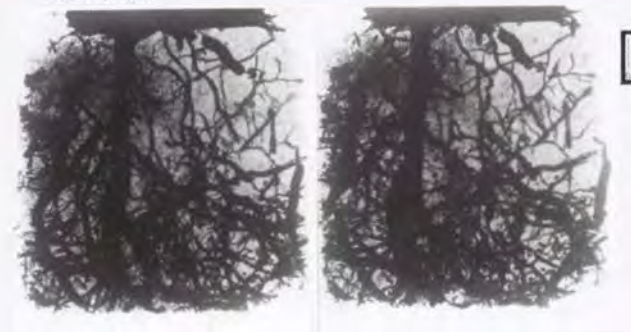
写真Ⅲ-3 岩手ローム、自然構造、貫通開放孔隙
Iwate loam, Undist. soil, A pore completed air penetration over
sample length



写真Ⅲ-4 岩手ローム、限界間隙を含む粗孔隙像 (写真3と同じ試料)
Iwate loam, Undist. soil, Coarse pores with Entry pore (Sample is the same as Photo. 3 sample)



写真Ⅲ-5 安達太良ローム、自然構造、貫通開放孔隙
Adataro loam, Undist. soil, A pore completed air penetration over sample length



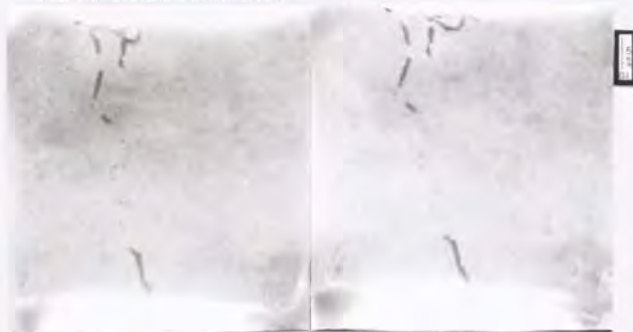
写真Ⅲ-6 安達太良ローム、限界間隙を含む粗孔隙像 (写真5と同じ試料)
Adataro loam, Undist. soil, Coarse pores with Entry pore (Sample is the same as Photo. 5 sample)



写真Ⅲ-7 安達太良ローム、自然構造、貫通開放孔隙
 Adataro loam, Undist. soil, A pore completed air penetration over
 sample length



写真Ⅲ-8 安達太良ローム、限界間隙を含む粗孔隙像 (写真7と同じ試料)
 Adataro loam, Undist. soil, Coarse pores with Entry pore (Sample is
 the same as Photo. 7 sample)



写真Ⅲ-9 愛島ローム、自然構造、貫通開放孔隙
 Medesima loam, Undist. soil, A pore completed air penetration over
 sample length



写真Ⅲ-10 愛島ローム、限界間隙を含む粗孔隙像 (写真9と同じ試料)
Medesima loam, Undist. soil, Coarse pores with Entry pore (Sample is
the same as Photo. 9 sample)

表Ⅲ-2 限界間隙の諸指標

Some indexes of entry pore

	貫通開放 孔隙の最 大径 (μm)	貫通開放 孔隙の最 小径 (μm)	貫通開放孔隙 の平均径(μm) (或動径数 (%))	貫通開放孔 隙の曲率度 (実測孔隙 路長)(cm)	粗孔径 ($\mu\text{F}1.5$ 以下) (cm^2)	限界孔径 (cm)	限界面積 (cm^2)	貫通開放孔 隙の透水係 数 $\cdot 10^{-4}$ (cm/s)	乾燥法で 透入量 $\frac{B}{A}$ (cm^3)	限界開放 率($=A/B \times 100$) (%)
Photo. 1 Photo. 2 岩手口一ム	3.0	0.45	1.70 (45.5)	1.66 (6.93)	3.73	7.0	1.77	1.7 $\times 10^{-3}$	2.61	67.8
Photo. 3 Photo. 4 岩手口一ム	1.20	0.30	0.79 (34.2)	1.55 (6.97)	4.06	16.0	2.44	4.9 $\times 10^{-4}$	2.51	97.2
Photo. 5 Photo. 6 安達大良 口一ム	3.30	0.70	2.85 (29.2)	1.36 (5.84)	6.88	5.0	3.32	1.6 $\times 10^{-2}$	1.94	171.1
Photo. 7 Photo. 8 安達大良 口一ム	2.20	0.90	1.38 (28.8)	1.23 (5.04)	7.61	4.0	3.11	1.1 $\times 10^{-2}$	2.66	116.9
Photo. 9 Photo. 10 安達口一ム	1.30	0.50	0.91 (32.1)	1.40 (5.73)	1.75	7.0	0.48	4.5 $\times 10^{-4}$	1.23	39.0

*1: 貫通開放孔隙の透水係数を求めた係数に換算した。

5 試料の貫通開放孔隙像を大観するならば、各写真中における孔隙の太さの違いは、植物根の種類と部位による太さの違いに類似した特徴が見られる。貫通開放孔隙の試料長さ約4 cmという範囲における径の変化(=狭部の発生)は、根系状の形態的特性(先端部に向かって径が細くなる傾向、分岐により細くなっていく傾向)による場合と異径の孔隙が連結することによって形成されているような場合に分類される。異径の孔隙の連結(Photos. III-1, 3, 5 がそれにあたる)は、新しい根が古い根穴に侵入する傾向が強いという立証例¹¹⁷⁾などからその成因を推測することができる。この貫通開放孔隙の広狭の発生は、以上の他に孔隙内壁の凹凸により形成されていることも各写真を見るかぎり明らかであるが、この種の広狭変動は微小である。

Photos. III-1, 5, 9 の写真には、蛇の脱け殻状に孔隙をC.M.が充填していない部分が写っている。均一粒体における間隙が飽和状態から空気侵入により開放された場合の残存水がリング状¹¹⁸⁾であるのに対し、火山灰土の孔隙でのそれは、C.M.が脱け落ちた影像に示されるような孔隙内壁の凹凸部に附着水状となる可能性があることを示していると考えられる。C.M.が孔隙を満たすことができない現象は、孔隙の径変化やC.M.の試料下端への不連続結剤が原因で発生していると推測される。

2. 限界間隙を含む粗孔隙影像

全供試土の p F 0 から p F 1.5 までの脱水量は、算術平均で岩手ロームが 3.46 cm^3 ($\sigma n-1=1.09 \text{ cm}^3$)、安達太良ロームが 8.04 cm^3 ($\sigma n-1=1.55 \text{ cm}^3$)、愛島ロームが 2.85 cm^3 ($\sigma n-1=1.12 \text{ cm}^3$) である。p_kに対応する脱水量(=限界間隙量)は、上述した各試料の脱水量の50%前後の値となった。これらの多数の間隙を全て写しだすことは、Photo. III-2の下部のようにC.M.浸入孔隙が過多となり立体視が困難となる(それほど多数の粗孔隙が存在している)ため、立体視可能な範囲の浸剤孔隙数で撮影を終了した。ゆえに、ここで考える粗孔隙量とは、立体視可能な条件下で写真中にとらえることのできる全粗孔隙をさすこととする。試料上下端部の雲上の影像は、C.M.の拭き取り不良ミスなどである。

乾燥法には、太い孔隙からC.M.が浸入するという特性がみられる。よって、各写真には貫通開放孔隙の周囲に存在する部分開放孔隙、さらにこれら以外のより

細い粗孔隙が写しだされていると考えられる。各写真を通覧するならば、貫通開放孔隙と類似の形態をもつ根系状孔隙が多数存在することは、いずれの写真においても一目瞭然である。岩手、安達太良ロームの限界間隙を含む粗孔隙写真の影像中に占める限界間隙の割合(=限界間隙率)を(限界間隙強度)/(乾燥法での造影剤の浸入強度)×100として求めた。その結果、Photo. III-2では影像の約70%、Photo. III-4では、ほぼ100%が限界間隙と考えられる。Photos. III-6, 8では、C.M. 浸入強度が限界間隙強度に比べ小さく、写真中の全ての影像が限界間隙と考えられるがまだ写しだされていない部分(=限界間隙強度-乾燥法での造影剤の浸入強度)も42%、14%程残っていると推測される。以上の写真などから、岩手ローム、安達太良ロームでは粗孔隙の発達が著しく、 p_k 測定時には均一に多数の孔隙が開放状態となっていることが推測される。よって、 p_k により浸透型の判別が可能と判断される。

愛島ロームのPhoto. III-10の p_k はPhoto. III-2と同じく7cmであるが、限界間隙強度は 0.48 c m^3 と他の4試料の三分の一以下である。透水係数も $1.8 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ と小さい値となっていた。このような試料であれば、写真に写しだされる孔隙本数も少ないであろうと予測された。得られた写真は、予想どおり孔隙本数の少ない影像となっている。孔隙分布も他の4枚の全粗孔隙写真に比べて均一性に欠けると考えられる。この写真から、脱水強度が少ない試料は p_k を用いてその試料全体の浸透型判別指標とすることには危険性があると判断される。

以上の5枚の粗孔隙像の写真を見るかぎり、田淵が述べているように最も太い狭部をもつ間隙が吸引脱水により最初に開放されているといえるであろう。

なお、今回得られた10枚の写真を見るかぎり、試料長さの長短により p_k が変化する可能性が考えられる。本研究では、試料長さを不攪乱試料の採土に用いられる 100 c m^3 サンプラーの長さ5cmに近似した4cm程度の長さとした。しかし、各限界間隙を含む粗孔隙写真から判断し、浸透型の判別においてはこの長さで測定した p_k が有用であると推定される。

3節 限界間隙の物理的役割

1. 限界間隙が飽和透水係数に果たす役割

p_k 測定直後の貫通開放孔隙のみの通気係数を透水係数に換算し、飽和透水係数に対する比率を算出した。この比率が高ければ、貫通開放孔隙の透水における役割が高く、この比率が小さければ、貫通開放孔隙以外の孔隙の透水に及ぼす役割が著しいといえるであろう。Photo. III-2では、14.4%、Photo. III-4では7.2%、Photo. III-6では17.5%、Photo. III-8では62.3%、Photo. III-10では24.9%という比率であった。各ロームの測定値の算術平均で示すと岩手ロームで8.74% ($\sigma_{n-1}=5.16\%$)、安達太良ロームで12.4% ($\sigma_{n-1}=7.55\%$)、愛島ロームで21.5% ($\sigma_{n-1}=9.94\%$)であった。

関東ロームにおける田淵の限界間隙の飽和透水係数に対する比率の30%未満という結果¹¹⁾と近似した値となった。このことより、貫通開放孔隙以外の孔隙の透水に及ぼす役割も良好であると考えられる。但し、Photo. III-8は、貫通開放孔隙の役割が62%と高い比率の場合における貫通開放孔隙以外の孔隙実態として掲載したものである。貫通開放孔隙は、周囲の孔隙に比べ直径で約2.5倍、かつ屈曲も周囲の間隙に比べて少ないことが高い比率の原因と推測される。

2. 限界間隙径とジュレン式の関係

貫通開放孔隙写真の狭部 (= 大気貫通を支配する) を開放する時に必要な吸引圧は、実測された p_k + 試料下端から狭部までの位置水頭として求めた。この値をジュレン式により土壌間隙当強度直径に換算し、フィルム上の実測狭部直径との適合率を試算してみた。各試料下端面を大気が貫通するのに必要な吸引圧は、Photo. III-1で11.2cm (狭部は、試料下面から4.2 cm、土壌間隙当強度直径: 0.27mm)、狭部径は実測 (0.1 mm目盛り付きルーベ使用) で0.45mmとなる。土壌間隙当量直径と実測で求められた直径を用いて比率を計算すると60%となる。同様に、Photo. III-3で53.3% (狭部は、試料下端から3.0cm)、Photo. III-5で70.0% (狭部は、試料下端から3.0cm)、Photo. III-7で71.0% (狭部は、試料下端から0.15cm)、Photo. III-9で70.0% (狭部は、試料下端から1.5 cm) となった。ジュレン式は、幾何学的な円形パイプに対して導かれた値である。そ

の精度を確認するため、透過性連続測定装置で長さ45mmの毛細ガラス管（一辺約40mm立方体の粘土を貫通させた供試体を作成）の p_k 測定を実施した。その結果、1mmφの毛細ガラス管の p_k はジュレン式により求められる値の1.34倍、同様に0.57mmφのガラス管で1.28倍、0.3mmφのガラス管で1.75倍、となった。この値（＝補正係数）を用いて試料下面に大気を貫通させる吸引圧を補正し（Photo. III-1で $11.2/1.28=8.8$ を補正圧とした。）、比率を試算しなおした。その結果、Photo. III-1で75.6%、Photo. III-3で93.3%（補正係数：1.75）、Photo. III-5で92.9%（補正係数：1.34）、Photo. III-7で97.0%（補正係数：1.34）、Photo. III-9で90.0%（補正係数：1.28）、と高い適合率となった。ガラス管からの脱水において後退メニスカス半径がガラス管内径より縮小することが観測された。これに比し供試体の孔隙内壁の凹凸の粗度は大きくガラス管よりもさらに影響が大きいと思われる。また、ガラス管に比べ真円でないことなどが補正係数を用いても適合率が100%とならなかった原因と考えられる。

3. 開放浸透と酸化的土中環境の相関について

土層内の粗孔隙が大気開放されることにより、土層内には少なからぬ影響が発生するものと考えられる。特に、土層内の開放孔隙と大気が疎通することは、大気中の20.9%という濃度の酸素が供給される可能性を発生させると推察される。このことは、物理的に土層内の酸化条件を作り出すという可能性を予想させる。

前章で、火山灰地における水田心土の開放降下浸透流の観測を行った開放水田では、湛水期においても圧力水頭が負圧の約30cmを示していた。つまり、pF1.5に相当する孔隙が開放状態になっていることが想定される。因みに、この観測水田の心土層から採土した試料のPhotos. III-2, 4に写しだされている粗孔隙量は、 2.61 cm^3 、 2.51 cm^3 である。pF1.5に相当する脱水強度は、これらの写真中の影像の1.43倍、1.62倍に相当し、均一に多数の孔隙が開放状態となると判断される。故に、水田心土基質の粗孔隙と切土部法面を界面として大気が疎通した環境が形成されると推察される。

今仮に、pF1.5に相当する孔隙が開放状態となったと仮定し、この孔隙から酸素拡散がなされる場合に周辺を降下する浸透水に酸素が飽和する時間を試算してみる。Photo. III-1の試料の脱水量の全てが、一辺約4cmの立方体において

0.01mm φ (pF 1.5の吸引圧で開放される孔隙径)で長さ4cmの孔隙として存在すると仮定し、開放される場合の孔隙本数は約11,900本となる。この本数が規則正しく立方体内に並んで存在すると仮定し、試料上面の面積を全孔隙本数で割算した値が、一本の孔隙の存在範囲面積と考える。孔隙は、約0.366mm×0.366mmの面積に1本存在し、その中心に位置するとした場合、この孔隙内壁から最も遠い直線距離は0.209mmとなる。この範囲の降下浸透水が開放孔隙からの酸素拡散によりどのくらいの時間で溶存酸素量が高まるか試算してみる。一次元の拡散方程式として(1)式に示すR. D. Pomeroyの式を適用²⁰⁾して、90%飽和の水(24℃、酸素拡散係数: $2.3 \times 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$)となる時間を求めてみると約16sとなる。

$$U = 1 - \frac{8}{\pi^2} \left(-D_{Ox} \cdot t \cdot \frac{\pi^2}{4L^2} \right) \dots\dots\dots (1)$$

U : 酸素飽和度 L : 拡散水層厚 (mm) D_{Ox} : 酸素拡散係数
 t : 酸素濃度90%水とするための所用時間 (s)

きわめて短時間で孔隙周囲の酸化的環境が形成されることが推定される。土層内の微生物や還元物質の存在を考えると理論とは多少異なるであろう。しかしながら、開放浸透層は環境を制御する可能性が高く、物質の移動集積や微生物相ひいては作物生育上重要な因子となるであろう。浸透形態が、このような環境制御因子であるか否かは、多様な因子が関与しているため降下浸透水のD0値を測定するような実証的研究に基づいて証明がなされる必要があると考えられる。また、このような実証により、 p_x 値の浸透型判別における有用性並びに試料長さ等を含めた測定法の検証もなされると推測される。このことについては、次節以降で詳しく検討する。

4節 限界負圧の浸透型判別における有用性検証方法

1. 実験計画

成層土柱モデル実験は、Table III-3に示すような条件で2本作製して行った。以下に実験における計画について述べる。

(1) モデル土柱の降下浸透強度と土層構成

1) 降下浸透強度 この章では、開放浸透と閉鎖浸透の浸透特性の有無を明らかにすることを第2の目的にしている。ゆえに、このような浸透型を示す浸透強度であればどのような値でもよいということになる。しかしながら、 p_x 前後の土中水圧で浸透特性が発生するか否かを明らかにするという目的からするならば、 p_x により近い値であることが浸透水の気圧からの影響の有無を判別するには厳密な条件と考えられる。

はじめに、開放水田の日減水深(15mm前後)を参考にすることを考えたが、この条件下の土中水圧(-30cm前後)は p_x の3倍程度の値であった。そこで、この研究では、開放予備実験(後述)を行い p_x により近い土中水圧を発生させる浸透強度として、100mm/d台の値を用いることとした。

表III-3 土層構成と浸透型

The soil layers composition and the percolation pattern

実験名 成層状態	土柱浸透実験	
	①	②
第I層・耕土	閉鎖浸透	
第II層・耕盤	閉鎖浸透・K最小層 $p_{x11} < p_{11}$	
第III層・心土	開放浸透 $p_{x111} > p_{111}$	閉鎖浸透 $p_{x111} < p_{111}$
第IV層	土柱末端の支持層・第III層の圧力調節層	

p_{x11} ・ p_{x111} : 第II・III層の限界締圧 K: 透水係数
 p_{11} ・ p_{111} : 第II・III層の圧力水頭 実験①・②は同じ土柱を使用した。

2) 土柱成層化の計画 水田の成層状態は、その立地環境により多様に考えられる。土の浸透特性を知るための既往の研究はないので、何をモデルとすべきか迷うところであった。この実験では、開放浸透の実在を明らかにした破砕転圧工法で造成された開放水田をモデルとした。この水田は、意識的に水田構造を耕土層、耕盤層、心土層に分類造成された地下水位の低い傾斜地水田である。このような3層から成る土層構成に対比させた土柱を作製した。

供試土は、開放水田各土層から直接採取した。この水田耕土は黒色腐植質（黒ボク表土）で、心土は黄褐色ローム、耕盤土は耕土に幾分下層のロームが混合されて構成されている。

土柱モデルの耕土・耕盤層は、攪乱採取した耕土を円筒に充填し、心土は大型サンブラで不攪乱採取（後述）し用いた。

(2) モデル土柱の浸透型と測定項目

1) 浸透型の計画 開放水田において、土中水圧が p_x 値より小さな圧で大気疎通が可能であった事実に基づき、各層の浸透型を以下のように計画した。

①浸透型のコントロール 浸透型をコントロールする際に考慮した現実水田は、漏水性心土上に造成された鍬床層が発達し、地下水位の低い、心土層が開放浸透となる乾田と地下水位が高い全層閉鎖浸透となる湿田である。土壌間隙を降下浸透水が滴流する流れであるか、不飽和で大気疎通条件下の流れであるか、という浸透型を決定する要因は、成層土層間の透水性の比（土壌条件）並びに地下水位（水理条件）などが考えられる。開放浸透の発生には、成層土層間の透水性の条件を、閉鎖浸透の発生には地下水位をそれぞれ制御して行った。

②各土層の浸透型 a) 第I層（耕土層）湛水条件下の開放水田では、耕土層の圧力水頭は正圧を示していた。この時、浸透水は土壌間隙をほぼ滴流し、閉鎖浸透となる。ゆえに、各実験とも耕土層は閉鎖浸透とした。b) 第II層（耕盤層）第III層に開放浸透を発生させるならば、浸透型の如何を問わないが、開放水田をモデルとしたので閉鎖浸透層とすることを計画した。c) 第III層（心土層）この層は、地下水の影響を最も受けやすい層である。浸透特性の明確な存在を確認するため、開放水田のような p_x より小さな土中水圧の全層開放浸透と対照実験として同一土柱で全層閉鎖浸透実験を計画した。

2) 実験手順および測定項目 実験は、試料を飽和し透水係数を測定後、閉鎖浸

透特性を究明する実験、開放浸透特性を究明する実験の順序とした。降下浸透水の浸透特性の有無とその p_k との関係調べるために、土柱内の各深度の圧力水頭分布、D0値などを測定した。

実験環境は、土層分化が発達する夏期湛水時の条件¹²¹¹⁶⁾を恒温・恒温室を用いて維持させた。湛水は、微生物活性を阻害しないように湧水(水田に利用)を用い、かつ水田湛水の高D0値に近似させるため、エアープンプにより給気を行った。

2. 有用性検証方法

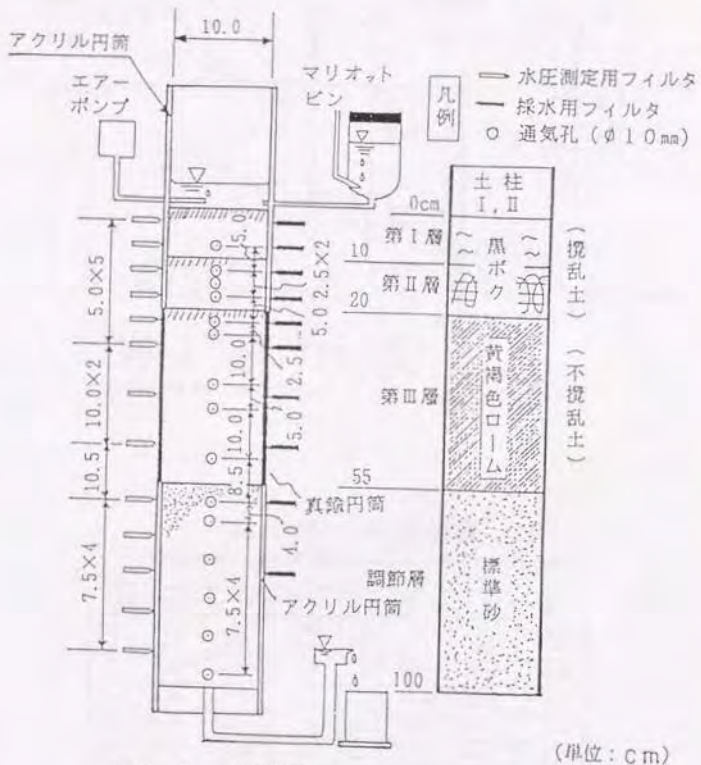
(1) 浸透試験装置およびモデル土柱の作製

1) 浸透試験装置 装置の概略は、Fig. III-3に示す。供試土等を充填した試験器本体は、長さ125cm、内径9.8cmの円筒(透明アクリル円筒と真鍮円筒を組合せて作製)を用い、その側壁に径10mmの小孔をあけ、水圧測定用、浸透水採水用の各フィルタ挿入孔および通気孔とした。正圧浸透土層の通気孔は浸透水の浸出を防止するためゴム栓をはめ、負圧浸透層では開放のままとした。真鍮円筒(35cm)は、自然構造の不攪乱試料を採取するために用いた。

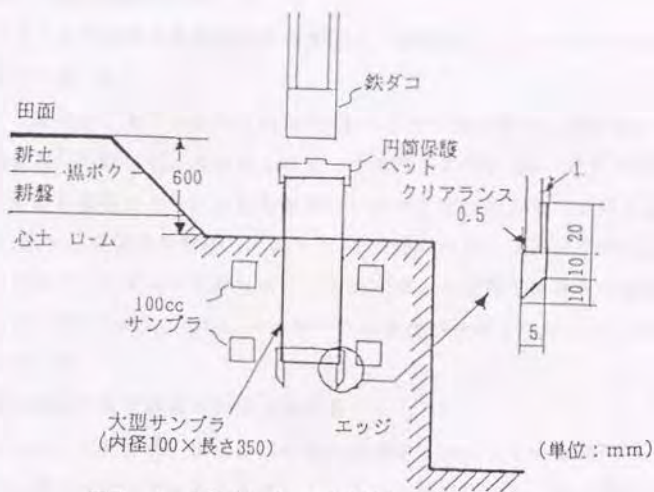
2) 土柱モデルの作製方法 土柱モデルは、同じ作製方法ならびに土層構成で2本実験に供した。

土柱の第I・II層の作製は、第II層、第I層の順とした。はじめに、透明アクリル円筒内に第II層をJIS第1法の締固め仕事量の1/13のエネルギーで突固め(乾燥密度 $0.67g/cm^3$)、この土層の日減水深を測定する。この値が、100mm/d台となるように円筒大のゴム栓で試料上部を圧縮し、計画値よりもやや大きめの浸透強度となるように作製した。次に、第II層上に代掻き状とした第I層をのせた。

第III層は、Fig. III-3に示すように開放水田の心土層(ローム)に大型サンブラ(真鍮円筒)を打ち込み、不攪乱採取したものを用いた。打ち込みによる試料の変形を小さくするため、円筒先端にはエッジ(クリアランス0.5mm)を取り付けて行った。試料の圧縮量は、Table III-4に示すように円筒長さの1%程度でかつ土と器壁の密着は良好であった。なお、クリアランスは土によりそのサイズをかえて使用可能とした。土柱には、最下部に第III層の圧力調整および支持のために第IV層を設けた。この層は、標準砂を用い、乾燥密度が $1.37g/cm^3$ となるように



図III-3 土柱構造図 (長さ1250mm, φ100mm)
 Structural figure of soil column
 (length 1250mm, φ100mm)



図Ⅲ-4 大型サンブラによる採土
Sampling of undisturbed soil by large colum

表Ⅲ-4 大型サンブラによる採土の圧縮量
Compressive length of undisturbed soil sample by large colum

大型サンブラ①				大型サンブラ②			
採土 深さ (cm)	a (cm)	b (cm)	圧縮量 (cm)	採土 深さ (cm)	a (cm)	b (cm)	圧縮量 (cm)
5	32.34	32.05	0.29	8	29.78	29.75	0.00
10	28.60	28.60	0.00	17	25.45	25.60	-0.15
15	23.35	23.35	0.00	33	20.70	20.55	0.15
20	19.40	19.35	0.05	42	15.70	15.70	0.00
25	15.25	15.15	0.10	52	10.42	10.30	0.10
30	12.75	12.70	0.05	67	5.35	5.10	2.25
35	11.28	11.30	-0.02	75	1.85	1.95	0.40
40	9.25	9.25	0.00	(凡例) 大型サンブラ 			
45	6.75	6.65	0.10				
50	4.55	4.30	0.25				
55	2.15	1.85	0.30				
63	-0.25	-0.5	0.25				
最終圧縮量 圧縮率 土と器壁の密着	0.25 cm 0.71% 良好						

透明アクリル円筒に充填し作製した。

以上の透明アクリル円筒と真鍮円筒の一体化は、接続部にゴムパッキンを挟み、クランプを用いて行った。

3) フィルタ 製作は、ガラス粉末 (G3, G4) をペンシル型の型枠 (内径7mm, 長さ35mm) に充填焼成して行った。その後このフィルタ内部に径1.5mm、長さ30mmの穿孔を施し、注射針を貫通させたゴム栓を接着、一体化して使用した (以後このフィルタをPGFと記す、青葉理研製作)。このPGFを土柱内へ差し込み (予め、PGF径より多少小さめのコルクボーラで穿孔後)、圧力水頭および降下浸透水の採水を行った。このポーラスなPGFにより、水圧変化への感度が良好となり、かつ迅速な採水が可能となった。

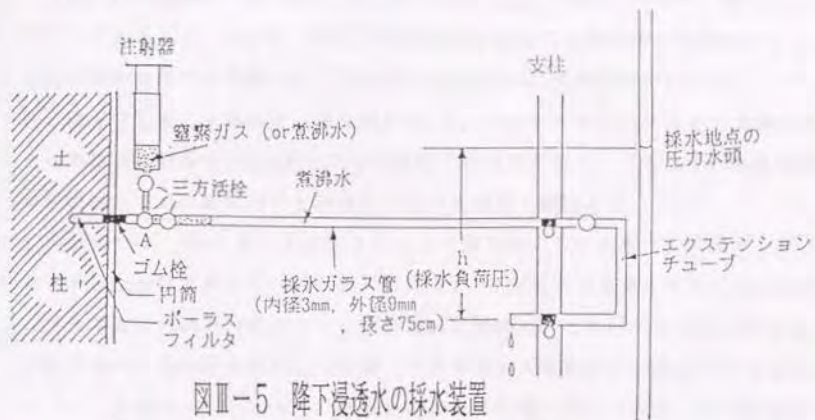
(2) 採水方法および降下浸透水の溶存酸素量

1) 溶存酸素 (DO) の測定法 採水は、土柱内各深度に挿入しているPGFの三方活栓 (A) にFig. III-5に示す装置を接続し、以下の手順で行った。はじめに、三方活栓 (A) からエクステンションチューブ末端まで煮沸水で満水する。その後、土中水と煮沸水との混合を防ぐため、三方活栓 (A) から窒素ガスを約10cm長さとなるように注射器で注入する^{122, 123)}。注入が終了したならば、土中水とエクステンションチューブ末端まで連続するように三方活栓をあげ、約5ccの採水を3時間以内で行なうこととした。採水時間は、エクステンションチューブ末端とその採水位置の圧力水頭との水頭差をコントロールして行った。採水ガラス管は、採水前に次亜塩素酸ソーダに浸した後、熱水を流下させ殺菌浄化し用いた。

採水した各深度の降下浸透水のDO値は、隔膜式白金センサによる溶存酸素計 (東芝ベックマン社製、センサ外径14mm、テフロン隔膜) を用いて測定した。小強度の試料のDO値とその水温を測定するために、小型の測定瓶 (内径16mm、高さ40mm、サミスタ温度計センサ挿入孔付き) を作製し、この中にDOセンサおよびサーミスタ温度計センサ (千野製作所) を入れ、スターラで内部液を攪拌しながら測定した。

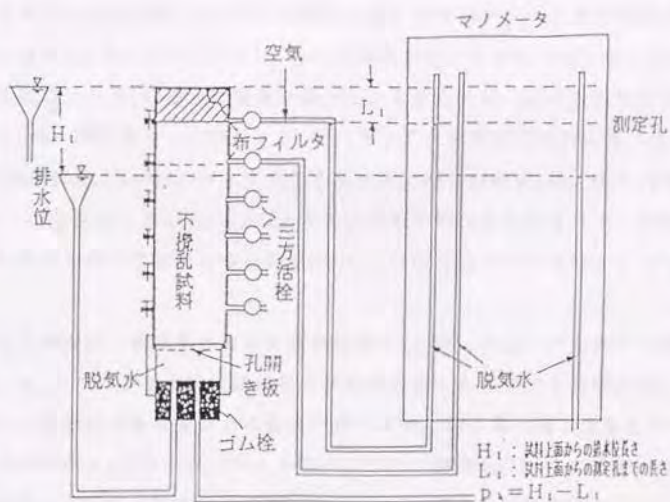
(3) 限界負圧および開放予備実験

1) 透水係数 (k) および限界負圧 (p_k) の測定 第I層の透水係数は、第I・II層の k を変水位透水試験より求めた後計算により求めた。第II・III・IV層の k は、円筒にマリョット瓶を接続し、定水位透水試験で測定した。



図Ⅲ-5 降下浸透水の採水装置

A apparatus for sampling down percolation water



図Ⅲ-6 大型サンプリャを用いた限界負圧測定装置

A device for measuring a pressure caused entry pores by using large column

p_k は透水試験終了後に測定した。第Ⅰ層の p_k は、開放水田の第Ⅰ層の土中水圧をモデルとした。ゆえに、正圧で閉鎖浸透となることが観測の結果明らかとなっていたので測定は省略した。第Ⅱ層の p_k 測定は、予備実験で100ccサンブラに同じ密度で充填した試料を、第Ⅲ層の p_k は、Fig. Ⅲ-4に示すような真鍮円筒打ち込み地点周囲から100ccサンブラで採土した試料を用い、どちらの試料も田淵式の吸引脱水方式の装置¹²⁴⁾を改良したものを使用し測定した。

本研究では、Fig. Ⅲ-6に示すような不攪乱採土した供試土を大型サンブラにセットした状態で用いて、吸引脱水方式で p_k を測定する装置を考案した。大型サンブラ下端に同径の円筒をクランプを用いて接続し、これに大型のゴム栓をはめ、試料下端から注水飽和する。この時、円筒側壁の小孔に布フィルタ¹²⁵⁾を用いたマンメータをセットしておく。試料を飽和させた後、ビニールホース下端を試料上面から下面側へ徐々に下げ、試料下面へ吸引脱水をし、試料上面から各深さにセットした布フィルタ位置への大気貫通を測定する。大気貫通したならば、試料上面に作用する圧力水頭(H1)から試料上面から各布フィルタまでの長さ(L1)を引いた値を p_k ($p_k = H1 - L1$)として採用した。このようにして、試料の2.5~5cm区間ごとの p_k の細かな変動を調べた。これらの値(3本の円筒の全区間平均値:6.5cm, 標準偏差:3.98cm)と100ccサンブラを用いて求めた値(平均値:11.0cm, 標準偏差:5.5cm)が多少大きくなった。得られた p_k は、同一円筒内でも3.5~14.5cmと変動していた。このような土壌の不均一性を考慮して、本研究では大型サンブラを用いて詳細に求めた p_k をもとに浸透型の判別指標とすることとした。

2) 開放予備実験 第Ⅲ層の開放浸透特性が p_k を境に発生するか否かの確認のためには、 p_k より小さな土中水圧の発生が可能か否かをまず知る必要があった。そのため、第Ⅲ層を第Ⅳ層の上に乗せ一体化させ、第Ⅲ層上面に蒸留水を滴下させ、土中水圧が p_k より小さくなるか否かについて調査した。このとき、土中には採水用および圧力水頭測定用PGFをセットしておく。この結果より、 p_k より大きな圧で、かつ p_k に近似した値となる流強度として適当と判断した100mm/d台を用いることにした。ただし今回の実験では、閉鎖・開放浸透の境界値の浸透特性解明は今後の課題とした。

3) 実験環境 Fig. Ⅲ-7に示すように、実験は室温約27℃、水温約26℃で行っ

た。

5節 限界負圧が降下浸透水の浸透特性の判別に果たす役割

Fig. III-7に土柱浸透実験①、②の実験結果を示す。2本の土柱の結果はほぼ同じだったので、本論文では1本の結果の掲載は割愛することとした。

1. 降下浸透水の浸透特性

(1) 圧力水頭分布

圧力水頭分布は、開放水田で開放浸透が確認されたときの条件、つまり心土層の p_k より小さな圧とすることを一つの目標とし計画した。その実験が実験①である。この開放浸透実験に対比して同じ土柱で全層閉鎖浸透を計画したのが、実験②である。実際に、実験でなしえた土柱水圧分布は以下ようになった。

第I層の圧力水頭分布は、両実験で湛水深の浅深に対応した正圧の閉鎖浸透となった。浸透強度を制御するように作製した第II層では、両実験ともに圧力水頭が急激に減少し、同層の上部で正圧から負圧に変化し、下端まで負圧を呈した。さらにこの層の動水勾配はほぼ1となる傾向も両実験で同じであった。ただし、実験②の第II層の圧力分布は、第III層の影響を受けたために-20cm近い圧力となったと考えられる。しかし、実験①、②のいずれの圧力分布も p_k より大きな圧となり同層内は全層閉鎖浸透特性が期待される条件となった。

第III層内の各深度の土中水圧は、土柱浸透実験①では負圧の10~20cmの間に位置し、下方ほど圧力が増大する傾向が認められる。しかしながら、圧力水頭分布は各部の p_k より小さく開放浸透特性を調査する目的に適合した条件と判断された。このような土中水圧とする土層の k は、第II層が最小で、第III層/第II層の比が実験で約23倍となる条件で生じている。この透水係数比からのみ考えると、一般水田においてもこのような条件下に近似した水田は存在すると予想される。石幡ら¹²⁶⁾の砂柱実験で見られたような、 $J=1$ という特性は、明確とは言いがたいと考えられる。その原因は、供試土の物理特性が不均一なためと推測される。

対照実験として行った実験②の第III層の圧力水頭分布は、排水位を第III層上部まで上昇させた結果、排水位より上部は3cm以下の負圧となり、下部はほぼ45°

勾配に近い正圧となった。この結果より、排水位より上部も下部も p_k より大きな圧力水頭となり全層閉鎖浸透が達成されていると判断された。

このような圧力分布のなかで、実験②の第Ⅲ層上面から2.5cm位置の水圧および第Ⅱ層の圧力水頭は閉鎖浸透と推定されるが極めて p_k に近く、降下浸透水のD0値特性が注目された。

以上の結果より、実験①、②において p_k 前後の土中水圧分布の降下浸透実験がなしえ、開放浸透特性と閉鎖浸透特性が発生するものと予想される。

(2) 降下浸透水の溶存酸素量 (D0)

降下浸透水のD0値が増大する流れが発生するか否かについて検討する。

湛水のD0値は、ほぼ26℃(1気圧)のときの理論飽和値に近い8ppm台となった。エアープンプによる給気により水田湛水および河川水のD0値と近似した条件となっていると判断された。しかし、この値も、実験①、②ともに第Ⅰ層表面下2.5cm深で2ppm台まで急激に低下し、さらにこの層の下部では1ppmまで低下している。第Ⅱ層上部の値は、両実験とも1ppm台と第Ⅰ層下端部と同じ値となった。しかしながら、同層下部の値は、実験②が上部と同じ値なのに比べ実験①ではやや値の上昇傾向がみられる。しかし、実験①の第Ⅲ層上端から2.5cm位置の測定値は7ppmに近い値まで急激なD0値の上昇現象が発現している。このような高い値は第Ⅲ層内の各観測深さで同じく観測された。降下浸透水中の微生物の棲息¹²⁷⁾ならびに易還元性物質や微生物等の酸素消費物の流脱^{128, 129)}が明らかにされている。このことから判断し、第Ⅲ層においてこのようなD0値の増大ならびに高D0値の維持された流れの発生原因は大気疎通による酸素供給を考えざるをえないであろう。因みに、微生物等による酸素消費を調査するため第Ⅳ層のD0値も測定してみた。その結果、Fig. III-7に示したような値が得られた。この層の p_k は-30cmとなり全層閉鎖浸透である。豊浦標準砂という試料は微生物の栄養源には極めて乏しいと考えられる。だが、得られた結果は、このような層でもD0値の低下が発生することを示した。このことより、第Ⅲ層内の7ppmに近い高D0値の維持は、開放浸透がこの程度の消費を凌駕する供給能力があることを示しているものと推定される。実験①の第Ⅱ層下部のD0値は、同層上部に比べ大きくなった原因は、開放浸透層である第Ⅲ層の影響を受けたものと思われる。

この実験結果より、砂柱実験で得られた閉鎖浸透層から開放浸透層の境界で低

D0値状態から飽和D0値に値が上昇するという結果と同じ現象の存在が判明した。これらの原因として、Ⅲ層は多量の開放孔隙（根系状孔隙）による通気網に囲まれた中を降下浸透する土中水（孔隙内壁を被覆水状に流下あるいは通気網に囲まれた毛管内を不連続水として）が酸素拡散によりその値が短時間で高まることが本章8節で予想されていた。今回の結果は、この予想を裏づけるデータとなった。しかし、これらの層が閉鎖浸透状態になるならば、D0値の上昇はもたらされないのか、同一土柱モデルで排水位、湛水位のみを変化させ、全層閉鎖浸透という対照実験②の第Ⅲ層の値についてみてみる。

第Ⅲ層のD0値は、実験①の飽和値に近い値から1 ppm台の値に低下し、その値が維持されているような分布となった。このようなD0値分布は、大気疎通を遮断する流れであることを反映したものと考えられる。

以上の結果より、同一土柱において排水位等の上下により、降下浸透水のD0値を急激に増大させる流れとD0値の増大を発生させない一定値の流れのあることが判明した。よって、土壌においても開放浸透と閉鎖浸透の浸透特性が存在すると判断された。

2. 限界負圧と降下浸透特性の関係

前項1. で述べたように、土壌においても、砂柱実験と同じ浸透特性が発生することが実証された。本項では、これらの特性が、 p_x の値に対してどのような関係で生じているかを検討し、浸透特性発現の判別指標としてのこの値の有用性を検討してみる。

土柱浸透実験①・②の第Ⅱ層は、それぞれ負圧の20cm、1cmに近い値でかつ $J = 1$ とも考えられる圧力分布となっている。両実験ともにD0値の増大現象は発生していないと判断される。特に実験①の値は p_x に近く、 p_x より僅かでもその値が大きい場合は大気疎通の影響が無いことを示したのとして重要と考えられる。かつ、 $J = 1$ となる負圧状態が開放浸透か閉鎖浸透かを判断するうえで p_x は極めて重要な判別指標と考える必要があることを示しているともいえよう。さらに、一義的に浸透型を判別する方法としては第2章で述べた土中空気圧と大気の気圧差測定というような方法がより簡便で正確な方法と考えられる。

土柱浸透実験①の第Ⅲ層の負圧は、いずれの実験でも、 p_x よりも小さな値であ

る。このときのD0値は7~8 ppmに増大したままである。つまり、大気疎通による酸素拡散の影響による浸透特性が発生していると考えられる。これに対比して、排水位を上昇させ土中水圧を p_k より大きくした実験②の第Ⅲ層では、D0値の上昇は発生せず、閉鎖浸透特性であるほぼ一定の低D0値となっている。故に、火山灰土下層土においても降下浸透特性は p_k を境界として生じていると判断される。また、特に注目すべき土中水圧と浸透特性との関係は、実験②の第Ⅲ層上端部の p_k より1 cm程高い土中水圧でもD0値の上昇が発生せず、閉鎖浸透特性が生じる点にみられる。第Ⅱ層は突固め土であったが、第Ⅲ層は不攪乱土であり、構造の如何により p_k の役割が浸透特性の発生に重要であることを想定させられる。

以上の土柱浸透実験結果より、降下浸透水の開放浸透特性は、 p_k より小さな圧のときに発生し、閉鎖浸透特性は、 p_k より大きな圧で発生することが結論づけられるであろう。故に、このような火山灰土壌における p_k は、浸透型判別指標として有用であると判断される。

6節 まとめ

得られた結果の要約について以下に述べる。

- ①限界間隙の実態を貫通開放孔隙と限界間隙を含む粗孔隙に分類し、X線間隙造影法を用いて影像としてとらえることに成功した。各写真で得られた貫通開放孔隙像は、全て円形断面を持つ根系状の管路を示した。孔隙径は0.3mm~3mm、その平均径は0.7mm~3mm、その変動係数は28%~46%、屈曲度は1.2~1.7となった。この貫通開放孔隙の広狭は、植物根の形態的特性あるいは新しい根が古い異径の根と連結する形態に類似したものとなっていた。
- ②貫通開放孔隙像の一部にC.M.を充満していない孔隙像が写しだされた。この影像は、飽和土が開放された後の孔隙内の残存水の形態が孔隙内壁の凹凸部に付着水状とな可能性を示していると推測された。
- ③限界間隙を含む粗孔隙像(本研究で得られた写真ではほぼ限界間隙量に相当)は、貫通開放孔隙と同様な根系状孔隙の均一で多数の発達により形成されていることが分かった。よって p_k が浸透型判別に有用と考えられた。さらに、土壤基質中の酸素拡散による酸化環境形成への影響が予想された。

④火山灰下層土において、飽和土から水を吸引する場合に最初に試料全長にわたり排水された間隙（＝貫通開放孔隙）は、無数の連続した間隙のつながり（水みち）のなかで、最も太い（狭部の太さが）ものであるという間隙実態が、X線間隙造影写真により実証された。

⑤貫通開放孔隙の透水係数が飽和透水係数に占める割合は、3割未満であった。このことより、貫通開放孔隙以外の孔隙の透水に及ぼす役割が著しいことが分かった。

⑥貫通開放孔隙径とジュレン式の適合率を試算した結果、狭部の大気貫通圧はジュレン式の吸引圧の $1/1.2 \sim 1/1.75$ 倍の補正をすることにより90%程度の適合率が得られた。

⑦開放浸透の実在を明らかにした水田土壌（不攪乱採取）を用いた土柱モデルを作製し、土壌の降下浸透水のD0値の増減という浸透特性の有無および p_x の浸透型判別指標としての有用性を調査する装置および方法を開発した。

⑧湛水条件下の成層土柱モデル（3層構成）を降下する浸透水のD0値を深度別に測定した。その結果排水位が低い場合は、第Ⅰ～Ⅱ層では低D0値水（1ppm前後）であるが、第Ⅲ層では高D0値（6ppm台）となる特性が発生することが明らかとなった。また、同一土柱で排水位のみを上昇させた場合のD0値は、全層低D0値（2ppm前後）の鉛直分布となった。このことより、土壌においても砂において明らかにされた浸透特性が発生すると判断された。

⑨成層土柱モデルの第Ⅱ、Ⅲ層において、降下浸透水のD0値の増減の浸透特性が p_x を境界として発生することが実証された。このことにより、土壌における簡易な浸透型の判別指標としての p_x の有用性が明らかとなった。

以上のことから、土壌における p_x を用いて降下浸透水中のD0値を増大させ酸化的環境を形成する開放浸透とはほぼ一定の低D0値で還元的环境を形成する閉鎖浸透の判別が可能となった。だが、果たして浸透型と対応して土層が酸化層あるいは還元層となるかは残された問題である。また、浸透型に対応して土層が酸化層あるいは還元層となるならば、土層中の物質の移動集積（例えば、鉄、マンガン等）に少なからぬ影響が考えられる。このような水田生成論的¹³⁰⁾あるいは八幡により提唱されている「土層工学」的課題¹³¹⁾の究明への本研究成果の適用については次章以降で検討する。

第IV章 成層水田モデル土柱における浸透型と土層分化の関係

本章では、土壌の酸化還元の定量的判断に用いられている酸化還元電位 (Eh) をもとに、浸透型が土層分化に及ぼす影響について究明を試みた。そのため、第II章で述べた開放浸透流をもつ水田の土壌を使った土柱モデルならびに異なる地点から採土したロームを用いた土柱モデルを用いた。なお、開放浸透条件下での酸素供給による酸化力が、浸透強度を増大し開放間隙の少ない条件で、かつ微生物活性を強化させた場合でも、果たして酸化作用が優勢となり酸化層を形成できるかが最も懸念された。この点を解明するため、これまでの土層分化実験に用いられた浸透強度^{132, 133)}と同じ値 (20mm/d) から2~4倍の50mm/dおよび100 mm/dの漏水田級の浸透強度まで実験した。このことにより、浸透流速の増大による浸透型に対する影響の検討も可能となったと考えられる。

また、上記の浸透強度で、心土層が黒ボク有機質土でも浸透型が開放浸透であれば、酸化層を形成し得るかということの解明も試みた。さらに、閉鎖浸透層が有機物含有量の多寡により還元化の進行に大きく影響を受けるか、つまり有機物含有量の多い土を用いた閉鎖浸透層は、無機質土に比べ迅速に還元層が醸成されるかということである。以上の課題の危惧の背景には、土壌学のテキスト等の多くに「水田耕盤層やそれ以下の土層には、有機質肥料がすきこまれることはないから、微生物等の繁殖が少なく、土層中の酸素は消費されない。従って、これらの土層は、酸化状態を呈している^{134, 135)}。」という説明に基づくものである。しかし、黒ボク土やそれに近い有機物含有の水田土においても下層が酸化層となっていることや、この状態がもたらすと考えられている集積層が形成されているという報告^{136, 137)}が一方ではなされている。

さらに、浸透型と土層分化の関係が有機質土でも成り立つとすれば、土壌物理学が土層分化やこの現象に由来する集積層発生の機構解明にも有用な手段となる可能性を示唆できるであろう。また、このような土層分化のコントロールは、物質の移動集積という水田の浄化機能および還元層で発生するメタンやその他の地球温暖化に影響を及ぼす物質の発生量を減ずるなど地球環境に優しい水田構造モ

デルの可能性を探る研究の基礎的なもののひとつとも考えられる。

これまで開放浸透層の存在は、砂および火山灰下層土を中心として成立することが明らかにされている。しかしながら、突固め土を用いた実証は未了であった。砂のような均一粒体の間隙構造は、均一に発達¹³⁸⁾し、第Ⅲ章で述べたように火山灰下層土のそれは、円形断面を持つ根系状孔隙が縦横に連続性をもって発達している条件であった。突固め土の透水間隙構造が徳永等によりx線造影写真により明らかにされている¹³⁹⁾。これらの写真像から判断し団粒間隙を降下浸透することが予想されるが、その粗間隙形態（断面形状、接続性、屈曲性、構造的など）が前述の2試料と大差があることは明らかであろう。ゆえに本章では、顆粒状の土を用いて突固めモデル土柱を作製し、砂とは異なる間隙形態条件下の開放浸透実証をおこなうこととした。また、限界負圧（以後 p_x と記す）の有用性を突固め条件の土を用いて検証することも併せて本章の課題とした。

1節 実験計画

成層水田の土柱モデル実験は、円筒内に製作し、同一土柱で浸透型をTable IV-1のように変えて行った。以下に、実験計画について述べる。

1. 降下浸透強度および土柱構成

(1) 降下浸透流速 浸透流速の増大は、微生物活性阻害物質の除去作用を大きくし、ゆえに微生物の酸素消費能力が高まる（=還元力が高まる）と考えられている。また、逆に開放間隙量は減少し、土層に侵入した間隙空気による酸素供給が減少し酸化力が低下することが予想される。

これまでの研究で検討された浸透強度の最大値は50~60mm/dであり、本研究ではこれらの実験に比べより還元的条件を強化（=酸化層形成に厳しい条件）し、浸透型が土層内の酸化還元に及ぼす影響をより明確にするため、20mm/d前後、50および100mm/d前後の浸透強度（以後、5mm/d、20mm/d、50mm/d、100mm/dと記す）を計画した。

以上の浸透強度において、有機物含有量の異なる土の浸透型をコントロールしたモデル土柱を用いた。このことより、浸透型のもたらす作用に対し、浸透強度

表IV-1 円筒内の土層構成と浸透型

The soil layers composition and the percolation patterns in column

実験名	I		II		III		IV		V		VI	
	①	②	①	②	①	②	①	②	①	②	①	②
日減水深 (cm/day)	20		50		100		20		50		100	
水温	26°C											
第I層 (10cm)	● 有	● 有	● 有	● 有	● 有	● 有	● 有	● 有	● 有	● 有	● 有	● 有
第II層 (10cm)	● 有	● 有	● 有 ○	● 有	● 有 ○	● 有	● 有	● 有	● 有	● 有	● 有	● 有
第III層 (35cm)	○ 無	● 無	○ 無	● 無	○ 無	● 無	○ 有	● 有	○ 有	● 有	○ 有	● 有
第IV層 (45cm)	土柱末端の支持層・第三層圧力調節層											

(凡例) ○:開放浸透 ●:閉鎖浸透 有:有機質土 無:無機質土 実験名①、②は同じ土柱を使用した。
 有機質土は、全実験で肥培管理されている水田耕土層から採取した黒ボク土(有機物含有量10.8%)を用いた。
 無機質土は、実験名1で安達大良ローム(有機物含有量0.1%)、他は全て岩手ローム(有機物含有量1.5%)である。
 第II層の●、○の印は、上部が閉鎖浸透で、下部が開放浸透であることを示す。

の増大および有機物含有量の多寡の影響についての比較考察を容易とした。

(2) 土柱構成および浸透型 モデル土柱は、大きく2種類の水田のタイプ(3層構成)を想定して計画した。一つは、第II章で述べた開放浸透流を観測した下層が無機質な水田の土層構成(開放浸透層は無機質土)に対比させたものであり、もう一つは有機質土が厚い水田である。このモデル土柱は8層全てに、肥培管理が施されている耕土層(黒ボク土)を用いて、その密度等をコントロールして作製した。なお、下層が無機質な水田モデル土柱は、開放浸透流を観測した水田から黒ボク土(攪乱土)を耕土・耕盤層に、黄褐色ローム(不攪乱自然構造土)を地盤層に用いたものと、異なる地点(福島県安達太良山麓)から黄褐色ロームを不攪乱採土して、地盤層のみを異なる土層としたものを一体化して作製した。

浸透型の切り替えは、土壌条件(透水性等)並びに水理条件(排水位等)を制御して行った。各層の浸透型も開放浸透流をもつ水田に対応させ、第I・II層を閉鎖浸透、第III層を開放浸透とするモデルと、同一の土柱モデルで第I~III層を閉鎖浸透とするモデルの2実験を計画した。なお、浸透型の判別は、前章で有用性を実証した p_h をもとに行った。

2. 実験項目および測定手順

実験は、飽和透水係数測定後、開放浸透実験、全層閉鎖浸透実験の手順とした。測定項目は、土柱の各深さの圧力水頭分布、降下浸透水中の溶存酸素量(DO)、酸化還元電位(Eh)などである。

実験は、微生物の活性を高めるため夏期湛水時の水温を想定し、25~30℃を目標とし恒温室内に装置を作製し実験を行った。モデル土柱の湛水には、微生物活性を阻害しないように湧水(地下水)および蒸留水を用い、実験水田圃場の高DO値に近似させるために土柱上の湛水にはエアープンプ(魚槽用)で給気を行った。

2節 実験方法

1. 実験装置および土柱モデルの作製方法

(1) 浸透実験装置 試料充填には、前章4節で述べたものと同じ、内径10cm、全長125cm(三段構成)の円筒を用いた。円筒側壁に小孔(内径10mm)をあけ、水

圧測定孔、採水孔、通気孔とした。その測定位置もほぼ同じとした。ただし、本実験では、新たにEh値測定孔（径20mm）を通気孔と対称位置に、耕土面下2.5cm、7.5cm、15cm、25cm、40cm、50cmに設けた。通気孔は正圧時には閉じ、負圧時には開放のままとした。

(2) 土柱モデルの作製 土柱モデルは、同一作製方法並びに土層構成で3本実験に供した。ただし、3本のモデル土柱の浸透流速は20mm/d、50mm/d、100mm/dとした。

作製方法および手順は、第Ⅲ章4節で述べた開放浸透流を観測した水田のモデル土柱と同じとした。供試土は、前記の開放浸透流をもつ水田の耕土、耕盤層（いずれも黒ボク土）から攪乱採土し、円筒内に第Ⅰ層を代掻き状（乾燥密度：0.49 g/cm³）、第Ⅱ層を突固め後所定の浸透強度となるように圧縮（浸透強度50・100mm/dの乾燥密度：0.57 g/cm³）、第Ⅲ層は心土層（黄褐色ローム）から大型サンブラ（内径10cm、長さ35cm、真鍮製、浸透実験円筒の第2段になる）を用い不攪乱採土（乾燥密度：岩手ロームは0.70 g/cm³、安達太良ロームは0.89 g/cm³）したものを用いた。

全層有機質土層からなるモデル土柱の作製方法は、開放浸透流を観測した水田のモデル土柱の作製方法と同じく第Ⅰ層は代かき状（乾燥密度：0.52 g/cm³）、第Ⅱ層を突固め後所定の浸透強度となるように圧縮（浸透強度20mm/dの乾燥密度：0.75 g/cm³、浸透強度50・100mm/dの乾燥密度：0.63 g/cm³）、第Ⅲ層の作製は、試料を風乾（含水比で約80%まで）し、ふるいを通した試料（粒径：1.68~4.76mm）を密度が一定になるように計量し、1cm長さずつ真鍮円筒大のゴム栓で突固め35cm長さとした。浸透強度20mm/dは個別に作製したが、浸透強度の影響を比較するため、50mm/dと100mm/dの2実験には同じものを用いた。各Ⅲ層で得られた乾燥密度は、0.50~0.60g/cm³となり近似した条件に作製できていると考えられる。

各土柱モデル最下部には、第Ⅲ層の支持ならびに水圧調節のため、第Ⅳ層（標準砂、乾燥密度：1.46 g/cm³）を設けた。

2. 酸化還元電位（Eh）、圧力水頭および溶存酸素量（DO）などの測定

(1) Ehのおよび三相分布 土壌の酸化還元状態の定量的測定は、ガラス電極

(東亜電波工業社製)を土柱の各深さに挿入して行った。ガラス電極(径約12mm)の設置は、予め電極径より小さめの孔をコルクボラで穿孔したのち、電極を挿入(約2.5cm)固定した。なお、地表面のEhの値は、電極を地表面に押しあて固定後観測した。測定は、毎日定時に行った。

三相分布は、閉鎖浸透実験終了後再び開放浸透流をもつ流れを再現し、この実験試料の値のみ測定した。測定は、実験終了後直ちに試料を切りだし、その体積および乾湿重を測定して行った。しかしながら、同一土柱を用いて浸透強度を変える実験を行った都合上、全ての実験の三相分布を求めることはできなかった。

(2) 圧力水頭およびD0 7mmφポラスフィルタを土柱内の各深度に設置し、圧力はU字マノメータで測定した。D0値はポラスフィルタから吸引方式で採水し、D0メータで測定した。

(3) 透水係数および限界負圧 各層の透水係数は定水位試験とし、試験終了直後に、内径10cm円筒内の試料の p_x 測定を2.5-5.0cm長さごとに行った。ただし、耕土層の圧力は正圧で閉鎖浸透条件となるため、 p_x 値の測定は行わなかった。

なお、上記(2)、(3)の詳細については、前章4節を参照されたい。

(4) 実験環境 実験期間中は、室温をほぼ27℃、水温を約26℃に維持して行った。

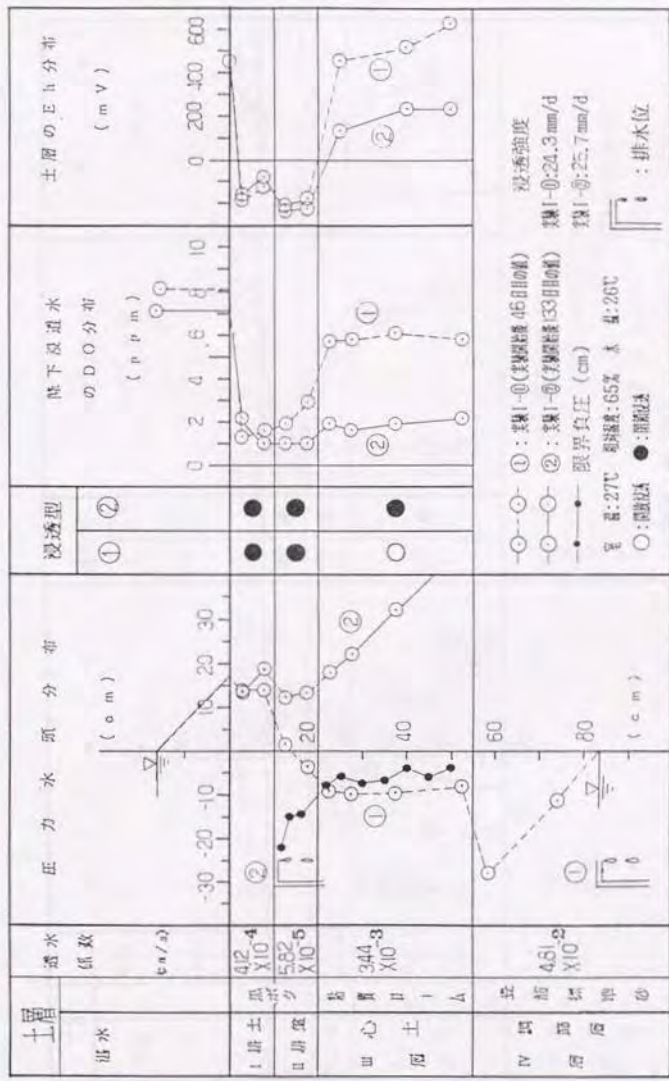
3節 火山灰水田モデルの浸透型と土層分化の関係

1. 浸透型と降下浸透水の浸透特性

Fig. N-1~3に土柱浸透実験I-①、②(浸透強度 20mm/d)、II-①、②(浸透強度 50mm/d)、III-①、②(浸透強度 100mm/d)の実験結果を示す。

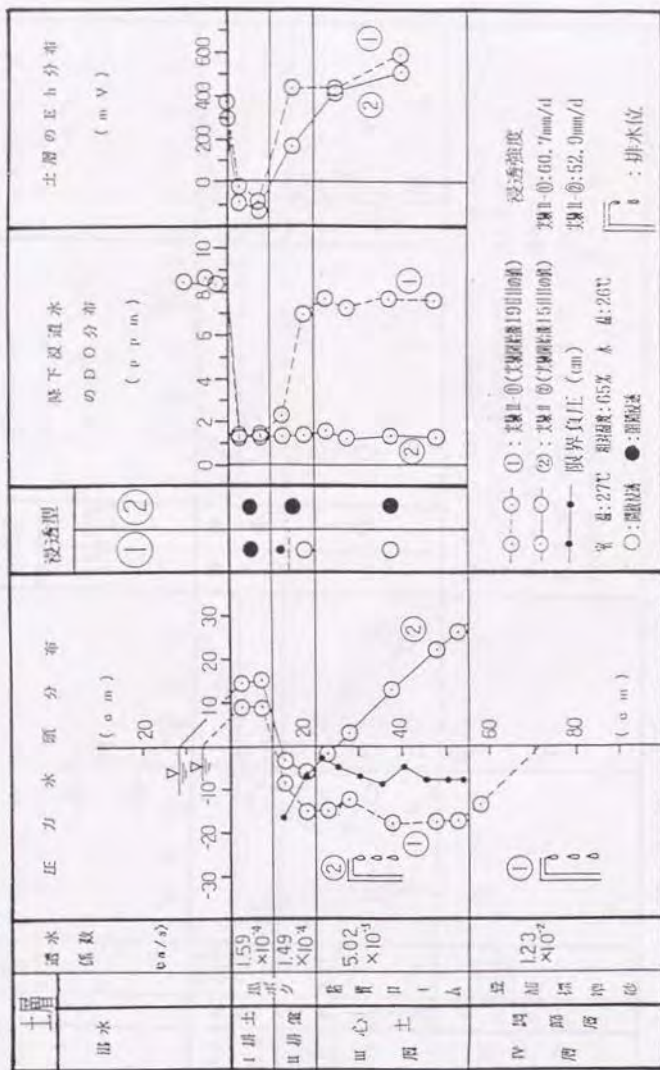
(1) 圧力水頭分布と浸透型

1) 土柱浸透実験I 実験I-①の第I層の圧力水頭分布は、 $J \approx 1$ の正水圧分布となった。第II層の圧力水頭分布は、上部で正圧、かつ $J \approx 3.5$ となり、全層中最大のポテンシャルロスを示している。第II層内の下部では負圧となるが p_x より大きな圧力となっている。第III層の圧力水頭分布は、-10cmの負圧分布で、かつ $J \approx 0.93$ となる鉛直分布である。なお、この層の圧力水頭分布は、層全体が p_x より小さくなっている。

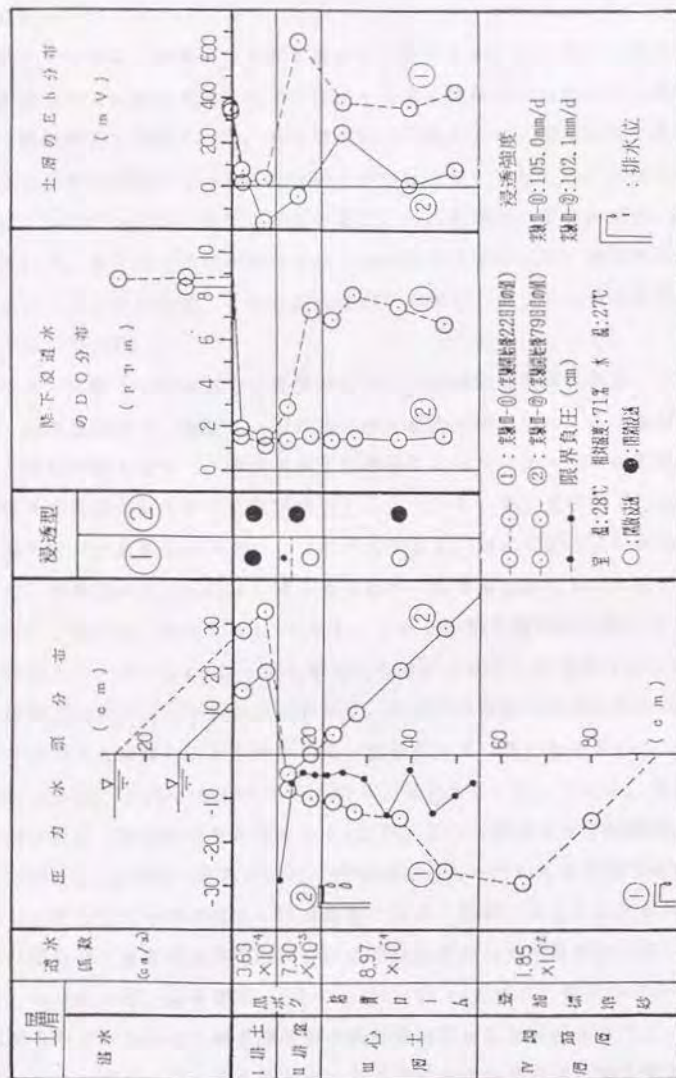


図IV-1 土柱浸透実験結果 (I-①、②)

The result of experiment about the down percolation in soil column(I-①, ②)



図IV-2 土柱浸透実験結果 (II-①、②)
 The result of experiment about the down percolation in soil column(II-①、②)



図IV-3 土柱浸透実験結果 (III-①、②)
 The result of experiment about the down percolation in soil column(III-①、②)

以上の結果より、実験Ⅰ-①の第Ⅰ・Ⅱ層は閉鎖浸透、第Ⅲ層は開放浸透と判断される。

実験Ⅰ-②では、排水位をⅠ層下端まで上昇させた。しかし、Ⅰ層内の圧力分布は実験Ⅰ-①に比べ下部の圧力水頭が上昇する傾向が見られるが、正圧の状態であり閉鎖浸透と判断される。第Ⅱ層の圧力水頭分布は、排水位の上昇の影響を受けて正圧側へ移動している。第Ⅱ層上部では、ポテンシャルロスが大きく、下部ではこれに比べ少なくなり $J > 1$ となる。圧力水頭は、層全体が p_k より大きくなっている。第Ⅲ層の圧力水頭分布は、排水位の上昇により、全体が正圧分布となっている。この分布は、 $J \approx 0$ 、ほぼ 45° 勾配で、かつこの層の各部の p_k より大きくなっている。

よって、実験Ⅰ-②の第Ⅰ～Ⅲ層の全層が閉鎖浸透と判断される。

2) 土柱浸透実験Ⅱ 実験Ⅱ-①の第Ⅰ層の圧力水頭分布は、最小透水係数をもつ第Ⅱ層の影響を受けて、層全体が正圧浸透となった。よって、浸透状態は、土壌間隙中を浸透水が満流する閉鎖浸透となっている。第Ⅰ層表面下 2.5cm から 7.5cm 区間では、位高差分のポテンシャルロスがあり、動水勾配(J)が1に近似している。第Ⅱ層の圧力水頭は、第Ⅰ層下部から第Ⅱ層上部において正圧から負圧へと著しく変化し、かつ $J \approx 4.4$ となる。しかし、第Ⅱ層中部では、ポテンシャルロスが減少し、 $J \approx 2.4$ となったと考えられる。つまり、第Ⅱ層は上方ほど密な不透水性構造でポテンシャルロスが大きく、その下方は粗な透水良好な構造でポテンシャルロスも少ないことを示す不均一性をもっていると推定される。これと対応するように、 p_k も上部が小さく、中・下部が大きくなっている。第Ⅱ層の上部は土層の開放・閉鎖浸透を判別する p_k より、圧力水頭が大きく閉鎖浸透となり、中・下部は p_k より圧力水頭が小さく開放浸透となっていると判断される。このことより、同じ土でもその構造が浸透形態に大きく影響を与えることがわかる。実験Ⅱ-①では、第Ⅲ層の圧力水頭分布は全層負圧の 15cm 前後の値を示し、かつ $J \approx 1$ となっている。第Ⅲ層の p_k は、 $-(5\sim 8)\text{cm}$ であり、層内のどの深度でも圧力水頭分布より大きく、第Ⅲ層全層が開放浸透であると判断される。

よって、実験Ⅱ-①の第Ⅰ層および第Ⅱ層上部は閉鎖浸透、第Ⅱ層中・下部および第Ⅲ層は開放浸透と判断される。

実験Ⅱ-②では、排水位を上昇させかつ $50\text{mm}/\text{d}$ の浸透強度を維持するため、

湛水深を12cmまで上昇させた。そのため、第Ⅰ層内の圧力水頭分布は、湛水深上昇分正圧側へ移動するが、実験Ⅱ-①の同層とポテンシャルロスの傾向は同じである。第Ⅱ層の圧力水頭分布は、湛水深増加と排水位の上昇の影響を受けて、全体的に正圧側へ移動している。第Ⅱ層上部では、 $J \approx 4.6$ と著しいポテンシャルロスを示すが、逆に下部では、ポテンシャルロスが少なくなり $J > 1$ となる。しかし、圧力水頭は層全体が p_k より大きくなっている。第Ⅲ層の圧力水頭分布は、排水位の上昇により、上部を除き全体が正圧分布となっている。この分布は、 $J \approx 0$ 、ほぼ 45° 勾配で、なおかつこの層の各 p_k より大きくなっている。

よって、実験Ⅱ-②の第Ⅰ～Ⅲ層の全層が閉鎖浸透と判断される。

3) 土柱浸透実験Ⅲ 実験Ⅲ-①の第Ⅰ層の圧力水頭分布は、 45° 勾配の静水圧分布で、かつ J がほぼゼロとなっている。第Ⅱ層の圧力水頭分布は、上部で $J \approx 9.5$ となり、全層中最大のポテンシャルロスを示している。第Ⅱ層内の上部では p_k より大きな圧力、中・下部では p_k より小さな圧となっている。

第Ⅲ層の圧力水頭分布は、上部で $(10 \sim 15)$ cmの負圧で、 $J \approx 1$ となる鉛直分布である。なお、この層の圧力水頭分布は、層全体が p_k より小さくなっている。第Ⅲ層下部では下方ほど負圧が増加して、第Ⅲ層末端部では -30 cm近い負圧となっている。これは、第Ⅳ層上部の圧力水頭に影響された結果であり、山崎の成層砂柱実験¹⁴⁾において述べられている特性と類似したものと考えられる。

実験Ⅲ-②の第Ⅰ層の圧力水頭分布は、湛水深の減少に伴って、実験Ⅲ-①に比べ14cm程負圧側へ移動している。この湛水深の変化は、長期間の計画浸透強度の維持が困難となり不透水層化した部位を除去したため、高湛水深の維持が不要となったことによる。不透水層化した部位は、圧力水頭の減少が耕土層に認められ、かつアクリル円筒周囲からこの層を観察してみると気泡の発生が確認された。このことより耕土層と考え、この層の土を新しい黒ボク土と入れ替えた。その結果透水性が良好となり、計画浸透強度の維持に高湛水深が不要となった。第Ⅱ層の圧力水頭分布は、上部で正圧から負圧へ変化した $J \approx 5.8$ 、中部で $J \approx 0$ となっている。同層の圧力水頭は、排水位を上昇させたことにより、層全体が p_k より大きな圧となった。第Ⅲ層の圧力水頭分布は、層全体が $J \approx 0$ 、約 45° 勾配の正圧分布となった。

以上の結果より、土柱浸透実験Ⅲ-②の第Ⅰ～Ⅲ層は、全層が閉鎖浸透条件と

判断された。

耕盤(すき床層)の発達は、機械等の踏圧および微細粒子の流下の影響で形成されることを考えるならば、上部ほど密度が高くかつ p_k が小さく、下部ほど密度が低くかつ p_k が大きくなることが予想される。ゆえに、本実験Ⅱ-①、Ⅲ-①における第Ⅱ層内の浸透型の変化は、自然発生的な耕盤層の実態に近いものと推測される。

なお、浸透強度の増大による圧力水頭分布への影響は、20~100mm/dの圧を比べるならば、浸透強度の増大に対応し圧の増大傾向が認められないようである。

(2) 降下浸透水の浸透特性(D0分布)

湛水のD0値は、全実験においてエアープンプで常時空気を供給したことにより、ほぼ飽和D0値を示している。

1) 土柱浸透実験Ⅰ 実験①における第Ⅰ~Ⅱ層の閉鎖浸透部は、2 ppm前後であるが、第Ⅲ層では8 ppm程度と高い値を示している。ただし、第Ⅱ層下部の値が多少高い傾向がみられる。この原因は下層の開放浸透層および側壁の大気開放孔からの影響が考えられる。しかしながら、実験②では、全層Ⅰ~2 ppmの低い値を示している。このように20mm/dにおいても、浸透型に対応しD0値の増減傾向が認められた。

2) 土柱浸透実験Ⅱ 実験①の第Ⅰ層のD0値は、地表面下2.5cmの測定点で1 ppm台へと湛水の8 ppm台から急減している。それ以下は同層末端部まで同じ値を示している。第Ⅱ層のD0値は、この層の浸透型と対応し、上部の閉鎖浸透層では2 ppm台と多少下方からの影響等が予想されるが低い値となっている。しかし、第Ⅱ層下部の開放浸透層では、D0値が急増し7 ppm台と高くなっている。閉鎖浸透条件で水田耕土である黒ボク土は、湛水のD0値(8 ppm)を表層下2.5cmで1 ppm台まで低下させる能力を有する。これに対して、開放浸透では、このような低下条件を凌駕する酸素供給環境を形成しているものと推定される。なお、負圧浸透である第Ⅱ層内の上部および下部に設けた通気孔は、いずれも開放し、側方からの酸素供給も可能である。しかしながら、このように上部は低D0値、下部は高D0値となった。

因みに、前章で述べたR. D. Pomeroyの一次元拡散方程式¹⁴⁾を用いて土柱内の浸透水の酸素飽和時間を計算してみると、Table N-2のようになる。開放

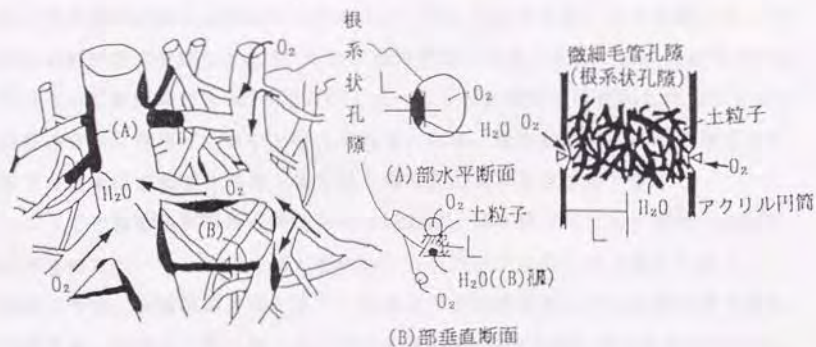
表IV-2 浸透水のO₂飽和到達所要時間

(飽和度90%, 1気圧, 24°C)

The time required to attain 90% saturation of O₂ in seepage water(1 atm, 24°C)

浸透型		拡散水層厚 L (mm)	所用時間 t
開放型	浸透形態		
	(A) 被膜水	0.05	0.9秒
	(B) 微細毛管水	1.23	9.3分
(C) 閉鎖型		50.0	10日17時間

(A), (B), (C)の拡散水層厚の概念は、図IV-4に示す。



(A)開放浸透での被膜水 (B)開放浸透での微細毛管水 (C)閉鎖浸透での気液界面

図IV-4 酸素拡散水層厚 (L) の概念図

The notion figure of oxygen diffusion through out water layers thickness (L)

型と閉鎖型で拡散時間が著しく異なる。さらに、閉鎖型の拡散距離を5cm(円柱土層中心までの最短距離)としているが、実際は紆余曲折がありこれより長くなることや微生物による酸素消費を加味する必要がある。このことは、閉鎖型の降下浸透水におけるDO値の増加現象が極めて困難な状況ということを推察させる。このような流れを、第Ⅲ層に用いた不攪乱土孔隙のX線造影像(第Ⅲ章を参照せよ)から推定してみると、Fig. N-4のように考えられる。開放浸透流は、Fig. N-4-(A)のような状態で孔隙内壁を上部から連続あるいは不連続の状態で重力方向に流下(被膜状あるいは一時孔隙を滴流しつつ)しているものと予想される。

開放浸透時の微細毛管水は、Fig. N-4-(B)のような状態で、毛管水への酸素拡散は両端の開放孔ないし隣接する開放孔隙からと考えられる。前章で述べたように、この土を一辺4.2cmの立方体となるように不攪乱採取し、pF1.0での平均脱水量を求めた結果は 1.38 c m^3 (第Ⅲ章2節参照せよ)であった。この時、等価毛管直径 $0.3 \text{ mm } \phi$ の孔隙が4.2cm長さに均一にこの立方体の中に存在すると考え、隣接する孔隙間の最大拡散距離を求めると、約1.23mmとなる。この距離を用いて一次元拡散方程式を解くと9.3分でほぼ飽和状態になる。また、仮に隣接する開放孔隙からの拡散距離が2.5mmと約2倍となっても39分程でほぼ飽和となることより、開放浸透は酸化作用が大きいと考えられる。なお、飽和状態に近い酸素濃度をもつ降下浸透水の毛細管への浸入等も酸化作用を助長すると思われる。

このような酸素濃度の増減特性の発生原因は、第Ⅱ層上部では土層内への大気疎通が遮断され、中・下部では土層内への大気疎通があるためと考えられる。

実験②では、全層閉鎖浸透となり、実験①で高DO値を示していた第Ⅱ層下部および第Ⅲ層のDO値は、第Ⅰ層の値と同じく1ppm台の値で全く増大がみられない。特に、第Ⅱ層および第Ⅲ層上端の負圧部では、側壁の通気孔が大気に開放されていることを考えるならば、浸透型がDO値に与える影響の大きいことがわかる。よって、前述した酸素拡散時間の計算でもわかるように、酸素拡散層の長短がつまり浸透型の相違が極めて重要であると判断される。

8) 土柱浸透実験Ⅲ 実験①における第Ⅰ層～第Ⅱ層上部の閉鎖浸透部は、2ppm前後、第Ⅱ層下部と第Ⅲ層では、約7ppmと高い値を示している。実験②では、全層1ppm前後の低い値を示している。これらの傾向は、実験Ⅰ～Ⅲ-①、②とは

ほ同じである。

以上の3実験より、安達太良山麓および岩手山麓のロームのいずれの土を用いた場合においても、開放浸透条件で降下浸透水のDO値が高まる現象が確認され、閉鎖浸透ではDO値の高まる現象は確認されなかった。このことより、ローム土における開放浸透特性は地域差を越え、日本各地に存在する可能性が大きいと予想される。なお、岩手山麓のロームにおいては浸透強度が増大し微生物活性阻害物質の洗浄効果が高まり還元力が強化され、かつ開放孔隙の減少がもたらされると考えられた。しかしながら、本範囲の浸透強度では開放浸透という浸透型を凌駕し、高DO値に変化をもたらすことはないと判断された。

よって、開放浸透は、並存する気相成分（酸素）に対する受容性の高い流れとなり、これに対し閉鎖浸透は受容性が低い流れであるという浸透特性は、浸透強度による影響は認められないと結論づけられるであろう。

2. 成層土柱各層の浸透型と酸化還元電位 (Eh)

土層中の酸化還元がどの程度進んでいるかについては、Ehの値を用い、その値が300mVより大きい場合を酸化層、以下の場合を還元層とし、pH6の状態を示すことが多い。しかし、本実験の降下浸透水は、pH6前後の値であり、本結果では補正(約±30mV)は省略した。

1) 土柱浸透実験Ⅰ 実験Ⅰ-①の第Ⅰ～Ⅱ層のEh値は、表面で酸化、表面下2.5cm～17.5cm深では-100mV以下の値を示す還元層となっている。しかし、第Ⅲ層のEhの値は、実験開始直後から400mV以上の酸化層を示していた。

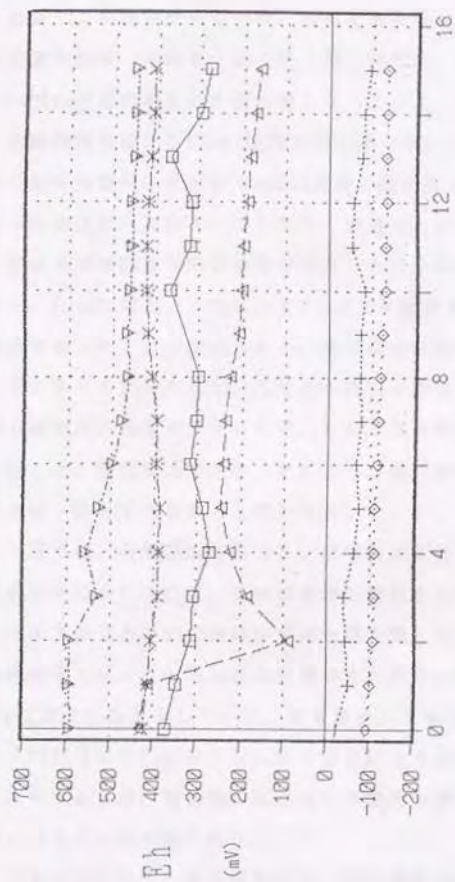
実験Ⅰ-②では、全層閉鎖浸透とし、無機質土といえども閉鎖浸透であれば還元層を形成できるか確認することとした。第Ⅰ層表面部は酸化、その下の2点および第Ⅱ層のEhの値はいずれも還元層となっている。第Ⅲ層は、90日目頃から300mVを切る値を示し、133日目にはFig. N-1に示すように3点とも300mV以下となり還元層と判断された。このことより、微生物の餌となる有機物の乏しい土で、かつ浸透強度20mm/dという浸透水の還元力条件下でも閉鎖浸透であれば還元層となることが実証された。

2) 土柱浸透実験Ⅱ 実験①の表層は、約350mVと酸化状態を示すが、地表下2.5cm、7.5cm深の値は、0mV以下となり還元状態を示している。湛水下水田の地表が

酸化層、その下が還元層となることは脱窒現象等の研究で広く知られている。この酸化還元層の厚は、浸透水の酸素供給能力と微生物による消費能力という酸化還元力のいずれの能力が優勢かにより決まると考えられている。ただし、下層への酸素供給は落水期の田面亀裂を通じてなされると説明¹⁴²⁾されている。第Ⅱ層のEh値は、層中央部でのみ測定している。そのため、どちらの浸透型が影響しているかは断定しがたいが、実験開始直後から400mVを越える値を示していることから、酸化作用を受けていると考えられる。第Ⅲ層も実験開始からはほぼ400mVおよび600mV台といずれも酸化層を示していた。このことより、開放浸透層は酸化状態を示していると判断された。

しかしながら、「水田耕盤層やそれ以下の土層には、有機質肥料がすき込まれることはないから、微生物の繁殖が少なく、土層中の酸素は消費されない。したがって、これらの土層は、酸化状態を呈している^{143, 144)}。」と多くの文献には説明されている。このような説明からは、本研究のように微生物活性の乏しい第Ⅲ層が酸化層となることは当然とも考えられる。しかし、破碎転圧工法で造成された開放水田では第Ⅱ章で述べたごとく、耕盤層を貫通する亀裂の発生による下方への酸素供給は考え難かった。なおかつ、降下浸透水中の微生物の存在などによる酸素消費¹⁴⁵⁾が確認されているにもかかわらず、前述のように降下浸透水中のDO値が高い値に維持されていることや層厚は薄い第Ⅱ層の一部が有機質土であるにもかかわらず酸化層となった。この事実は、浸透型が土層の酸化還元及ぼす影響が大きいことを示していると考えられる。

実験Ⅱ-②の第Ⅰ層の3点のEhの値は、実験Ⅱ-①と大差は見られず、表面は酸化、下部は還元層(実験①に比べ多少低下)となっている。ただし、表面が300mVを少し下回った原因は、酸化層が薄くかつ波状のためと考えられる。第Ⅱ層のEhの値は、実験開始後15日目で実験Ⅱ-①の最終日の値である400mV台から150mV台まで低下し、還元層となった。これに比し第Ⅲ層は、上部も下部も低下傾向は認められるが、15日程度では酸化層のままであると判断される。なお、以上のEhの値の経時変化は図N-5に示す。全層閉鎖浸透となり、降下浸透水のDO値は全層1ppm台と縦および横方向の酸素供給は遮断されている。ゆえに酸素が不足の状態となっていると考えられる。にもかかわらず第Ⅱ層は同日数で還元層となり、第Ⅲ層は還元方向に向いつつあるが酸化層が継続されている。この原因は、有機



観測日数

□: 表層 +: 耕土(上部) ◇: 耕土(下部) △: 耕盤 ×: 心土(上部) ▽: 心土(下部)

図IV—5 Ehの経時変化(土柱浸透実験II-②)

Variation of Eh value (the experiment of soil column II-②)

物含有量の相違による微生物の酸素消費能力の大小が大きく関与していると推定される。このことは、開放浸透は酸化層の形成に対し必要十分条件であるが、閉鎖浸透は還元層の形成には必要条件であるが十分条件ではないことを示していると考えられる。この推定が正しいか、次節で更に検討を重ねる。

3) 土柱浸透実験Ⅲ 実験Ⅲ-①の第Ⅰ層のEh値は、表面で酸化、地表下2.5cm、7.5cm深では0mV付近の値を示す還元層となっている。しかし、第Ⅱ層中央部のEhの値は、実験開始直後から650mV程度と酸化層を示していた。同様に第Ⅲ層の2つの測点のEh値も実験開始直後から400mV程度の酸化層となっていた。これらの酸化・還元層への分化は、実験Ⅱ-①と同じく浸透型と対応したのものとなった。ただし、第Ⅱ層中央部のEh値が浸透強度が増大したにもかかわらず、実験Ⅱ-①のそれに比べ高くなった原因としては、 p_k と圧力水頭分布の関係から判断し、中央部の開放浸透であったことが推測される。第Ⅲ層のEh値は、実験Ⅲ-①に比べ、若干低下しているとも思われるが、土の透水能力が異なり浸透強度の増大による開放孔隙量の減少の可能性も考えられる。しかし現段階ではこれ以上の説明は困難である。むしろ、開放浸透であることにより、酸化層が形成される効果のほうが大きいことは、注目すべきことと思われる。

実験Ⅲ-②では、全層閉鎖浸透とし、無機質土といえども閉鎖浸透であれば還元層を形成できるかについて、長期観測をし確認することとした。第Ⅰ層表面部は酸化、その下の2点のEhの値はいずれも還元層となっている。ただし、2.5cm深は浸透流速の増大によると思われる影響がみられる。第Ⅱ層は、79日目では、0mV以下となり還元状態を示している。第Ⅲ層は、下部は50日目頃から300mVを切る値を示し、79日目にはFig. IV-3に示すように3点ともほぼ200mV以下と還元層となった。このことより、微生物の餌となる有機物の乏しい土でも閉鎖浸透であれば還元層となることが実証された。

また、これらの実験Ⅰ～Ⅲの結果より、浸透強度の増大が浸透水の酸素輸送能力を高め酸化層形成をもたらしことはない判断された。

以上の結果より、採土地点の異なる不攪乱ローム土を用いた土柱モデルにおいて、浸透型が開放浸透であれば土層内への酸素供給により酸化層が形成され、閉鎖浸透層では還元化の進行条件は形成されるが、還元層形成には微生物の酸素消費作用等が重要であると結論づけられるであろう。

4節 全層黒ボク耕土を用いた水田モデルの浸透型と土層分化の関係

Fig. N-6~8に土柱浸透実験N-①、②(浸透強度 20mm/d)、V-①、②(浸透強度 50mm/d)、M-①、②(浸透強度 100mm/d)の実験結果を示す。

1. 圧力水頭分布と浸透型

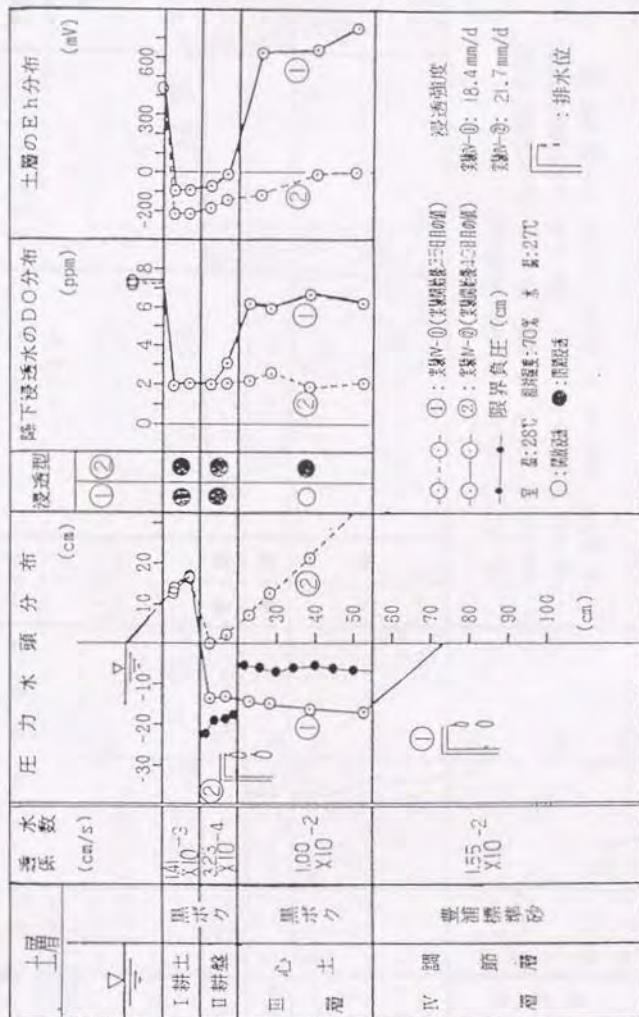
1) 土柱浸透実験N 実験①の第I層は、浸透抑制層である第II層の影響を受けて、45°勾配に近い正水圧分布となった。第II層では、上部で著しいポテンシャルロスが生じ、 $J \approx 7$ となるが、下部は $J \approx 0.9$ となり、上部が密で下部が粗構造であることが推測される。この層は、ほぼ-14cmの負圧分布となるが、同層の p_x 値-20cmより大きく、閉鎖浸透層と判断される。第III層は、-15cm前後の圧力分布でかつ $J \approx 1.0$ となり、ほぼ均一に突固めがなされていると考えられる。同層の p_x は-10cm以下と小さく、この値に比し圧力水頭分布は小さく、開放浸透となっていると判断される。

実験②の第I層の圧力水頭分布は、実験①とほぼ同じ静水圧分布となった。第II・III層は排水位上昇の影響を受け、ほぼ45°勾配の正水圧分布となった。この結果より、実験②の全層は閉鎖浸透となったと判断される。

2) 土柱浸透実験V 実験V-①の第I層の圧力水頭分布は、最小透水係数をもつ第II層の影響を受けて、45°勾配の静水圧分布に近似したものとなった。しかし、第II層の圧力水頭は、第I層末端から第II層上端部において著しいポテンシャルロスが生じ、層内は負圧(-10cm以上)となった。この負圧は、第II層の p_x 値と比べ若干大きな圧となっている。第III層は、上面下2.5cm深さから下端部まで-8~-10cmのほぼ一様の負圧分布となった。動水勾配(J)は、ほぼ1と判断され、これまでの砂および火山灰下層土の開放浸透条件とほぼ同じ結果となった。このことより、間隙形態は異なるが開放浸透という大気と連続性を持つ条件下の降下浸透としての流れの共通性が推測される。また、これらの圧力水頭は、いずれの部位でも p_x 値より小さくなっている。

以上の圧力分布と p_x との関係より、第I・II層は閉鎖浸透、第III層は開放浸透と判断される結果となった。

実験V-②の第I・II層の圧力水頭は、排水位および湛水位の上昇の影響を受



図Ⅳ-6 土柱浸透実験結果 (Ⅳ-①、②)
 The result of experiment about the down percolation in soil column(Ⅳ-①、②)

けて実験V-①に比べ、全体的に正圧側へ圧力水頭が移動している。しかし、第I層が正圧、第II層が p_k より大きい負圧という分布は実験V-①と同じになった。第III層は、排水位を第III層上端下5cmへと大幅に上昇させたことにより、排水位以下はほぼ45°勾配の正圧分布となった。このことより第III層は、ほぼ均一構造でかつ透水良好層であることが推測される。

以上の圧力水頭分布より、全層閉鎖浸透条件となったと判断される。

3) 土柱浸透実験Ⅴ 実験Ⅴ-①の第I層は、ほぼ45°勾配の正圧水頭分布となっている。しかし、第II層は、上部でのポテンシャルロスが大きく-5cm以下の p_k 値より小さな負圧分布となっている。第III層は、実験Vの第III層をそのまま用いている。ゆえに、浸透強度増大の影響が予測された。得られた圧力水頭分布は、予測どおり実験V-①に比べ、ほぼ全深度の測定値が増大し-10cm以上の負圧となったが、 p_k 値より小さい圧にとどまっている。以上の結果より、第I・II層は閉鎖浸透、第III層は開放浸透と判断される。

実験Ⅴ-②の圧力水頭分布は、100mm/d台の浸透強度を維持するため湛水深を上昇させたことにより、第I層の圧力水頭分布は、正圧側へ7cmほど移動したほぼ45°勾配の分布となった。第II層は、ほぼ実験Ⅴ-①と同じ負圧分布でかつ p_k 値より大きな圧となった。第III層は、排水位を同層上端下7.5cmまで大幅に上昇させたことで、排水位より上部は-2.5cm圧となっているが、下部はほぼ45°勾配の正圧分布となった。以上の各層の圧力水頭分布より、全層閉鎖浸透層となっていると判断される。

本モデル土柱浸透実験において、湛水条件下で排水位(≒地下水位)を地表面下90cmから25cmへ移動した。この範囲の移動により心土層が開放浸透から閉鎖浸透に変化したことは、一般水田における地下水位や暗渠排水の意味を新しい観点から認識する必要性を示唆しているものといえよう。

(2) 降下浸透水の浸透特性(D0分布)および三相分布

湛水のD0値は、実験Ⅴ～Ⅵのいずれにおいてもエアープンプで常時空気を供給したことにより、ほぼ飽和D0値に近似した値となった。このことより、湛水のD0値は現実の水田圃場の再現がなされたものと考えられる。

1) 土柱浸透実験Ⅳ 浸透強度が20mm/dとした本実験①でも、閉鎖浸透層を計画した第I・II層のD0値は2ppm前後の低D0値となった。しかし、第III層では6ppm

前後まで値が上昇維持される現象が確認された。しかし、同一モデルで排水位を上昇させ全層閉鎖浸透層とした場合、D0値の上昇現象は認められず、全層2ppm前後の値となった。このような現象も、 p_x を境界として発生することがわかった。さらに、最適浸透強度に近い値でも、開放浸透層ではD0値の上昇維持が認められた。よって、開放浸透による酸素供給力は微生物等による還元力を凌駕していると判断される。

2) 土柱浸透実験 V 実験V-①の第I層のD0値は、地表面下2.5cmの測定深で1ppm台まで低下し、第II層で2ppm台と微増するが、湛水のD0値の約1/4程度にその値が低下したままである。第I層のD0値の低下は、微生物等による酸素消費により発生したものと考えられる。しかし、第II層における微増は、突固め時の封入空気の影響およびこの層の圧力水頭が極めて p_x に近いことから、微量の間隙が側壁通気孔界面から連続性を持って存在する可能性等が原因と考えられる。第II層下部は、上記のような原因に加え、開放浸透層である第III層と接することが同層上部のD0値よりさらに微増となった理由と推測される。

しかしながら、第III層内の上端から2.5cm深さでは6ppm台と第II層の値の3倍ほどに急増し、以下の各深度の値も7ppm前後の飽和に近い値となった。この現象は、肥培管理されている黒ボク有機質土層においても開放浸透流は、疎通空気中の酸素の受容性が高いことを示している。このように高いD0値への急増とその値の維持の原因は、微生物の旺盛な酸素消費を凌駕する酸素供給環境と浸透流の薄層性・微細性に基く酸素の高い受容性を開放浸透流が形成していることにあると考えられる。また、第II層では、同層内の p_x 値よりわずかに大きい圧力水頭条件すなわち、ようやく閉鎖浸透に達した条件下でも、閉鎖浸透となれば浸透水への酸素供給の条件が失われ、浸透水が直ちに低D0値となる現象が判明した。このことは、「突固め土」でも p_x が浸透型判別の指標として有用性の高いことを物語っている。

実験V-②のD0値は、第I・II層の閉鎖浸透層では、ほぼ実験V-①と同じ傾向の分布となった。しかし、全体的にその値は微減している傾向が認められる。この原因は、層内の封入空気の減少によると思われる。第III層のD0値は、第I・II層と同じく1ppm台と低D0分布となっている。閉鎖浸透層となったことによる大気疎通路の遮断が、降下浸透水への酸素拡散水層厚を円筒側壁からとし受容性が

低下したためと考えられる。第Ⅲ層上端部および第Ⅱ層は負圧なので、側壁の通気孔は開放のままである。特に、第Ⅲ層上端面から2.5cm深のDO値は、 p_x 値を挟み開放浸透①の圧力水頭と閉鎖浸透②のそれは僅か7cmの差異であるが、DO値に大きな影響を与えることを如実に示している。負圧という同じ条件でも、その降下浸透水の存在状態には本質的大差が発生していることを示唆していると考えられる。

前節で、拡散水層厚の相違にもとづく降下浸透水層内への拡散時間の比較をし、開放浸透層の拡散水層厚が、1.23mm (pFl.0に相当する微細毛管水あるいはこれに相当する厚の被膜水)であれば酸素拡散による90%飽和水となるのに9.3分であり、これに比し閉鎖浸透では拡散層が5cm (ほぼ本研究の円筒半径)で同上の飽和度となるのには10日17時間程必要となることを述べた。ゆえに、閉鎖浸透層のDO値の上昇は、かなり困難と推測された。微生物等の酸素消費が無い条件で、かつ側壁から土柱内への直線の距離で計算して、これ程の相違が発生することは、DO値の増減特性は浸透型による差と判断せざるをえないであろう。

3) 土柱浸透実験Ⅴ 実験Ⅴ-①における第Ⅰ層は、表面下2.5cm深で湛水のDO値が1ppm台まで低下し、かつこれ以下の深さの値も1ppm台となっている。第Ⅱ層の値は、微増し2ppm台とはなっているが、閉鎖浸透という大気疎通の遮断の影響が認められる。しかしながら、第Ⅲ層内に入るや否やDO値は急上昇し、7ppm台の値となっている。この高DO値は、下方のどの深度でも変化は認められなかった。

浸透強度が100mm/d台となり、実験Ⅴ-①に比べ微生物活性の増大並びに開放間隙量の減少が想定されたが、過大漏水条件下においても顕著な差は認めがく、開放浸透層におけるDO増の特性は依然卓抜している。

実験Ⅴ-②の第Ⅰ・Ⅱ層のDO値は、実験Ⅴ-①とほぼ同じ低DO分布となった。しかし、第Ⅲ層は、排水位的大幅な上昇により閉鎖浸透となったことを反映し、DO値の上昇はどの深度でも認められなかった。第Ⅲ層上端から2.5cm深では、実験Ⅲと同様、 p_x 値を挟みわずか4cm程の圧力水頭の差でDO値の大幅変動が発生することが、有機物含有量が多い土でかつ微生物活性が高められた条件下でも発生している。このことは、水田土層の酸化・還元における浸透型の重要性和浸透型判別における p_x 値の有用性を実証しているものと考えられる。

上述の実験結果より、閉鎖浸透層である第Ⅰ・Ⅱ層は、2ppm前後の低DO値であ

るが、第Ⅲ層の開放浸透層では7 ppm前後の飽和DO値付近まで値が上昇・維持されることが実証された。かつ、同一土柱で排水位を上昇させ、全層閉鎖浸透層とすることにより、全層1 ppm前後の低いDO値となった。これらの傾向は、前節の実験Ⅰ-①、②～実験Ⅲ-①、②とほぼ同じになっている。

以上のことより、全層黒ボク有機質土の土柱において浸透強度が増大しても、浸透型により浸透水のDO値は一定の顕著な特性を示すことが実証された。即ち、開放浸透層では高DO、閉鎖浸透層では低DOという定型である。この定型は、石幡ら²⁾による砂柱モデル以来、前節のローム土においても確認されたところである。4) 三相分布 測定したのは実験Ⅴ-①の土柱1本のみである。土柱を第Ⅰ～Ⅲ層まで削除解体し、その気相割合を調査した結果大差がみられた。

第Ⅰ層は、閉鎖浸透ではほぼ飽和状態と考えられたが、約3%の気相割合となった。円筒周辺をよく観察すると、還元の進行等によると考えられるガスの発生した間隙が認められた。このような原因が、飽和度100%の予想を覆したものと推測される。第Ⅱ層は、10%程度の気相割合となった。この原因は、突固め時の封入空気および第Ⅰ層と同様の原因が考えられるが、第Ⅰ層に比しガスの移動が困難なため、蓄積等もありこのように高い比率となったと考えられる。

開放浸透層である第Ⅲ層は、湛水下でも20%前後の気相値となり、第Ⅱ層に比べ近い値となった。このような高い気相割合に対応しDO値も増大し、気相分布曲線とDO値分布曲線には相関関係が認められる。同一土壌を用い、固相率は第Ⅱ層約25%、第Ⅲ層平均22%となっており、第Ⅱ層に比し団粒間隙が大きいことによると考えられる。このような団粒間隙は、徳永ら¹⁹⁶⁾の撮影したX線写真よりマクロには均一性をもつことを考えるならば、酸化作用はほぼ試料全域におよぶと予想される。さらに、高いDO値の降下浸透水は酸化の影響をより広げる方向に作用するものと推測される。

2. 成層土柱各層の浸透型と酸化還元電位 (Eh)

1) 土柱浸透実験Ⅳ 実験①の第Ⅰ層は、表層酸化、それ以下の測点および第Ⅱ層で0 mV以下の還元層を呈することが観測された。しかし第Ⅲ層では、+600 mV以上のEhの値となり、酸化層と判断された。

実験②では、同一モデル土柱の排水位を上昇させ、全層閉鎖浸透とした。Ehの

値は、約1ヶ月で0mV以下となり、無機質土を用いたモデルに比べ短期間で還元層となることが確認された。よって、浸透強度が最適(20mm/d)となっても、浸透型の酸化還元形成特性は変化がないといえるであろう。

2) 土柱浸透実験V 実験V-①の地表面のEhの値は、約300mVと酸化層の値となっている。この原因は、湛水中の酸素の酸化力が微生物の還元力を凌駕するためであるが、微生物の活性や易分解性有機物の流亡度により変動すると考えられている¹⁴⁷⁾。閉鎖浸透層である第I・II層の地表面下2.5cm、7.5cm、15cmのEhの値は、いずれも0mV以下の還元状態を示している。しかしながら、開放浸透層である第III層内のEhの値は、600mV以上と畑地のEhの値に近いものとなった。第II層下面以下5cm程の土層は、湛水を維持した条件下でかつ有機質土壌を用いているにもかかわらず酸化層になることが実証された。

これに対し、同一土柱で排水位を上昇させた実験V-②では、実験開始後25日目には、第I～III層の全層が0mV以下の還元層となった。第III層のEhは約1ヵ月程度で600mV以上の低下をし、浸透型が閉鎖浸透で、かつ有機物が豊富で微生物による酸素消費が旺盛であれば還元層を醸成することが確認された。別な見方をすれば、いかに開放浸透の酸化力が大きいかを示すものと考えられる。よって、浸透強度が50mm/dとなった場合も、閉鎖浸透の第I・II層は還元層、第III層は同一土柱で開放浸透時には酸化層、閉鎖浸透時には還元層となることが実証された。

3) 土柱浸透実験VI 実験VI-①の表層のEhは実験V-①、②と同様に、酸化層を形成しているが、その下方の第I・II層のEhは還元層を示している。しかし、実験V-①、②に比べ地表面下2.5cm深のEhの値が高い傾向が認められる。これは、浸透流速の増大による降下浸透水の酸素輸送能力の向上などが酸化的効果を及ぼし、値が高くなったことが原因と思われる。浸透水の酸素輸送による酸化の影響範囲を調査するため、補足的に地表面下2.5cmの外に4.0cmのDO値の測定を試みた。その結果、4.0cmに比べ2.5cmのDO値は多少高く観測されるが、7.5cm深の値とはほぼ一致する結果が得られた。このことより、湛水の降下浸透による酸素輸送深は地表下3.0cm程度と考えられる。しかし、地表下7.5cmのEhの値も第II層の値に比べ若干高い傾向が認められるが浸透水中に溶解した酸化洗脱物等の浸透強度増大による酸化効果および場所による有機物の偏在等が変動の原因とも考えられる。しかしながら、第III層のEhの値は、第II層が0mV以下なのに対し、わずか5cm

下では600mV台となり、さらに下方の測定値も500mV台と酸化状態を呈している。よって、閉鎖浸透の第Ⅰ・Ⅱ層内部は還元層となり、開放浸透の第Ⅲ層では酸化層となる結果が示された。

実験Ⅴ-②の第Ⅰ・Ⅱ層におけるEhの値は、実験Ⅴ-①と比べ浸透型は同じであるが、値は3測点とも減少傾向が認められる。実験①の後に②を連続して行ったので、微生物の還元作用の蓄積によるEhの継続的低下傾向と思われる。第Ⅲ層のEhの値は、排水位を上昇させただけで、0mV程度まで還元化が進んだ。同層が開放浸透条件時には、500mV以上の値を示していた土が、わずか20日程度で還元化するという事は、閉鎖浸透条件が大気疎通を遮断し、微生物等の還元力が支配的に作用するためと考えられる。ゆえに、浸透強度が100mm/d台に増大しても、実験Ⅴ-①、②と同様、浸透型に対応し酸化還元層となることが確認された。

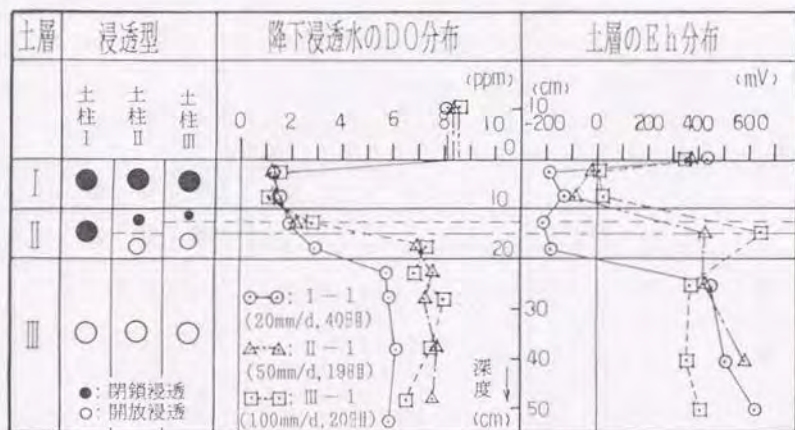
以上のことより、有機質土壌において浸透強度が増大(20~100mm/d)しても、浸透型に対応し土層のEhの値は一定の顕著な特性を示すことが判明した。即ち、開放浸透層では酸化状態を示すEh値、閉鎖浸透層では還元状態を示すEh値という定型である。

5節 有機物含有量および浸透強度の相違が浸透型に及ぼす影響

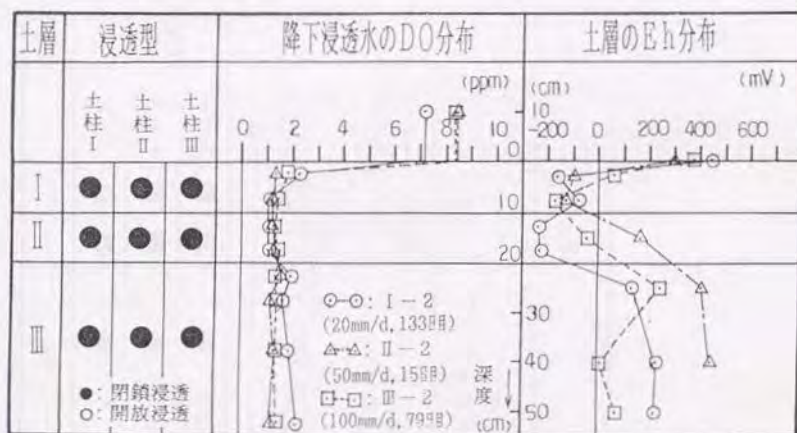
1. 有機物含有量の多寡と浸透型

全層黒ボク有機質土からなる成層モデル実験と同一装置を用いて第Ⅲ層のみを無機質土とした結果(浸透強度および第Ⅰ・Ⅱ層に黒ボク土使用という条件も同じ)を用い、有機物含有量の多い土(以後、有機質土と呼ぶ、有機物含有量10%)と少ない土(以後、無機質土と呼ぶ、有機物含有量3%未満)の違いにより、浸透型がもたらす特性にどのような影響を与えるかについて検討してみる。その結果は、第Ⅲ層でのみ有機物含有量の異なる土を用いて浸透型との関係を測定しているので、この層を中心としてみていく。

まず、はじめに開放浸透層における有機物含有量の多寡の影響について比較検討する。そのため、これまでの実験Ⅰ~Ⅴを用いて比較検討し易くするため、図Ⅳ-9、10を作成した。第Ⅲ層に無機質土を用いた実験Ⅰ-①~Ⅲ-①では、降下浸透水のDO値がほぼ飽和に維持される現象が確認された。Ehの値は、400mV以



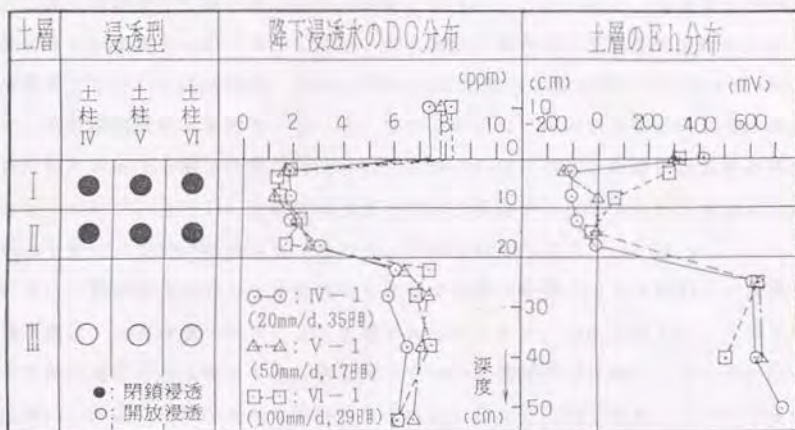
(a) 土柱浸透実験 I-1・II-1・III-1 (開放浸透層有り)



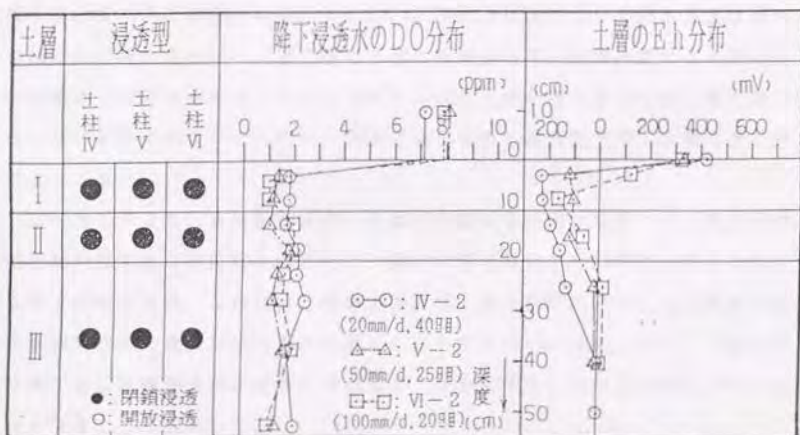
(b) 土柱浸透実験 I-2・II-2・III-2 (全層閉鎖浸透)

図IV-9 浸透強度・有機物含有量が浸透型に与える影響比較
(第III層のみ無機質土)

Comparison on influence of the intensity of percolation rate and the amount of organic matter to the percolation patterns (Subsoil is only inorganic)



(a) 土柱浸透実験IV-1・V-1・VI-1 (開放浸透層有り)



(b) 土柱浸透実験IV-2・V-2・VI-2 (全層閉鎖浸透)

図IV-10 浸透強度・有機物含有量が浸透型に与える影響比較
(全層有機質土)

Comparison on influence of the intensity of percolation rate and the amount of organic matter to the percolation patterns (All layers are organic)

上の酸化状態を示す値が継続される結果となった。これに対し、有機質土を第Ⅲ層に用いた実験Ⅳ-①～Ⅴ-①では、微生物活性等を高め還元力を強化したが、無機質土を用いた実験同様、高DO、500mV以上の酸化状態を示すEhの値が観測された。開放浸透層は、実験Ⅱ-①、Ⅲ-①の2本のモデルの第Ⅱ層の約10cm区間という短い範囲でも酸化状態が確認され、DO値、Eh値に与える影響は開放浸透特性をもっていた。ただし、土質は有機質土のみの実験データであるが、無機質土の場合も酸化力を持つ開放浸透であれば、同様と考えられる。

次に、閉鎖浸透におよぼす有機物含有量の多寡の影響について検討してみる。第Ⅰ層は、浸透強度の増大による影響もみられるので、開放浸透と同じく第Ⅲ層の閉鎖浸透について検討する。無機質土を用いた閉鎖浸透実験Ⅰ-②～Ⅲ-②のDO値は、低DOで閉鎖浸透特性の流れとなった。しかし、Ehの値は、その低下速度が緩慢で、300mVをきり還元層となるのには、長期間（約80日以上）を要することが分かった。浸透型が2大別されることから考え、閉鎖浸透層は還元進行条件を整える必要条件と判断される。しかし、閉鎖浸透においても浸透水自身は還元力をほとんど持たないので、還元層の形成には微生物等の酸素消費による還元力が十分条件となるであろう。しかしながら、水田土壌を考えるならば、微生物の存在しない条件は考えがたいので、閉鎖浸透すなわち還元化やがては還元層と考えてよいであろう。

以上のことより、有機物含有量の多寡の影響は本研究の範囲では、開放浸透の酸化層形成に対しては認めがたく、一義的に酸化層にとって開放浸透は必要十分条件と判断された。これに対し閉鎖浸透層は、還元層形成に対して土質が有機質か無機質かは、重大な還元力の差異をもたらすと判断された。ゆえに、還元層の形成に対し閉鎖浸透は必要条件であるが、十分条件としては還元推進力が十分条件となることが判明した。

2. 浸透強度の増大の影響

浸透水には二面的作用があり、浸透強度の増大が酸化的に作用するか、あるいは還元的に作用するかは極めて不統一であることを第Ⅰ章で述べた。本章では、開放浸透は酸化層を、閉鎖浸透は還元層をそれぞれ形成し、いずれかを規制するほどの明確な効果は見られなかった。果たして、浸透強度増大は酸化還元作用が

見られるか否かを、浸透型を揃えてこの項で検討してみる。

浸透水の持つ酸化還元作用のうち、はじめに酸化作用について考察する。そのため浸透型は、閉鎖浸透条件の結果のみを用い検討する。開放浸透は、浸透水による酸化作用以外に、土層内に疎通した大気の酸化作用が複合されて、判定が不明瞭になる。閉鎖浸透は、層内への大気疎通が遮断されて、酸化作用は効果浸透水のもつ溶存酸素のみとなる。浸透水の酸化作用は、飽和DO値をもつ田面湛水にその根源がある。田面湛水は、重力方向に浸透するのでその酸化作用は上位土層ほど大きいのは明らかである。よって、第I層から下層にその酸化作用を調べていくことにする。

(1) 浸透水の酸化作用について 第I層内は、実験I～VIまで閉鎖浸透でかつ黒ボク有機質土である。つまり、実験I～VIの条件は、浸透流速以外はほぼ同じと見なせる。よって、各実験の第I層の値を比較してみる。

DO値は、いずれの実験においても、浸透強度の如何にかかわらず、第I層表面化2.5cmにおいては、微生物の酸素消費限界である1～2ppmまで激減している。それ以下の深度では、ほぼ同じ値の傾向と判断される。

次に、酸化還元電位(Eh)の面から酸化作用を検討してみる。第I層表面は、湛水および浸透水の溶存酸素の影響で、各実験において酸化層を形成している。しかし、第I層表面以下の層では、いずれの実験も還元層を呈している。だが、詳細に検討するならば、100mm/dの浸透強度で多少酸化作用が見られる。しかし、第I層の7.5cm深では、その影響は明瞭とは判断し難い。前述したように、この影響を確認するため、実験VIでは4.0cm深のDO値の測定をし、下層の7.5cmと同じ値であることより影響範囲を3.0cmと考えた。

以上のことより、降下浸透の増大による酸化作用は、100mm/d強度で始めて、第I層下3.0cmまで影響がみられる程度にすぎない。従って、火山灰有機質土(黒ボク土)を作土とする場合は、20～100mm/dの浸透強度増大における酸化作用の増大は、実質的には存在しないと言えるであろう。

このことより、「降下浸透による溶存酸素供給が、水稻生育に好適環境を与える^{148, 149)}」という稲作栽培上の指導は、誤りといえそうである。このことについては、山崎¹⁵⁰⁾や渡辺¹⁵¹⁾も指摘しているところである。

(2) 浸透水の還元作用について 酸化作用の場合と同様、閉鎖浸透を前提と

し、第Ⅰ層から下方に向かって考えていく。還元作用の判定は、Ehの値を中心に考えていく。

第Ⅰ層のEhの値は、酸化力よりも還元力が強い、そのため、表層を除く2測点とも還元状態となっている。ただし、第Ⅰ層下2.5cm深の値は、浸透水の酸化作用も受けるので、3.5cm以下の測点即ち、7.5cm深度のEhから見ていく。

全実験結果を概観するならば、浸透強度の増大とEhの間には一定の傾向は認め難いようである。この傾向は、第Ⅱ・Ⅲ層においても明確には見られない。もし、浸透強度が大なるほど還元作用を増強しているならば、日浸透量とEhの値は逆相関傾向を示すはずである。しかし、そのような傾向は認められない。よって、浸透強度の増大によるEhの低下が促進されること（有機質土の場合）はないと分かった。つまり、浸透強度の増大は、何ら還元作用の増減をもたらさないものと考えられた。

以上のことより、浸透流速の増大は、還元作用には何ら変化をもたらさないが、酸化作用としては、100mm/d程になれば若干強化された。つまり、浸透強度の増大の効果は、酸化力として幾分影響を与える。ただし、現実の稲作においてこのような過大漏水を前提にはできない。故に、稲作上許容される浸透強度の範囲では、作土表層下3cm程度の範囲に酸化作用が及ぶにとどまり、それ以下の深度まで効果は期待できないと結論されよう。

しかし、作土が砂土などの無機質土壤により構成され、微生物活性に乏しい土壤の場合は、本研究の範囲外であり、今後の研究に残されている。

6節 まとめ

開放浸透流をもつ火山灰地水田を再現した土柱モデル（3層構造）および全層黒ボク有機質土からなる水田のモデル土柱（3層構造）を用い、浸透型と土層の酸化還元の関係について究明した。火山灰地水田モデル土柱においては、以下の知見が得られた。

①地下水位の低い乾田型水田のモデルの第Ⅰ層耕土（黒ボク）は、閉鎖浸透であるが表層は湛水の影響を受け酸化層、それ以下は還元層となった。しかし、第Ⅱ層耕盤（黒ボク）は層上部を除き開放浸透層となり、酸化層となった。不攪乱採

土した火山灰下層土の第Ⅲ層心土（黄褐色ローム）も開放浸透層となり酸化層を呈した。

②同一土柱を用い地下水位の高い湿田型水田のモデルとした場合、全層閉鎖浸透層となり、開放から閉鎖に変化した第Ⅱ層および第Ⅲ層は還元層となった。

③浸透流速を20~100mm/dの実験を行ったが、浸透強度増大による土層還元化の影響は開放浸透の酸化力に及ばなかった。

また、全層黒ボク有機質土からなる水田のモデル土柱においては、以下の知見が得られた。

①閉鎖浸透層とした第Ⅰ・Ⅱ層（耕土・耕盤土）は、降下浸透水のD0値は2ppm前後でかつ還元層となり、開放浸透層とした第Ⅲ層（心土層）は、6ppm台の高D0値まで値が急増・維持されかつ土層は酸化層となった。しかし、同一土柱で排水位を上昇させ、全層閉鎖浸透とした場合、全層2ppm台の低D0値でかつ還元層となった。

②上記の現象は、開放浸透であれば、浸透強度を20~100mm/dと増大さ酸化力を低下させる条件下でも成り立つことがわかった。

③35cmという長さの突固め土層（団粒間隙あるいはこれと膜状間隙の混在型）でも、 p_x 値を境界として降下浸透水のD0値の増減特性が発生し、かつ酸化層形成の判別においてもその有用性が明らかとなった。

④有機物含有量の多寡が浸透型に与える影響は、開放浸透層では認められず、一元的に酸化層となったが、閉鎖浸透層では、還元層形成時間の長短が発生することが分かった。このことより、開放浸透層は大気疎通により酸化力をもち、酸化層形成に必要十分条件であるが、閉鎖浸透層は、還元力を持たず還元化の必要条件であるが、十分条件としては微生物等の還元力の存在が十分条件となると判断された。

⑤浸透強度の増大は、現実の水田の浸透の範囲（60mm/d以下）では還元作用も酸化作用もほとんど認め難いと判断された。

⑥本モデルのような地下水位が低く（70cm以下）、鉄床層の発達した一般水田では、浸透型の影響により土壤断面には還元層および酸化層の分化が発生することが推定された。かつ有機質土水田の集積層の形成や根の生育（酸化条件下の根の生育は良好となる¹⁵²⁾）にも土壌物理的視点が必要であることを示唆した。また、

このような視点は、地球環境を考慮した水田構造づくりにおいて、今後の活用が望まれる。

水田の土層構成により、酸化還元という土層分化が発生するならば、これに対応し物質の移動集積が発生すると考えられる。このような現象は、降下浸透水により涵養される地下水の水質浄化に貢献し、水田の多面的機能の価値を高め、かつ環境に優しい水田構造の改良目標の示唆となるであろう。

第V章 成層水田の浸透型が物質 (Fe、Mn) の移動集積に及ぼす影響

前章IVにおいて成層水田のモデル土柱を作製し、その浸透型と土層の酸化還元
の対応関係について述べた。具体的には、開放浸透が酸化層を、閉鎖浸透が還元
層をそれぞれ醸成することおよび開放浸透層は酸素の受容性が高い状態を発生さ
せていることである。この現象には、供試土の有機物含有量の多寡の如何を問わ
ず成立することを実証した。ゆえに、浸透型が微生物相や酸化還元に対応し溶解
性を变化させる物質の移動集積に、少からぬ影響をもたらすことが予想されてい
た。

本章では、老朽化水田等の土壌断面調査で広く認められる鉄 (Fe)、マンガン
(Mn) をトレーサとして、これらの物質が浸透型に対応し移動集積現象が発生す
るか否かを検討した。具体的には、深度別に降下浸透水を採水し、その含有量の
詳細な変動を把握することにより攻究を試みた。このことより、物質の集積部位
を決定づける素因のひとつとして、浸透型の役割の高いことを明らかにしようと
した。

また、これまでの水田内の物質の移動集積は、「作土層の還元化により土壌溶
液中に鉄、マンガンが溶解し、浸透水に伴って降下し下層に達すると下層土の陽
イオン交換座 (粘土や腐植により形成) にいったん吸着保持され、落水後の分子
状酸素によって酸化され、水に不溶性の酸化鉄や酸化マンガンなどになって土壌
の陽イオン交換座から離脱する¹⁵³⁾」と説明されてきていた。本研究では、耕土、
耕盤の両層が土壌、心土層が砂および礫から構成される成層砂礫水田のモデルを
作製し、粘土や腐植といった陽イオン交換物質の影響の少ない条件下で、集積現
象の発生を明らかとし、物理的な浸透条件が物質の移動集積を規定することを究
明しようとした。併せて、現実水田を想定し土壌を用いた成層モデル実験も行っ
た。このことより、砂礫とは理化学的な相違の大きい土壌においても、成り立つ
現象か否かを明らかにしようとした。なお、このモデル実験は、全層黒ボク有機
質土を用いたものと下層に集積層を持つ水田の無機質土を用いたものの2種
類について行った。

1節 実験方法

成層水田のモデルは、すべて耕土・耕盤・心土の3層構成とし、Table V-1に示す実験名・浸透強度・供試試料等を計画し作製した。

1. 供試試料および実験装置

成層砂礫水田モデル（実験名Ⅶ：れき質水田、実験Ⅷ：砂質水田）は、耕土、耕盤層には黒ボク土（岩手大学農学部附属滝沢農場水田耕土より採土）を用い、心土層には砂礫（いずれも宮城県の上石川より採取）を用いた。心土層を砂礫とした理由は、砂礫水田断面にしばしば集積層が発生することおよび集積に関する物質（粘土や腐植）の影響が少いと考えたことによる。全層黒ボク耕土からなる成層水田のモデルは、上記砂礫水田の黒ボクと同じ試料をもちいた。このモデルの1つは前章Ⅳの実験Ⅳ（ただし、本章ではデータ加筆を行ったので実験名を新たにXとした）と同じモデルであるが、本章では新たに同じ試料を用い浸透強度のみを低下させたモデル（実験番号Ⅹ）も作製した。下層に集積層を持つ水田土壌を用いたモデル（実験名ⅩⅠ・ⅩⅡ）は、仙台市の沖積平野の河川沿いに存在する水田の耕土・耕盤（両層は攪乱採土）・心土（集積層を持つ土層、不攪乱採土）の各層から採土し作製した。断面にはPhoto. V-1（115頁参照）に示すように2層の集積層が認められる。上層の集積層は現在の作土層から、下方の集積層は現在の地表面より20cm程地表面が低かった江戸時代初期迄の作土層からの溶脱により形成されたものと推定されている¹⁵⁴⁾。下方の集積層が上層に比べ厚みを持っているのは、この地点付近が一時小河川となったときの地下水位の上昇による還元化の影響と考えられる。各モデルの心土層の下には、心土層の圧力水頭の調節および支持のための層を標準砂を用いて設けた。なお、Table V-2に供試試料の理化学性を示した。全鉄、全マンガンの値は、熱塩酸溶出法¹⁵⁵⁾、遊離酸化鉄は、浅見・熊田法¹⁵⁶⁾、置換性マンガンは中性N酢酸アンモニウムを用い¹⁵⁷⁾、各測定を行った。装置および測定法は、前章Ⅲで詳述したのと同じとした。ただし、装置は夏期湛水時の気温を想定し、室温26℃の簡易恒温室内に作製した。

表V-1 円筒内の土層構成と浸透型

The soil layers composition and the percolation patterns in column

実験名	VII		VIII		IX		X		XI		XII	
	①	②	①	②	①	②	①	②	①	②	①	②
日減水深 (cm/day)	20	100	20		5		20		5		20	
水温	26°C											
第I層 (10cm)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
	有	有	有	有	有	有	有	有	有	有	有	有
第II層 (10cm)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
	有	有	有	有	● ○ 有	有	有	有	有	有	有	有
第III層 (25cm)	○	●	○	●	○	●	○	●	○	●	○	●
	無	有	無	有	有	有	有	有	無	有	無	有
第IV層 (45cm)	土柱末端の支持層・第三層圧力調節層											

(凡例) ○: 開放浸透 ●: 閉鎖浸透 有: 有機質土 無: 無機質土 実験名①、②は同じ土柱を使用した。
 有機質土は、全実験で肥培管理されている水田耕土層から採取した黒ボク土(有機物含有量10.8%)を用いた。
 無機質土は、実験名Ⅶでれき(有機物含有量0.0%)、実験Ⅷで砂(有機物含有量0.1%)、実験ⅩⅠ、ⅩⅡで果積層をもつ水田耕土層(有機物含有量2.9%)、耕盤層(有機物含有量1.8%)、心土層(有機物含有量1.4%)から採土した。
 第Ⅱ層の●、○の印は、上部が閉鎖浸透で、下部が開放浸透であることを示す。
 実験番号Ⅹは、前章実験名Ⅴと同一のものである。

表V-2 供試土の理化化学性

Physical and chemical properties of samples

測定項目 試料	密度 (g/cm ³)	土性 (陽性土壌区分)	全鉄 (mg/乾土100g)	全マンガン (mg/乾土100g)	遊離鉄 (mg/乾土100g)	置換性マンガン (mg/乾土100g)	有機物含有量 (%)
礫	2.688	G	2,056	37.2	70	0.96	0.0
砂	2.655	S	1,563	37.1	201	0.42	0.1
黒ボク土	2.549	SL	4,878	57.1	2,473	0.83	10.3
大野田水田土(作土)	2.538	LiC	2,185	68.9	750	0.88	2.9
大野田水田土(薊床)	2.609	SCL	3,633	155.3	2,094	2.28	1.8
大野田水田土(心土)	2.606	CL	4,020	118.6	2,281	1.94	1.4

ただし、有機物含有量は重クロム酸法によった。

2. モデルの作製方法および浸透型

成層水田のモデル作製は、耕土、耕盤（各層厚10cm）、心土（層厚35cm）、調節層（層厚45cm）の順で行った。

実験Ⅶ・Ⅷのモデルは、はじめに耕盤層を突固め（JISの第1法の1/13の仕事量とした）てアクリル円筒内に充填した後、この上面をゴム柱で圧縮して、約50mm/dの日減水深となるように作製した。耕土層はこの層の上に黒ボク土を代掻き状として載せて作製した。心土層に用いた砂礫の粒径は、河川の上下流域に広がる水田等を想定し、2.00-4.76mmと0.42-1.19mmとした。成層砂礫水田のモデルは、この層のみをかえて2連作製した。この砂礫層は、乾燥密度が均一になるように円筒内に5cm厚さずつ自由落下およびゴム柱で圧縮し、砂層で 1.33g/cm^3 、礫層で 1.47g/cm^3 の密度とした。

実験Ⅹのモデルは、前章Ⅳと同じモデルを用い、実験ⅩⅠのモデルは実験Ⅹと同じ作製方法を用いているのでそちらを参照されたい。

実験ⅩⅠ・ⅩⅡのモデルは、アクリル円筒内に耕盤層を突固め（JISの第1法の1/13の仕事量とした）により作製した後、この層の上面を圧縮し日減水深が5mm/d、20mm/dとなるようにした。心土層は、第Ⅲ章で述べた大型サンブラで不攪乱採土したものを用いた。

心土層の下に設けた調節層は、標準砂を用いて突固めにより作製した。なお、最後にフィルタおよびEh電極の設置を行った。

浸透型は、耕土・耕盤層は閉鎖浸透とし、心土層は開放浸透を目標とした。ただし、対照実験として同一土柱を用いた全層閉鎖浸透の実験も計画した。

3. 測定項目および測定方法

(1) 圧力水頭および採水方法 圧力水頭の測定および降下浸透水の採水方法は、前章Ⅲと同じである。円筒各深度に設けた小孔にポーラスフィルタを取り付け、これとガラス管マノメータおよび採水ガラス管を接続し、圧力水頭測定および採水を行った。圧力水頭測定および採水の位置は、ほぼ対称にかつ同じ本数とした。具体的な測定深は、ほぼ地表面2.5cm、7.5cm、12.5cm、17.5cm、22.5cm、27.5cm、37.5cm、47.5cm (or 52.5cm) とした。

(2) 透水係数および限界負圧 (p_x) の測定 耕盤層、心土層、調節層の透水係

数は、定水位透水係数を測定した。耕土層の透水係数は、耕盤層と耕土層の成層状態の透水係数を測定し、計算により求めた。

p_k の測定は、耕盤層および心土層についてのみ行った。耕土層は、全層正圧であり p_k の測定は省略した。測定は、前章Ⅲで述べた大型サンブラを用いた限界負圧測定装置を用いて行った。

(3) 酸化還元電位(Eh)の測定 測定は、Eh電極を地表面下約2.5cm、7.5cm、12.5cm、17.5cm、25.0cm、40.0cm、50.0cmの位置を目安として設置した定点測定とした。電極(セントラル科学社、本体:UC-23、電極:UC-702B)は、スリーブ型のガラス電極を用い、測定は電極からの液絡開始後、15-30分経過した後に行った。

(4) 降下浸透水中のDO・Fe・Mn濃度の測定 降下浸透水中の成分は、DO、Fe、Mnの順序で測定した。ただし、Fe、Mnの酸化・沈殿を防止するため、DO値測定後塩酸を1-2滴加えた。

1) DO値 測定は、前章Ⅲと同じ方法で、セントラル科学社の機械(本体:UC-12、電極:UC-203)を用いて行った。

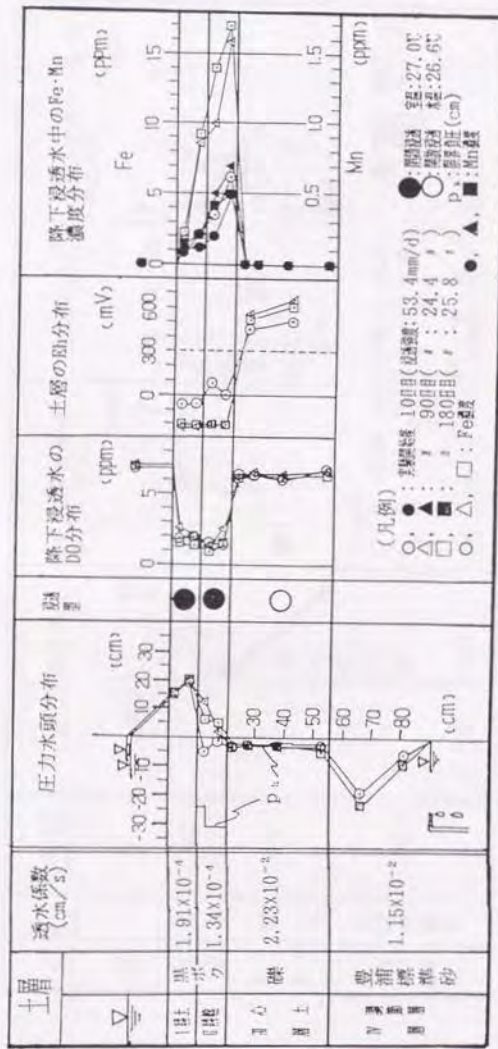
2) Fe、Mn値 測定は、原子吸光分析装置(日本ジャーナル・アッシュ社:AA-855)を用いて行った。

2節 成層砂礫水田モデルの結果および考察

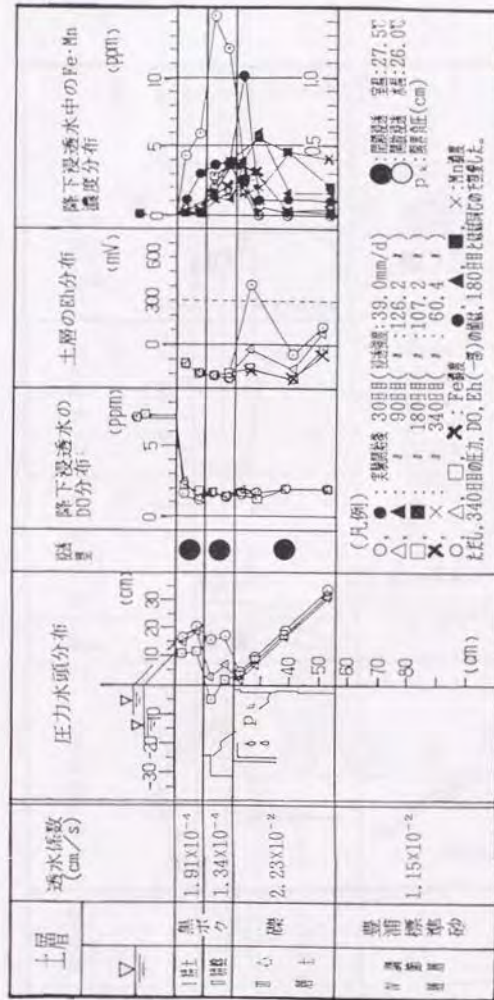
得られた結果については、Fig. V-1~4に示した。以下にこれらの図に基づき検討する。実験期間は、開放浸透で約200日、閉鎖浸透で約350日とした。

1. 圧力水頭分布と浸透型

はじめに、モデル実験Ⅶ-①、Ⅶ-②について検討する。第Ⅰ~Ⅲ層までの圧力水頭分布の概形は両実験とも同じである。第Ⅰ層は、正圧で閉鎖浸透である。第Ⅱ層は、透水係数が最小でいずれの実験でも浸透抑制層となっている。圧力水頭は、第Ⅰ層下端から第Ⅱ層上端の間で正圧から負圧方向へ変化している。しかし、その値は、第Ⅱ層の p_k 値(-30cm前後)よりも高く、層内は閉鎖浸透となっている。第Ⅲ層では、両実験とも動水勾配(J)がほぼ1となった。実験Ⅶ-①、

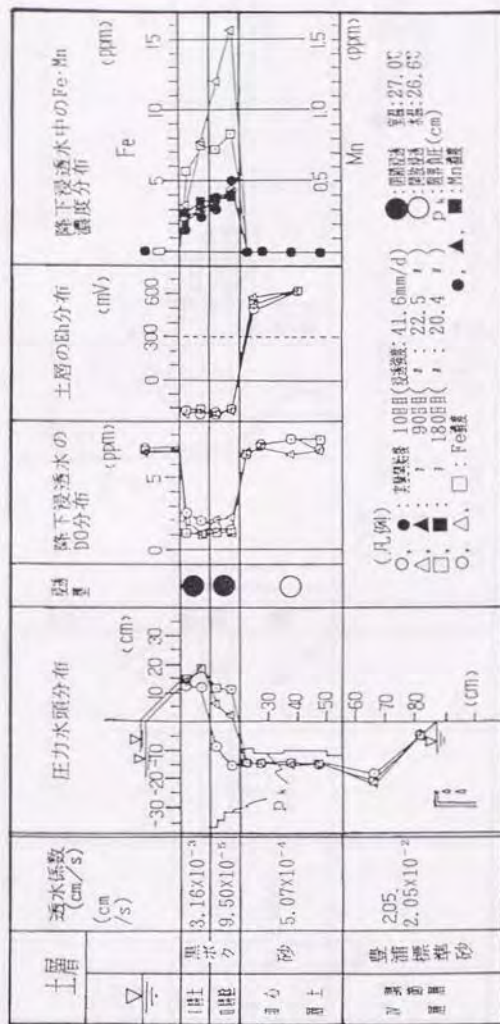


図V-1 土柱浸透実験結果 (VII-0)
 The experiment about the down percolation with soil column. (VII-0)



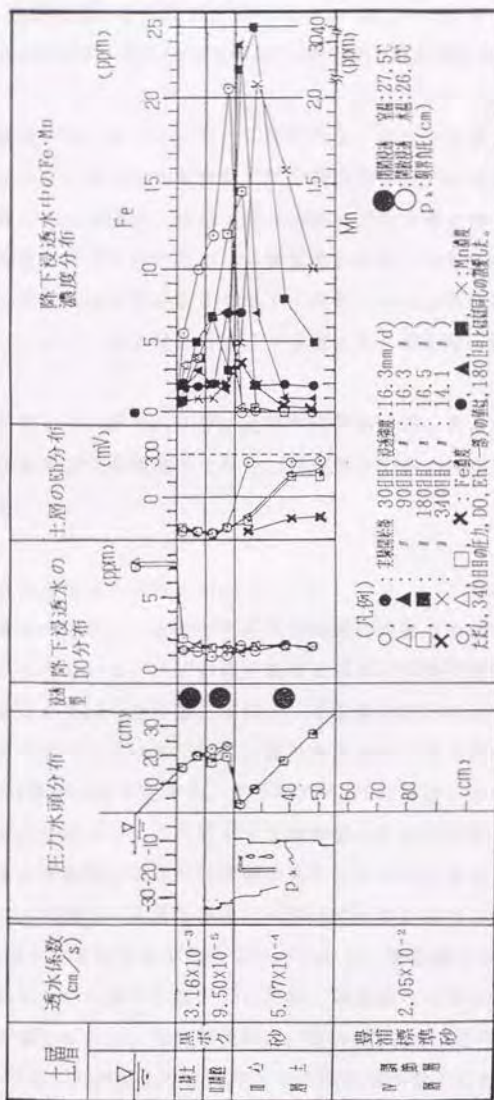
図IV-2 土柱浸透実験結果 (VII-2)

The experiment about the down percolation with soil column (VII-2)



図V-3 土柱浸透実験結果 (VIII-1)

The experiment about the down percolation with soil column (VIII-1)



図V-4 土柱浸透実験結果 (VIII-2)

The experiment about the down percolation with soil column (續)

Ⅶ-①の p_k 値は、粒径の違いを反映しほぼ-2.0cm、-10.0cmとなるが、いずれの実験の圧力水頭も p_k 値よりも低くなっている。ゆえに、第Ⅲ層は開放浸透と判断される。

次に、モデル実験Ⅶ-②、Ⅶ-②について検討する。排水位を第Ⅱ層下端部まで上昇させたことにより、両実験とも全層正圧分布でかつ概形は類似したものとなった。第Ⅰ～Ⅱ層の圧力水頭は、正圧(20cm前後)でかつ第Ⅰ層下部から第Ⅱ層下部までの区間では $J \approx 1$ に近い分布(実験Ⅶの30日目、実験Ⅷの180日目)もみられる。第Ⅲ層上部は0cmに近い圧まで低下するが、それ以下はほぼ静水圧分布となった。このことより、両実験とも第Ⅰ～Ⅲ層まで全層正圧の閉鎖浸透となったと判断される。

以上の圧力水頭分布より、第Ⅰ・Ⅱ層は全実験で閉鎖浸透、第Ⅲ層は実験番号①で開放浸透、実験番号②で閉鎖浸透となり、浸透型の影響の比較実験が可能となったことがわかる。

2. 浸透型と各層の酸化還元状態の対応

酸化還元状態の測定のために、水田モデルの各深度に設置したEhの値を実験Ⅶ-①、Ⅶ-①についてみていく。いずれの実験でも第Ⅰ・Ⅱ層の閉鎖浸透土層の値は、実験開始直後より0mVをきる還元状態で、その値も経日的に低下し、90日目では-200mV付近まで低下している。逆に、開放浸透である第Ⅲ層の値は、両実験とも初期より500mV前後の値となった。さらに90～100日目頃には値が上昇し、酸化状態が強まる傾向となっている。第Ⅰ・Ⅱ層の値が実験開始直後より低い値となった理由は、透水係数等の測定の間値が低下したためと考えられる。

実験Ⅶ-②、Ⅶ-②の第Ⅰ・Ⅱ層の値は、-200mV付近のまま、実験Ⅶ-①、Ⅶ-①の180日目の値と大きな差はみられない。しかし、第Ⅲ層の値は、排水位を第Ⅱ層下端部へ移動したのち徐々に低下しはじめ、両実験とも30日前後で300mV以下まで低下し、還元層となった。90日前後には、200mV以下まで低下する還元状態となった。180日目では、90日目より3測点ともさらに値が低下した。ただし、実験Ⅶに比べ実験Ⅷの低下速度が若干早い傾向がみられる。この原因としては、試料が異なり断定し難いが、浸透強度の相違による微生物等への影響があったものと思われる^{5a)}。実験Ⅶ-②の第Ⅲ層中央部のEhの値が、他の第Ⅲ層の値に比べ、

30日目での還元化の進行割合が大きく思われた。この原因のひとつには、有機物の多少がEhの値に対しどの程度の影響を与えるかを調査するために、実験Ⅶの第Ⅲ層中央部の電極の先端部に有機質土（第Ⅰ層と同じ黒ボク土、約20g）をおいたことによると考えられる。

以上の結果より、全実験の耕土層および耕盤層に対応する第Ⅰ・Ⅱ層は閉鎖浸透でかつ還元層となり、心土層に対応する第Ⅲ層は、湛水が存在するにもかかわらず開放浸透で酸化層が維持し続けられることが分かった。しかし、排水位を上昇させ同層を閉鎖浸透条件とした場合、無機質で肥培管理の影響を受けにくい条件と考えられる第Ⅲ層といえども、還元層となると判断された。

3. 浸透型と降下浸透水中のD0・Fe・Mn濃度の関係

1) D0値 実験Ⅶ-①のD0値は、湛水が理論飽和値（26℃で約8.0ppm）よりやや低い値となるが、第Ⅰ層上部では2ppm前後の値に低下し、第Ⅱ層下部まで同値で経過している。しかしながら、第Ⅲ層に入るや否や、6ppm台の値まで増大し、その値がどの深度でも維持される分布となっている。このような、D0値の分布パターンは、実験Ⅶ-①でも同様であった。このように、短い区間においてD0値の増大現象が発生する原因は、前章で述べたように降下する浸透水（被膜水、微細毛管水）への酸素拡散によりほぼ飽和状態に達する所要時間が極めて短いことによると考えられる。同じ式を本実験の砂柱部に適用し計算するならば、数秒～数十秒となりFe、Mnの酸化・集積現象が十分予測される。

実験Ⅶ-②の湛水および第Ⅰ・Ⅱ層のD0値は、実験Ⅶ-①のD0値とほぼ同じ値の分布となっている。しかし、第Ⅲ層内の分布は、閉鎖浸透となるや否やD0値の増大は発生せず、第Ⅱ層下部の値と同じく2ppm以下の鉛直分布となった。また、実験Ⅶ-②のD0値も実験Ⅶ-②と同様の分布パターンとなった。

以上の結果より、砂礫層内が開放浸透であることは、降下浸透水のD0値を増大させる酸化的傾向を発生させ、閉鎖浸透は大気疎通の遮断により酸素の補給が無いため、微生物等の酸素消費による還元的傾向が醸成されたと考えられる。このような条件の違いが、前項のEhの値で示されるような酸化層と還元層の分化を生み出していると判断される。

2) Fe値 この物質は、植物の必須元素でかつ土中に多量に含まれている。この

元素が集積層を形成し、水田土壌の生成や老朽化の判定の目安とされている。これらの水田は、時として秋落ち現象を発生させ、農家に天地返し等の営農土本的な土層改良を施行させることになる。実験Ⅶ-①の湛水は、イオン交換水を用いているために0ppmとなっている。閉鎖浸透層である第Ⅰ・Ⅱ層では、下方にゆくに従い降下浸透水中に溶解する量は増加する傾向がみられる。この各深さの溶出量は、経日的に増大し、90、180日目では約16ppm（第Ⅱ層下部）となっている。この値も、開放浸透層である第Ⅲ層上端から2.5cm深以下の測定値では0ppmとなり、集積層が閉鎖浸透層と開放浸透層の層界に発生することが分かる。実験Ⅶ-①の値は、実験Ⅶ-①と同様の分布パターンをとり、浸透型とFeの動態に対応がみられる。

実験Ⅶ-②のFeの値は、第Ⅰ・Ⅱ層を下方にゆくに従い増大する傾向は実験Ⅲ-①と同じであるが、溶出量は経日的に低下していく傾向がみられる。川口ら^{15, 9)}により述べられているように、遊離酸化物の減少がこのような検出量の低下をもたらししていると推測される。第Ⅲ層では、30日目において上端面から2.5cm深で2ppm台となるが、7.5cm深以下では0ppmとなった。しかし、90日目の値では、7.5cm深でもFeの検出が確認されるようになった。180日目の値では、17.5cm、27.5cm深でもFeの検出が確認された。Ehの値が高い時には、Feの不溶性のため検出濃度が低下することが予想されたが、180日目の第Ⅲ層内のEhの値が-200mV以下となっても第Ⅲ層内で検出量の低下現象が発生することがわかる。340日目には層内のピーク濃度位置が2.5cmから7.5cmに移動しつつある状態になった。このことより、ピーク濃度位置が経日的に下方へ移動していく傾向が予測された。

実験Ⅶ-②の第Ⅰ・Ⅱ層のFe値は、実験Ⅶ-①の値と同様に下方に行くに従い増大し、かつ経日的に降下浸透水の濃度が低下する傾向がみられる。しかしながら、第Ⅲ層の値は、実験Ⅶ-②とは多少異なった。30・90日目では、第Ⅲ層上端から2.5cm以下では採水中にはFeの検出は確認されなかった。しかし、180日目では27.5cm深までも検出されるようになった。経日的にFeの検出される深さが下方に移動する傾向は、実験Ⅶ-②と同様に考えられる。ただし、実験Ⅶ-②に比べ、Feの検出深が同じ期間に同じ深度まで広がらなかった原因は、実験Ⅶの浸透量が100mm/d台なのに対し、その1/5以下の16mm/dと小さいことが大きく影響していると考えられる。

3) Mn値 この物質は、植物の必須元素であるが土中に含有される量は鉄に比べ微量である。得られた値も、最大でも4ppm以下とFe値に比べかなり小さい。

実験Ⅶ-①についてみていく。30日目のMnの値は、第Ⅰ・Ⅱ層の閉鎖浸透層においては下方にゆくに従い値が大きくなり、第Ⅱ層下部では、0.8ppm程度となる。しかし、開放浸透層である第Ⅲ層では、同層上端から2.5cm深以下ではMnの検出は認められなかった。90・180日目でも全層の動態は同じであった。以上の降下浸透水中のMnの動態は、実験Ⅶ-①の場合もほぼ同じになった。

実験Ⅶ-②の第Ⅰ・Ⅱ層の値は、実験Ⅶ-①と同様の分布パターンとなるが、その溶解量は経日的に低下する傾向がみられる。第Ⅲ層の値は、開放浸透から閉鎖浸透に変わったことに対応し、濃度分布パターンに変化がみられる。30日目の値は、同層上端から2.5cm深で約1.5ppmとなり全層の最大値を示したが、7.5cm深以下では0.2ppm以下となり溶解量の低下が認められる。第Ⅱ層内の値に比べ、第Ⅲ層上端から2.5cm深の値が著しく増大した原因は、集積したMnの再溶出によるものと考えられた。90日目では、7.5cm深の値が全層の最大値となり、180日目では17.5cm深に最大値が移動しつつある値とみられる結果となった。しかし、最大値の大きさは30日に比べ低下する傾向が認められる。

実験Ⅶ-②の第Ⅰ・Ⅱ層値は、実験Ⅶ-②と同様の分布パターンでかつ経日的な変化も同じような傾向となっている。第Ⅲ層の値は、Feの値と同様に検出深の広がりによって速度差がみられた。30日目の値は、第Ⅲ層上端から2.5cmで0.7ppmとなり全層の最大値となった。90日目でも値を増大させてなお最大値(2.95ppm)を示している。180日目ならびに340日目では7.5cm深の値が全層中の最大値となるが、17.5cmの値は、上部の値に比べ低下しておりピーク濃度位置が下方に移動していく傾向と推察される。

以上の降下浸透水中のFe、Mn濃度測定結果より、閉鎖浸透層(第Ⅰ・Ⅱ層)では降下浸透水中へのFe、Mnの溶出により下方への溶脱(or移動)が発生するが、開放浸透層(第Ⅲ層)に入るや否や直ちに沈殿・集積する特性があると判断される。これらの現象は、降下浸透水の酸素受容性が高く、還元化されているFe、Mnが瞬時に酸化反応を起こし、沈殿・集積しているものと推測される。かつ、この反応が第Ⅲ層内への大気疎通の継続という物理的条件により絶え間なく継続されていると考えられる。ゆえに、集積層が発達するものと推定される。しかし、同

一層（第Ⅲ層）を開放浸透条件から閉鎖浸透条件とし大気疎通が遮断されるならば、層内の還元化は進み、集積層のFe、Mnの再溶出と下方への移動現象が発生することが明らかとなった。さらに、移動現象には、MnがFeよりも早く移動が発生することおよびその検出深の広がり速度は浸透強度に影響を受ける傾向があると判断された。この理由は、浸透強度の増大が微生物の活性を高め、物質の還元進行を促進することが考えられる。

4. 集積層の発達状況

果たして、採水中のFe、Mnの検出と対応したこれらの物質の増減（or溶脱と集積）が供試試料に認められるか、大いに注目された。このことを解明するため、実験終了後土柱を水平方向に輪切りにし写真撮影を行い、その各輪切り試料中の全Fe・Mn含有量を前述の熱塩酸溶出法を用い測定した。その結果をPhotos. V-2・3およびFig. V-5に示す。

1) Fe含有量 実験Ⅶ・Ⅷの第Ⅰ・Ⅱ（黒ボク）の全Feの含有量は、供試前に比べ低下傾向が認められた。しかし、第Ⅲ層の分布は、土柱Ⅶ・Ⅷで異なっていた。即ち、土柱Ⅶの第Ⅲ層では、同層上面から約15cm深までの含有量は、いずれも供試前よりも1000mg（炉乾試料100g中）以上の増加傾向が認められた。しかも、この区間の礫色は、肉眼で明瞭に15cm以下の層と差異が分かる明黄褐色（マンセルの土色帳で10YR6/6）となっていた。この色は、水路底などに観察される酸化鉄の色あるいは水田土壌断面中の鉄の集積層などと同一のものと判断された。しかしながら、土柱Ⅶの第Ⅲ層の土色変化は、第Ⅲ層のごく薄層（約2.5cm区間）で認められるに過ぎず、かつ含有量の増加は実験Ⅶに比べ明確には認められなかった。この両土柱の差異の発生は、浸透強度の違いによる移動能力の相違が原因と考えられる。

以上のことより、前項3. で述べたように土柱Ⅶ・Ⅷの各層内の浸透水中のFe検出ピークが認められた部位とそれ以下の深さに対応し、実験後の供試試料中にFe含有量の増減傾向が認められた。このことは、100mm/dという浸透強度にもかかわらず、そのFeの動きは極めて緩慢であることを示していると判断された。

2) Mn含有量 土柱Ⅶ・Ⅷの全区間で、供試前よりMnの含有量の低下傾向が認められる。特に第Ⅰ・Ⅱ層ならびに第Ⅲ層上部の低減が顕著に認められる。実験Ⅶ



写真V-1
大野田水田土壌断面

Profile of a paddy field at
ohnoda area

旧作土層下と現作土層
下に集積層が2層に発達
している。



写真V-2
実験Ⅶの集積層発達状況

Developmental state of the
illuvial horizon over the
experiment of soil column(Ⅶ)

(a) 第三層上面
(開放浸透層上面)

集積の様子が色調より
伺える。



(b) 第三層上面から7.5cm深度

集積の様子が色調より
伺える。



写真V-3

実験Ⅶの集積層発達状況

Developmental state of the illuvial horizon over the experiment of soil column (VII)

(a) 第Ⅲ層上面

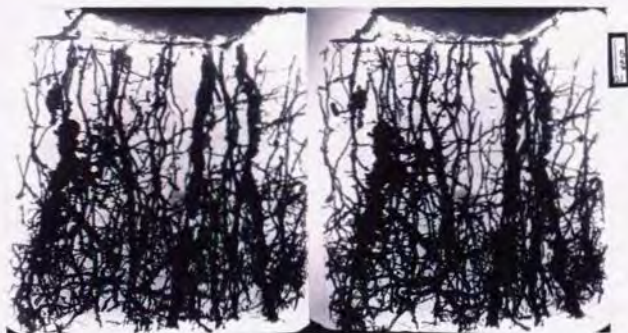
(開放浸透層上面)

集積の様子が色調より伺える。



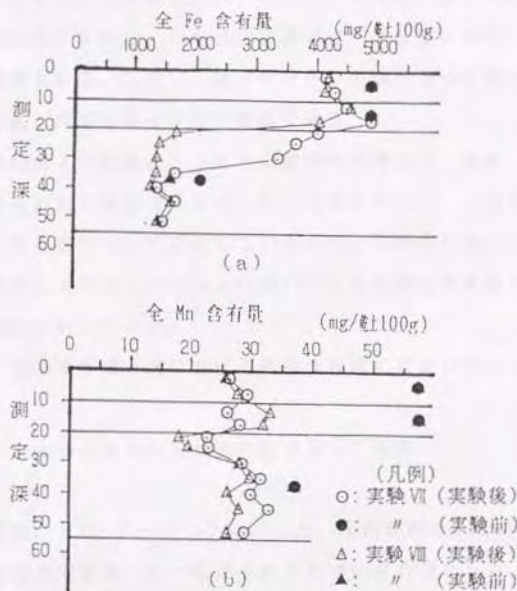
(b) 第Ⅲ層上面から7.5cm深度

集積が無いことが色調より伺える。



写真V-4 大野田水田心土粗孔隙像

Radiograph of coarse pores in subsoil of a paddy field at ohnoya area.



図V-5 供試試料中の深度別Fe・Mn含有量

Contents on ions of Fe and Mn in the model column samples at the short intervals in the vertical plane.

②・Ⅲ-②において、第Ⅰ～Ⅲ層内の浸透水中でMnの検出がなされていた。このことより、第Ⅲ層内での移動は予想されていた。しかしながら、同層上部の減少傾向が著しい。この原因の一つとして、Feの降下はMnとの置換を伴いつつ進むという想定¹⁶⁰⁾がある。この想定が正しければ、第Ⅲ層上部にFeの増加したことが、この層内のMn降下を促し、Feの検出濃度のピーク位置においてMn減少傾向をもたらしたと推測される。ただし、鉄・マンガンの酸化還元に関与する微生物種などを含めた詳細な原因説明は今後の課題である。

しかし、遊離鉄および置換性マンガンの層内での増減は、全鉄・マンガンのそれに比べ差は見られたが顕著ではなかった。このことより、これ以外の分析法^{15, 162)}で検出される形態として存在しているものと推察される。また、Ⅲ層上部には腐植集積作用およびレシバージュ作用¹⁶³⁾による砂れき表面の黒化および明灰色化などは確認されなかった。

なお、実験終了後の第Ⅲ層上部における腐植含有量には変化がみられなかった。

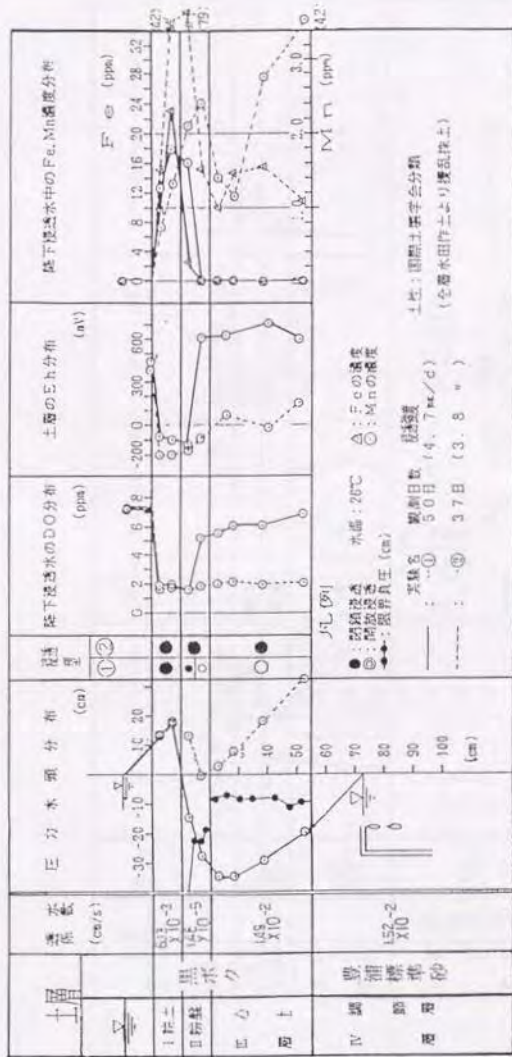
3節 全層黒ボク土からなる成層水田の結果および考察

得られた結果は、Fig. V-6・7に示した。実験期間は、土柱浸透実験Ⅹ・Ⅹ-①および土柱浸透実験Ⅹ・Ⅹ-②のそれぞれで約60日とした。

ただし、実験Ⅹ-①、②については、第Ⅳ章で詳述したので、以下の1・2項および3項の1)についてはここでは割愛する。

1. 圧力水頭分布と浸透型

1) 土柱浸透実験Ⅹ 実験①の第Ⅰ層の圧力水頭分布は、45°勾配に近い正水圧分布となった。第Ⅱ層では、ポテンシャルロスが大きく、ほぼ全層負圧となった。第Ⅱ層内における動水勾配(J)は、ほぼ7.5となり、層内で均一にポテンシャルロスが発生している様子が伺える。この層の上部の圧力水頭は、約-15cmとなりこの部位の p_x (-20cm以上)より大きく、閉鎖浸透と判断されるが、下部は p_x (=-22cm)より小さく開放浸透と判断される結果となった。第Ⅲ層は、上部は-30cm以下の負圧となるが、第Ⅳ層との境界に近くなるにしたがい、値の増大する分布となっている。しかしながら、第Ⅲ層の p_x に比べ低い圧となり、開放浸透



図V-6 土柱浸透実験結果 (IX-①、②)
 The experiment about the down percolation with soil column (IX-①, ②)

と判断される。

実験②では、排水位を上昇させ（表層下約20cm）全層閉鎖浸透となるように計画した。第Ⅰ層の圧力水頭分布は、排水位上昇の影響をほとんど受けず、実験①とほぼ同じ正水圧分布となった。これに対し、第Ⅱ層は排水位上昇の影響を受け、正圧の閉鎖浸透となった。第Ⅲ層は、正圧でかつ $J \approx 0$ と静水圧に近い圧力水頭分布の閉鎖浸透となった。

2. 浸透型と各層の酸化還元状態の対応

1) 土柱浸透実験Ⅰ 実験①の第Ⅰ層は、表層で400mVの値となり、湛水の影響を受けて酸化層となっているが、その下方の2測点および第Ⅱ層上部の値は-100mV前後となり還元層となっている。しかし、第Ⅱ層下部から第Ⅲ層では、+600mV以上の値を示す酸化層となった。

実験②では、Fig. V-5に示すように約1カ月で全層還元層となった。

この酸化還元と浸透型の間には、閉鎖浸透で還元層を、開放浸透層で酸化層を形成するという対応が認められた。

3. 浸透型と降下浸透水中のD0・Fe・Mnの動態

1) D0値 実験①の第Ⅰ層および第Ⅱ層上部（閉鎖浸透部）のD0値は2ppm以下となっているが、開放浸透である同層下部では5ppmまで値が上昇している。同じく、開放浸透層となっている第Ⅲ層でも、5~6ppmの値が維持される結果となった。

排水位を上昇させ、全層閉鎖浸透とした実験②では、第Ⅰ~Ⅲ層まで、2ppm前後の低D0値となることが確認された。このことより、突固め土でかつ黒ボク有機質土を用いたモデル土柱においても、降下浸透水のD0値増減特性が発生し、その現象も p_x を境として発生することが確認された。

2) Fe値 実験Ⅰ・Ⅱの第Ⅰ層は、全実験において還元層でかつ閉鎖浸透層となっている。降下浸透水中のFeの値は、下方に行くに従い増大する傾向がみられる。但し、同じ黒ボク土であるが、濃度に違いがみられる。この原因は、土の実験前の乾湿条件、有機物の不均一並びに微生物等の影響が考えられるが詳細な原因については残された課題である^{164, 165)}。第Ⅱ層も実験Ⅰ-①の下部の開放を除けば全実験で閉鎖浸透条件である。第Ⅰ層と同様、降下浸透水中にFeの検出が確認

される。この層の濃度の変動も第Ⅰ層と同じ原因が考えられる。実験Ⅰ-①の第Ⅱ層下部は、開放浸透となった。この部位における降下浸透水中にFeの検出は認められなかった。しかし、実験Ⅰ-②においては、検出されるようになった。第Ⅲ層の値は、同層を開放浸透層とした実験Ⅰ-①、Ⅰ-②においてはどの深度においても認められなかった。しかしながら、同層を閉鎖浸透とした実験Ⅰ-②、Ⅰ-③においては、濃度のばらつきは見られるものの全ての測定深でFeの検出が確認される結果となった。

よって、黒ボク有機質土からなる水田モデル土柱においても、成層砂礫水田同様、閉鎖浸透層ではFeの検出が認められ、開放浸透層では同物質の検出が認められない現象が確認された。このことより、Feは浸透型に対応した定性的動態があると判断された。

3) Mn値 実験Ⅰ・Ⅱの第Ⅰ層は、全実験で閉鎖浸透かつMnの検出される結果となった。第Ⅱ層の降下浸透水中のMnは、Feと同じく実験Ⅰ-①の下部に於て検出されないだけで、残りの全実験において検出が認められた。第Ⅲ層におけるMn値は、開放浸透時(実験Ⅰ-①・Ⅰ-②)には検出が認められなかったが、同層を閉鎖浸透とした場合(実験Ⅰ-①・Ⅰ-②)には、検出が認められるようになった。このことより、Mnは浸透型に対応し、閉鎖浸透時には移動現象が、開放浸透時には集積現象が認められる結果と判断された。

以上のFe、Mnの動態結果より、黒ボク有機質土においても成層砂礫水田同様、浸透型に対応しこれらの物質の動態が規定されると結論づけられるであろう。ただし、砂礫水田の閉鎖浸透時には、第Ⅲ層内の上方から下方に向かって経日的にFe、Mnの増加する傾向が認められたが、黒ボク土実験では異なっていた。すなわち、閉鎖浸透層となり還元化したのちⅢ層内の全部位からFe、Mnの検出がなされたことである。この原因は、肥培管理されていた耕土層を用いたことによる微生物および弱還元状態で溶解するFe、Mn含有量が多いことによると推察される。

また、閉鎖浸透実験終了後に、両実験とも再び排水位を下げて、開放浸透(Ⅲ層)とした場合、約1日で0mV付近の還元状態から400mV以上の酸化層となった。これに対応し、第Ⅲ層内の降下浸透水中にFe、Mnの検出は認められなくなった。この開放浸透層内の三相分布について測定した結果、実験Ⅰ・Ⅱのいずれにおいても固相率約22%、液相率約56%、気相率約22%となっていた。この値は、突固め土

の開放浸透における三相分布の1つの目安となるであろう。

実験終了後に土柱内各深度の全鉄、全マンガン量を測定した。その結果、Feは成層砂礫水田におけるような集積量の増大は、Feでは認められたが、Mnでは増加現象は認められなかった。なお、土色の変化は、黒色土中のため明瞭には認めがたかった。

4節 集積層を持つ水田土壌を用いた成層水田モデルの結果および考察

得られた結果は、Fig. V-8・9に示した。

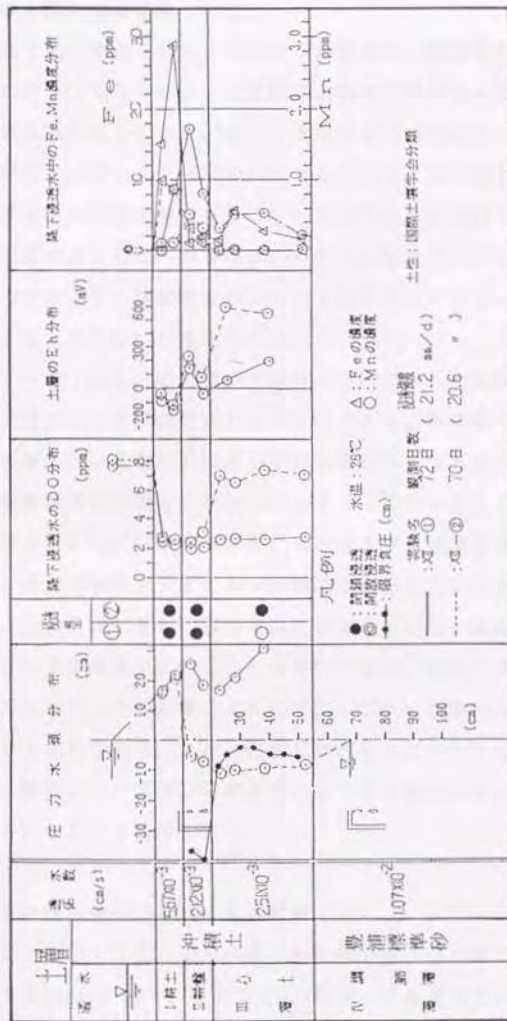
実験期間は、土柱実験X I・X II-①で約180日、土柱実験X I・X II-②で約150日行った。図には約70日目の値を示した。

1. 圧力水頭分布と浸透型

はじめに、土柱浸透実験X I-①、X II-①について検討する。第I～III層までの圧力水頭分布の概形は逆S字形で近似したものとなった。但し、ポテンシャルロスの大きな位置は、実験X Iでは第II層下部から第III層上部であるが、実験X IIでは第I層下部から第II層上部となっている。第I層は両実験とも静水圧に近い分布となっている。実験X Iの第II層は、層内が静水圧に近い正圧で末端部に於てポテンシャルロスが発生し、かつ $J \approx 7.1$ となっている。しかし、実験X IIでは、第I層下端から第II層上部でのロスが大きく、かつ $J \approx 6.2$ となった。層内の2測点の値はいずれも負圧でかつ $J \approx 1$ となった。同層の圧力水頭は、 p_x 値(約40cm)より大きく閉鎖浸透と判断される結果となった。第III層の圧力水頭分布は、両実験ともほぼ同じ負圧(-10cm)でかつ $J \approx 1$ に近い圧力水頭分布となった。また、 p_x 値はいずれの実験でも-4cm以上となり、これに比し同層の圧力は低く層全体が開放浸透と判断される。

次に、実験X I-②、X II-②について検討する。両実験とも圧力水頭は、排水位を第II層下端に上昇させたことにより、全層正圧分布となった。よって、全層閉鎖浸透と考えられる。

以上の結果より、第I・II層は全実験において閉鎖浸透、第III層は実験番号①において開放浸透、実験番号②において閉鎖浸透と判断される。



図IV-9 土柱浸透実験結果 (X II - ①、②)
The experiment about the down percolation with soil column (XII-①, ②)

2. 浸透型と各層の酸化還元状態の対応

浸透型は、前項で述べたようになってきたが、これに対応し酸化還元状態がどのようになっているかについてみていく。本実験の土壌の有機物含有量はほぼ2%未満と小さく無機質土壌となっている。故に、還元力の推進力は小さいと予想された。

はじめに、実験X I - ①・X II - ①についてみていく。第I層および第II層は両実験とも閉鎖浸透でかつ還元層を呈する値となっている。実験X I のEhの値に比べX II は低い傾向がみられる。第III層は、いずれの実験でも600mV近い値の酸化層となった。このことより、開放浸透のもたらす酸化作用に対し、浸透強度の違いはなんら差異をもたらしなないと考えられる。

次に、実験X I - ②・X II - ②について検討する。これらの実験は、同一土柱で排水位のみを上昇させ全層閉鎖浸透としたものである。前実験①と浸透型が変化しない第I・II層は、より還元の状態が進行した結果となった。これに対し、第III層の値は浸透型が開放浸透から閉鎖浸透に切りかえたことにより、300mV以上も低下し還元状態を呈した。前章で無機質の火山灰土壌の閉鎖浸透実験を行った。この実験に比し、還元の状態が大きくかつ短期間で還元化している。この土壌を採取した水田は、氾濫原に位置し、現地表面に至るまでの間に幾度となく洪水による堆積物により地表面標高が変動している水田である。故に、下層部も作土層となっていた時期もあり、この影響により還元化しやすい物質等が多く、このような結果となったと考えられる。しかし、還元の状態には微生物等の諸要因が考えられるので、本研究においては、閉鎖浸透により還元層が醸成される定性的性質が認められたということで結論とした。

3. 浸透型と降下浸透水中のD0・Fe・Mnの動態

1) D0値 実験X I - ①・X II - ①のD0値の分布概形は、ほぼ類似した形となった。即ち、湛水で8ppm台、第I・II層で2ppm前後、第III層で7ppm前後である。このD0値の増減特性と浸透型の対応関係を見るならば、閉鎖浸透層で低D0値、開放浸透層で高D0値という前節2・3と同じ結果となっている。

これに対し、全層閉鎖浸透とした実験X I・X II - ②のD0値分布は、全層で2ppm台の値となった。

下層に集積層を持つ水田における第III層は、不攪乱採土した試料を用いている。

この試料の間隙構造は、Photo. V-4 (116頁参照)に示すように根系状孔隙の縦横に発達している様子が伺える。火山灰土壌の植生根は、笹、すすきの類により形成された^{166, 167)}といわれるのに対し、本水田の下層におけるこのような孔隙の存在は、水稻根の鉛直伸長の蓄積(700年程の水田経歴を持つ)により形成され、今日に至るも保存されていることを物語っていると思われる。このような考えを傍証するような報告が、八郎潟のような低湿重粘土質水田の土層中の粗孔隙の発達^{168, 169)}によりX線影像として報告されている。この報告では、水田深部まで水稻根が到達しかつ蓄積が認められている。この写真および本水田下層土の写真を見る限り、水田土壌における粗孔隙の発達は植生根が重要な役割を担っていると言わざるを得ないであろう。このような粗孔隙の発達は、下方への降下浸透条件を良好とし(=土壌条件の改善)地下水位等を下げ、やがては低湿地といえども水理条件さえ良好となれば、鍬床層を持たなければ漏水田化し、不透水層を必要とするものと思われる。水理条件の改善のためには、暗渠および深い排水路の必要性が生まれると考えられる。もしこの推測が、正しければ、本モデル実験のような3層構成(耕土・耕盤・心土層)の水田が終局的土層構成として存在するようになると推測される。このような浸透を制御する水田は、地下水の硝酸汚染にたいして良い対策と成るといふ報告^{170, 171)}もある。また、下層は深い排水路切土部法面等から大気侵入をもたらし、開放浸透層が形成される水田も予想される。即ち、このような水田構造は、下層からのメタンの発生を抑制することが推測される。

本地区には、近くに河川や条理制の遺構もあり、河川水位の増減や条里制の深い幹線用水路が非灌漑期に排水路としての役割等も果たしたと考えられる。この用排水路法面からの水田下層への大気疎通による酸化層形成により、本地区に広範にわたる集積層が形成された可能性も想定される。

2) Fe値 実験X I・X II-①の第I・II層(閉鎖浸透)ではいずれの実験でもFeの検出がなされている。しかし、検出量には違いが見られる。この原因は、有機物の不均一分布に基づく鉄還元菌の不均一分布および鉄化合物の存在形態の違いによる水溶性の難易が考えられる。しかし、開放浸透層である第III層内においてはいずれの測定点でも検出は認められなかった。開放浸透条件下の浸透水は、酸素の受容性が極めて高いことが、このように瞬時に酸化沈澱現象をもたらして

いるものと推測される。

しかしながら、全層閉鎖浸透とした実験X I・X II-②では、浸透型の切り替わった第Ⅲ層においてもFeの検出が確認されるようになった。閉鎖浸透条件の変化しない第Ⅰ・Ⅱ層においては、時間の経過とともに検出量の増大する部位と逆に水溶性の濃度の低下する部位がみられるが、これらの原因の解明は残された課題の一つである。乾土100 gあたり4000ppmの鉄含有量にも関わらず、溶出量は、極めて少ないことは興味深い現象である。

以上の結果より、閉鎖浸透層である第Ⅰ・Ⅱ層では還元化しFeの検出が認められるが、開放浸透層とした第Ⅲ層では検出が認められず、層界に集積現象が発生すると判断された。

3) Mn値 実験X I-①・X II-①の第Ⅰ・Ⅱ層は、閉鎖浸透でかつ還元層である。これらの層においては、いずれの実験でもMnの検出がなされた。下方に行くにしたがい、濃度が上昇する傾向がみられるようである。しかし、鉄の降下浸透水中の濃度が第Ⅰ層に比べ第Ⅱ層が低下する傾向が認められた。これに対しMnは、逆にⅡ層の値が大きくなった。高いBhの値よりMnが溶けだす傾向にあることなどがこのような分布をもたらしていると考えられる。しかしながら、第Ⅲ層内では、Mnの検出は認められなかった。

これに対し、全層閉鎖浸透層とした実験X I-②・X II-②では、第Ⅲ層でもMnの検出が認められるようになった。いずれの実験でも第Ⅱ層上部の測定濃度が全層内の最大値となった。下方に行くにしたがい、濃度の上昇する現象は確認されなかった。極めて移動性が弱いことあるいは不可逆性であること等が原因の一つと考えられる。

以上のことより、閉鎖浸透層である第Ⅰ・Ⅱ層では還元化しMnの検出が認められるが、開放浸透層とした第Ⅲ層では検出が認められず、鉄の場合と同様、層界に集積現象が発生すると判断された。

よって、集積層を持つ水田のモデル土柱においても、前述の2モデルと同様に浸透型の観点から移動集積現象の説明の可能性が明かとなったと判断される。ただし、閉鎖浸透条件下のFe・Mnの溶出は、黒ボク有機質土水田モデルと同じく、層内の全部位から溶出する傾向が認められた。

実験終了後に、土柱を解体し集積現象を肉眼で確認しようとしたが、砂礫水田

モデルに比べ観測日数が少ないこともあってか明瞭な土色変化および土中のFe・Mn含有量の明確な増大傾向は認められなかった。

また、実験X I - ②・X II - ②終了後、再び排水位を下げ、第Ⅲ層のEhの値が1日目で約350mV以上上昇することおよび同層内のFe、Mnの検出が認められなくなることを確認した。さらに、このときの開放浸透層の三相分布を測定した。その結果、固相率約36%、気相率約15%、液相率約49%であった。この第Ⅲ層の値は、前節で述べた黒ボク土を用いた場合の気相率よりも10%程少ない。にもかかわらず、酸化層を呈していることは、間隙構造の相違による原因が考えられる。しかし、詳細は今後の課題である。

5 節 水田土壌生成論への本研究の適用

水田の老朽化現象は、土壌の酸化還元により説明がなされてきている。その原因として、「作土層は毎年肥培管理が行われ有機質肥料等の供給があり、かつ湛水がなされる。湛水により大気の大気の影響が遮断され、微生物の活動のため還元状態が発生し、土中のFeやMnの溶出移動がおこる。しかし、作土下は肥培管理が行われず、有機質肥料の供給もない条件下であり微生物の活動も少なく、亀裂を通じて下方に供給された酸素の消費が進まないため、湛水期といえども層内の酸化状態が維持される。そのため、上方から洗脱された還元物質が酸化沈積する^{172, 173)}」と説明されてきている。以上の説明の酸化還元状態の判別には、FeやMnの移動集積が利用されてきている。

しかしながら、微生物活動を保証する有機質水田といえどもFe、Mnの集積層の存在がしばしば認められる。例えば、三土¹⁷⁴⁾は火山性黒ボク水田土壌の特徴について調査し、Fe、Mnの集積が顕著なことおよび腐植と粘土鉱物が垂直的な増減はあまり大きくないが溶脱と集積が発生するという結果を得ている。また、加藤ら¹⁷⁵⁾は、火山性水田土壌の調査を行い、表面水型水田土壌断面にFeとMnの斑紋の出現層位が反復することを述べている。その特徴として、河川の氾濫堆積物の下や厚い盛土の下部に存在することを報告している。これらの報告は、微生物活動の活発な条件下に集積層が発生することを示していると考えられる。さらに、同一母材にもかかわらず集積層が発生することを示唆しているものとも推定され

る。第Ⅱ章で述べたように、耕盤層の十分に発達した水田では、上方から下方への酸素供給は考えがたい場合もある。また、集積層の位置の特定に論及した論文も見当たらないようである。

本章では、水田土を用いて3層構造の水田モデルをつくり、その浸透型を切り替え、下層が有機物に富む条件下でも開放浸透であれば酸化層となること、また心土層が無機質とした場合でも閉鎖浸透条件下では還元層となることを実証した。さらに、この条件下の降下浸透水中のFe・Mn動態について浸透型と定性的対応関係があることを明かした。ゆえに、以上のような疑問も、本研究の浸透型に基づき考えるならば以下のように説明が可能と予想される。耕土層は、正庄・閉鎖浸透となり微生物の酸素消費により還元化が進み溶脱層となる。耕土下の開放浸透層では、大気疎通による層内への酸素供給が微生物活動による酸素消費を上回る条件下では酸化層となり、Fe、Mnその他の酸化条件下で沈積する物質を集積させる。また、カドミウムのような酸化条件下で溶出する物質の溶脱を促し、砒素のような物質はこのような環境で集積すると考えられる^{176, 177)}。さらに、集積層の発生する位置は、開放浸透層と閉鎖浸透層の境界となる。浸透型を規定する土壌構造の疎密は、機械などの運行により水平な層として大別され発生すると判断される。即ち、踏圧等により形成された密な層は閉鎖浸透層を、疎な層は開放浸透層をなし、水平的に広がりをもった集積層発生地の土の物理的条件が整った部位に発生すると考えられる。また、このような視点は、土壌汚染地の物質の動態を考える上で大いに参考になると思われる。

6節 まとめ

成層水田の3モデル（対象水田：成層砂礫水田、全層黒ボク有機質土水田、下層に集積層を持つ全層無機質土水田）を作製（3層構成）し、その浸透型（閉鎖・開放浸透）と降下浸透水中の物質（Fe、Mn）の濃度等の対応関係について究明した。

その結果、以下のような知見が得られた。

①成層水田モデルの排水位が低い場合（約90cm）、閉鎖透層（耕土・耕盤層、黒ボク土および無機質土）は低DO水（約2ppm）でかつFe、Mnの検出がなされる還元

層を呈した。しかし、開放浸透層（心土層、砂、礫、黒ボク有機質土および集積層を持つ無機質心土）は高DO水（約6ppm）でかつFe、Mnの検出されない酸化層となった。このことより、集積層が浸透型の変化する層界部に発生すると判断された。

②同一土柱で排水位を上昇させた場合（約20cm）、全層閉鎖浸透層となり、どの層も低DO水となりかつ砂礫および無機質土のような有機物の少ない条件下でも還元層（約90日）となった。降下浸透水中のFe、Mnの検出は、Eh値の低下に従いMn、Feの順で心土層にも検出される傾向がみられた。また、成層砂礫水田モデルでは降下浸透水中のピーク濃度位置の下降は、浸透流速の大小に多少影響を受けるが、耕盤末端から心土層内へ緩慢に進んでいく傾向が認められた。しかし、土壌の場合は層内の全部位からFe、Mnの検出が認められた。この原因の詳細については今後の課題である。

③成層砂礫水田モデル土柱解体後に、降下浸透水中のFe、Mnの検出深とこの物質の層内での増減に対応関係を調査した。この結果、色および含有量より一度集積したこれらの物質の移動が極めて緩慢であることが確認された。しかし、黒ボク有機質水田モデルおよび集積層を持つ水田モデルでは、集積現象は明確には認められなかった。この原因には、成層砂礫水田モデルに比べ観測日数が短いためあるいは土壌であることが考えられる。

以上のことより、降下浸透水の浸透型が酸化還元に対応し移動集積する物質に対し定性的な重要因子であることが判明した。

しかし、実際の水田における物質の動態に果たす浸透型の役割についての究明などは今後の課題である。

第VI章 火山灰地水田の開放浸透流が層内気相成分に及ぼす影響

前章まで、浸透型が層内の酸化還元および物質の動態に及ぼす影響について述べた。酸化層形成の前提条件として、開放浸透の場合は横方向からの層内への大気疎通つまり大気中の約21%という酸素の供給を考えていた。上記の現象の重要な因子として土壌空気中の酸素濃度の実態を把握することは、酸化の及ぶ範囲等を明確化するうえで重要な測定項目であった。また本章において、酸化還元の可能性とは無関係に、水田心土層の開放浸透流がその層内土壌空気組成に与える影響を明きらかとし、土壌水の浸透型（存在形態）が気相成分にどのような特性をもたらすかについて解明する意義も高いと考えられる。

これまでの土壌空気と大気との間の気体の交換過程（＝土壌通気）は、空気交換とガス交換過程という2過程から考えられている¹⁷⁹⁾。これらの研究において、水に対するガス拡散係数が小さく、気相の連続を通じないガス交換量は事実上ゼロに等しいことが明らかにされている¹⁷⁹⁾。また、排水不良地の空気組成は二酸化炭素濃度が高いことが報告されている。これは、土壌呼吸による酸素消費と二酸化炭素生成の当然の結果で交換現象のない空気組成はこのような一方向の濃度変化のみと考えられる。なお、この組成変化は、有機物含有量などにより遅速を生じているものと推察される。上記の報告は、大気との連続性のない気相つまり閉鎖浸透層内の空気は大気との交換がないため、その濃度組成は一方向の変動となることを示していると思われる。現在、土壌空気の吸引採取が不可能な条件下の濃度の測定はまだ十分確立されていない。ゆえに、湛水のない土壌通気可能な林地および畑地土壌における研究が中心となり、研究対象層厚は根域の1～2m深さが中心となったと考えられる¹⁸⁰⁾。これらの研究目的は、大気疎通の良否による根の呼吸阻害がもたらす生育への悪影響の防止であった。これまでの土壌通気概念では、水田のように湛水を持つ時期には大気疎通の可能性は考えも及ばず、従って水田心土層が不飽和であるが土壌空気の組成についての研究まで進展しなかったのは当然の帰結といえるであろう。ゆえに、水田における大気の下方向への疎通は、上方からの田面亀裂を通じての経路のみが主に考えられてきた。し

かし、この不均一亀裂による心土層酸化のメカニズムを実証した研究は少ないと考えられる¹⁸¹⁾。

湛水期においても水田心土層が酸化層であれば、湛水期の還元層の範囲は少なく、これに伴う根および地球環境に悪影響をあたえるメタン等の物質も少ないと予測される¹⁸²⁾。かつ畑地と同じ土壌環境(=酸化層であること)が地表面下20 cm以下のところから一定の深度まで存在するならば、田畑輪換耕地として優位であるという中島の指摘¹⁸³⁾とも合致する耕地構造と思われる。

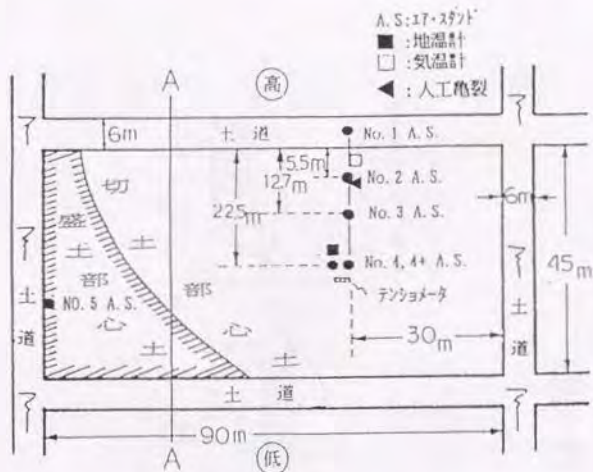
また、心土層は、空気、養分の吸収の場として役だつという研究^{184, 185)}がある。このような吸収に対し、浸透型の如何は大きな影響を及ぼすと考えられる。

本章では、土壌空気を切土法面から水田中央部に向かいサンプリングし、その酸素・二酸化炭素濃度の圃場レベルでの動態についての解明を試み、一般水田における酸化層形成の可能性を究攻した。

1 節 観測田および観測方法

1. 観測田および観測装置

観測田は、第Ⅱ章で述べた破碎転圧工法で造成した岩手大学附属滝沢農場水田である。観測装置の設置は北側畦から水田中央部に向かって設けた。水田造成時には、表土扱いをしており、地盤層は厚く堆積した火山灰土(ローム層が10m以上も堆積)の切土部が支配的であり、マクロには均一な過大漏水層を形成していると判断される¹⁸⁶⁾。さらに、これらの10m以上にも及ぶ火山灰土層のどの深さも根系状の孔隙を持つ透水良好層であることが実証されている^{187, 188)}。故に南北の両側畦からの酸素供給は、水田中央部に対しほぼ等しい状況と判断される。但し、東西畦からの大気疎通の影響は南北方向からの疎通距離に比べ長く、酸素濃度に対する影響は南北両側畦に比べ小さいと考えられる。従って、水田中央部に最短距離の南北畦から水田中央部に至るライン上の濃度変動を調べることが、最も酸素濃度の影響を的確に判断できると考えた。ゆえに、本研究では北側畦の切土法面側からの水平距離と濃度の関係を中心に調査した。なお、観測装置も全て第Ⅱ章の装置と同じものを用いた。詳細については、第Ⅱ章を参照されたい。ただし、本章の説明のために一部加筆し、Fig. VI-1および2に観測田平面図



図VI-1 籠見沢川田平面図

A plane of the observed paddy field

と観測田断面図（装置名入り）を再掲した。

2. 土中空気の酸素・二酸化炭素濃度の測定

土中空気の酸素・二酸化炭素濃度は、Fig. V-2に示すNo. 1～4のエア・ホールから採取し測定に供した。ただし、No. 5は閉鎖浸透状態であり、土中空気の吸引採取は不可能であった。ゆえに、測定は実施しなかった。

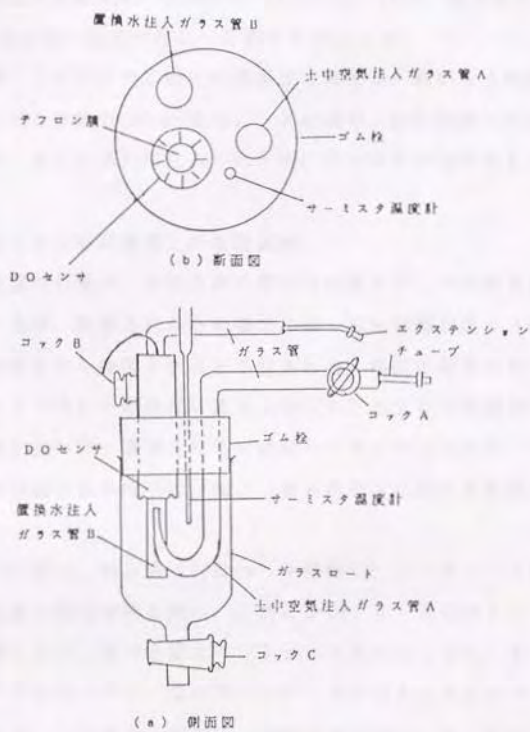
(1) 酸素 酸素は、圃場でエア・ホールから注射器でサンプリングしたのち、直射日光を避け（ビーチパラソル使用）直ちに測定した。採取した空気中の酸素濃度の測定には、Fig. V-3に示すような装置を用い、土中空気を水と置換させる方法で行った。以下に測定手順を概説する。

① Fig. V-3の装置のコックB側からガラスロートの2/3まで蒸留水を注入し、つぎにコックA側から残りの空気を排除しロート内（体積約60cm³）を水で滴水しコックCを閉じる。②エア・スタンドのT字管部からガラス注射器で約50cm³空気を排除した後、100cm³の新鮮な土中空気を採取してくる。③装置全体の上下を反



図VI-2 観測田断面図 (図VI-1のA-A線への投影)

A profile of the observed paddy field (the projection Fig. II-1 at A-A plane)



図VI-3 酸素濃度測定装置
Apparatus for measurement of oxygen concentration

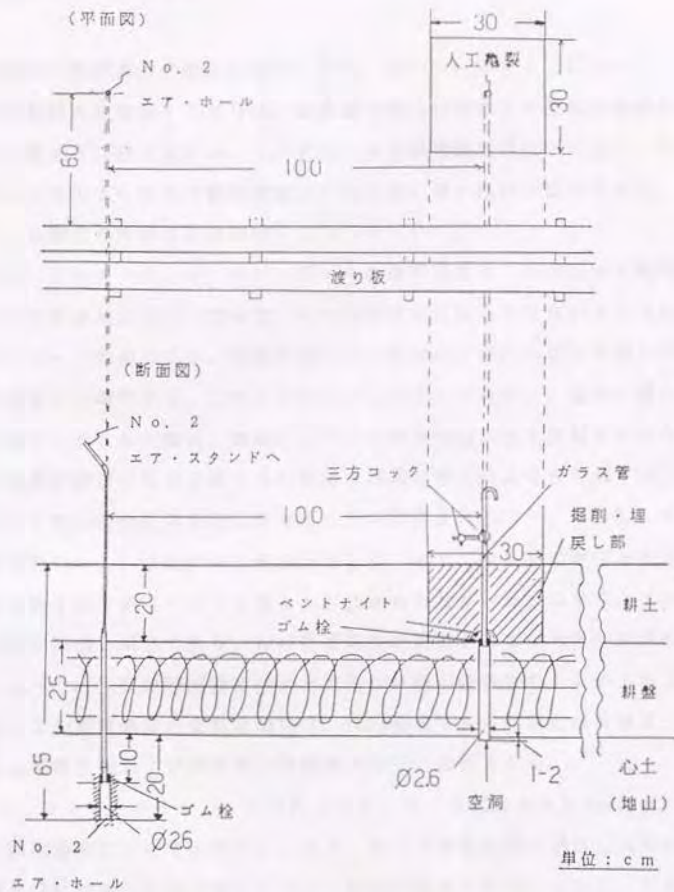
転しコックCを開け、コックA側から土中空気を注入し、ロート内の水と土中空気を置換し、直ちにコックCとコックAを閉じる。④温度補正を行い酸素濃度を測定する。酸素濃度の測定には、Becman社のFieldlab 1008 測定器および同社の39550型センサを用いた。測定は月2～3回を目安とした。

(2) 二酸化炭素 土中空気の二酸化炭素濃度の測定は、新鮮な土中空気を酸素のサンプリングと同じ手順で100cm³採取し、その場で二酸化炭素ガス検知器(品名:ガスティック、北沢産業)に注入し行った。測定は月2回程度とした。

3. 鉛直人工亀裂による酸素濃度上昇確認試験

土中空気の酸素濃度の値が、水平方向の開放浸透層を通じて供給されると本論文では推定しているが、鉛直方向からの場合には、拡散距離が短く(約1m)短時間に酸素濃度の高まりも確認されると予想される。亀裂の発生が均一であれば、土中空気の大气との平均化が短時間に進み水田内のどの土中空気測定点においても大气の酸素濃度に近い均一濃度となる可能性も十分に考えられる。ゆえに、鉛直方向からの酸素供給の実態解明は、酸化・還元層形成における重要事項と考えられる。

具体的な亀裂の作製は、耕土層(約20cm)を削除し、オーガー(φ2.6cm)で耕盤層を貫通し地山層に至る穿孔を施し、これにFig. M-4に示すようなガラス管付きゴム柱を押し込み、その上部にベントナイトを充填し完成とする。設置位置は、Fig. M-1に示すNo. 2エア・スタンドから1mほど水田中央よりの地点に1箇所とした。孔底までの深さは、地表面下45cmとした。その後、No. 2のエア・スタンドから、1日一回約80cm³(作製直後には約70cm³の吸い出しをする)のサンプリングをし濃度上昇の確認をすることとした。なお、参考のためテンシオメータ撤去時に、No. 3および4のエア・ホール(各エア・ホールから約1.5mの距離、テンシオメータ撤去のための深さ1mの掘削坑を設けた)においても酸素濃度上昇の有無を測定した。



図VI-4 人工亀裂相加略図
Outline figure of artificial crack

2節 土中空気中の酸素濃度

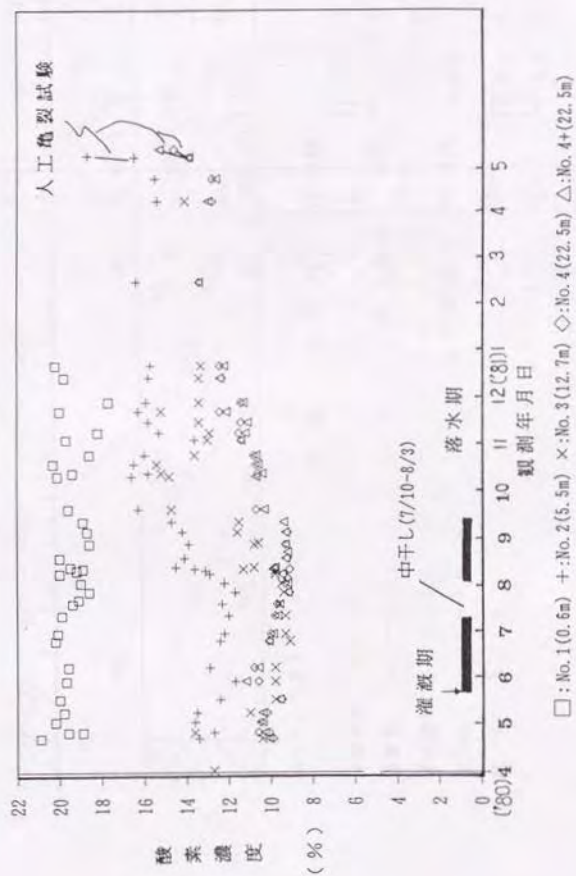
土中空洞内の酸素濃度の測定結果は、Fig. M-5に示すようになった。

全体の変動傾向を概観するならば、地表面下60cm付近の土中空気の酸素を測定するために農道下に設けたNo. 1エア・ホールの酸素濃度は20%に近く、その他の水田内心土層の土中空気の酸素濃度はこれに比し低い傾向が認められる。

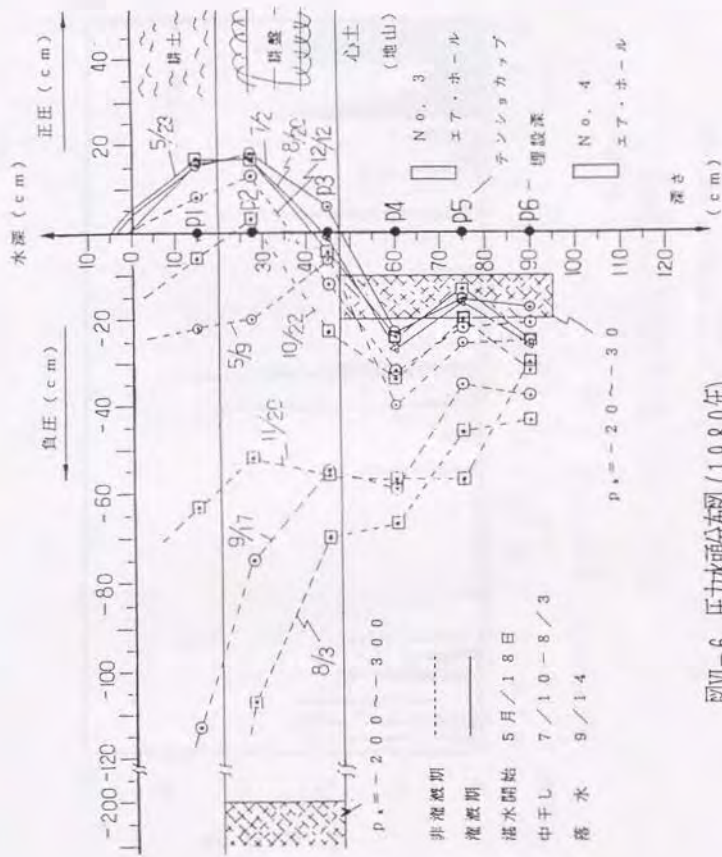
以下に、各測点の詳細な変動傾向についてみていく。

1) No. 1エア・ホール エア・ホールの酸素濃度は、19~21%の範囲にあり大気中の酸素濃度に近い一定値で、かつ周年変化は認められないようである。このエア・ホールの測定深は、比較的浅くかつ水田内心土層内の切土地盤と同じポーラスな構造の土壌である。このような土が土道として存在し、植生に覆われている。このポーラスな土壌は、降雨によりその間隙の通気性を変動させたり、降雨による浸潤前線が空気の圧縮あるいは排水後端の降下による圧力低下にともなう吸引という空気交換過程を発生させることが予測される¹⁴⁾。しかし、火山灰下層(黄褐色ローム)は粗間隙の発達が著しく、エア・ホールの気圧と大気圧との気圧差は第II章で述べたようにほとんど認められなかった。つまり、この土壌の環境は開放浸透が常態であり、良好な通気性が維持されていたと判断されるであろう。よって、大気中の酸素濃度成分と大差ない値が観測されたものと考えられる。なお、この酸素濃度の変動原因には、10cm程度であるが黒色の有機質土の存在による土壌微生物および植物根の呼吸等があると推測される。

2) No. 2エア・ホール 水田内のNo. 2(北側畦から5.5m地点)の土中空洞の酸素濃度についてみていく。4月・5月の非湛水期の値は13%前後であるが、湛水後には徐々に値が低下していく傾向が認められる。しかし、7月上旬の中干しの頃より2%ほど値が急上昇する傾向がみられる。8月以降の落水期には、さらに値が2%ほど上昇し16%台となり翌年まで経過してゐる。この変動は、いかなる原因により発生しているのであろうか。これまでの研究では、落水期の亀裂により酸素濃度の変動することが考えられていた。しかしながら、本研究で得られた酸素濃度は、非灌漑期間において1度として大気中のそれあるいは地表面下の深度が同じNo. 1の土中空気の酸素濃度と同じくはならなかった。上方からの酸素供給の効果を調べるため、径2.6cmの穴(=人工亀裂)を設けた。この

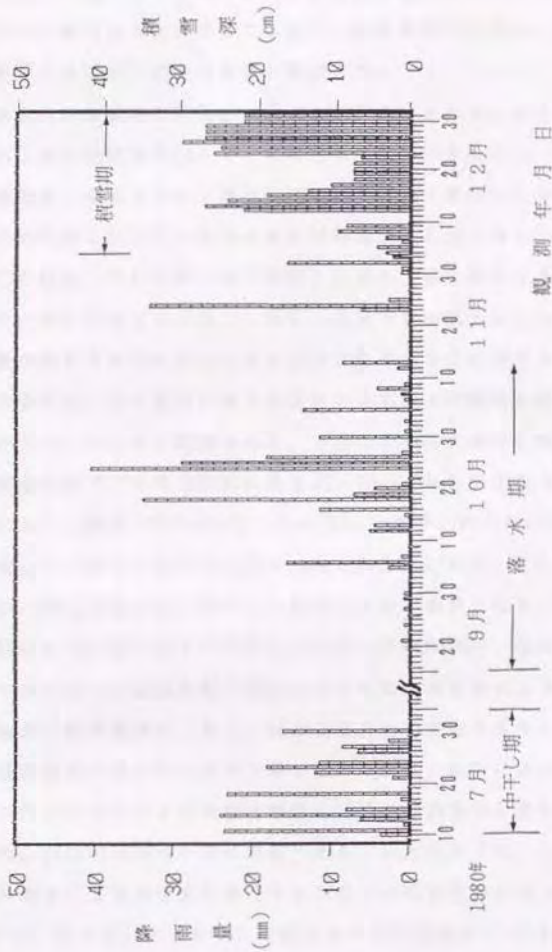


図VI-5 土中空気の酸素濃度
Oxygen concentration in soil air



図VI-6 压力水頭分布図(1980年)

Distribution figure of pressure head at the observed paddy field (1980)



図VI-7 中干し、落水期の降雨量および積雪深

The depth of rainfall and snows in the period of mid-summer drainage and drainage of residual water.

ことにより、Fig. M-5に示す1981年5月の測定値はわずか1日で18%台まで上昇することがわかった。このことより、鉛直亀裂の発生は、極めて敏感に土中空氣に影響を及ぼす可能性があると推測された。

この地点の酸素濃度の変動は、次のように考察される。この変動に関与すると考えられる水分状況をFig. M-6に、降雨のデータをFig. M-7に示す。4・5月頃には、示すように下層も負圧の20~40cm(水柱)となり、水分環境が微生物棲息に不良となっているためおよび低地温(5月上旬まで10℃以下、5月中・下旬15℃前後、午前9時の旬平均値)のため、微生物による酸素の消費の少ない条件下にあると考えられる。しかし、5月下旬の湛水により、水田心土層の水分含有量が高まりかつ安定した水分状態となる。さらに地温も徐々に上昇する。これらの条件は、心土層内の微生物活性を高め徐々に酸素を消費し、その濃度を低下させていったものと推測される。7月中旬からの中干し期には蒸発により下層の含水量の低下(8月3日には負圧40~70cmとなり湛水期の2~3倍の負圧となる)により、畦から5.5mと近いこの点には水平方向からの空気交換現象が早く発生しその濃度を2%程上昇させたものと思われる。さらに、9月からの落水期には、降下浸透水は、降雨しか期待できない条件となり、再び9月17日には中干し期の負圧に近い値まで上昇している。この時期は、落水という水分環境変動がありかつ徐々に地温の低下現象もあるため、微生物による酸素消費量も低下し16%台まで酸素濃度が上昇し、翌年の4月まで経過するものと考えられる。しかし、酸素濃度の値が21%まで上昇しない原因は、拡散による微弱な酸素供給と休眠中の微生物呼吸および物理化学的に幾分か消費がなされるものと推察される。なお、詳細の解明は今後の課題である。以上のように、この地点の酸素は、湛水と非湛水による周年変化特性をもつことが明きらかとなった。

3) No. 3エア・ホール この地点は切り土法面より12.7mの心土層内の地点である。大気との界面として考えられる法面よりの距離は、No. 2に比べ約2倍となり酸素の疎通距離が長くなったことによる影響が考えられる。まずはじめに、周年変動があるか否かについてみていく。4・5月の非湛水期の濃度は、10%台であるが湛水期になると値が徐々に低下し、8月上旬まで至るが同月の中旬頃には1%程度の濃度上昇現象が確認される。9月の落水期にはさらに値が上昇し、13%前後の値となり翌年の春に至るようである。このことより、概略の周年

変動の傾向は、No. 2地点と同じであるといえよう。ただし、中干し期の酸素濃度の上昇がNo. 2地点より、時間的遅れを生じたことかつ濃度上昇率が低かったこと、さらに非灌漑期の酸素濃度が上昇したとはいえずNo. 2地点より3%程低いことは、切土法面からの酸素疎通距離の違いによる影響と考えられる。

4) No. 4・4+エアホール この地点の2つのエア・ホール内の酸素濃度は、ほぼ同じ値を示す変動傾向となった。この2つの土中空洞は水田中央部（畦から最短距離22.5m）に設置し、違いはNo. 4+のエアホールの深さが50cm程深い点にある。水田中央部に2点の測定点を設けた目的は、水田中央部の観測精度を増すことと深さ方向の酸素濃度の違いがあるかについて、深度差は小さいが調査することにあった。得られたデータからは、深度の違いによる差は認めがたいといえよう。この深度差では、心土層における酸素の消費に大差のないことを意味しているものと思われる。

以下に、両測点の土中空気の酸素濃度の周年変動についてみていく。4・5月の非灌漑期の酸素濃度は、10%台であるが、湛水開始後徐々に値が低下し、9月中旬にはほぼ最低値（約9%）を示し、その後落水期の乾燥が強まるのに対応し1%の急上昇があった後、1月頃まで徐々に値を上昇させ、その後13%台で安定した値となる。Fig. M-7に示すように12月の中旬以降は田面から積雪が消えず、翌年3月頃までは乾燥蒸発は考え難い状況となる。12月中旬の圧力水頭分布から心土層の状態を判断するならば湛水期に近い分布となっている。このような田面の状況から推測するならば、冬季の酸素濃度の変動は少ないものと判断される。やはり、この測点でも灌漑期および非灌漑期の違いによる酸素濃度の周年変化が認められるといえるであろう。人工亀裂試験の結果より、短期間で濃度の上昇（1981年5月）が認められた。かつ、その値もこれまで観測されたことのない高い値となった。このことより、この地点には乾燥亀裂による鉛直方向の酸素供給の可能性があると判断された。つまり、これまでの観測値は、田面からの亀裂を通じての酸素供給の可能性が低いことを意味していると判断される。また、畦から12.7m地点のNo. 3エア・ホールの酸素濃度に比べ、酸素濃度の低下期間が2カ月程長く、かつ非灌漑期の酸素濃度の上昇は約3カ月も継続し、やがて一定値となる。しかしながら、No. 3エア・ホールの酸素濃度より低い値で安定する。この現象は、これらも、大気疎通経路がNo. 3エア・ホールに比べ長いこ

とによると考えられる。

以上の酸素濃度測定結果より、非灌漑期および灌漑期の間で酸素濃度の増減の周年変動特性を持つことが明らかとなった。その濃度増減の発生には、含水比の増減にともなう Mass Flow としての可能性も認められた。また、酸素濃度の絶対値は、拡散距離の長短が支配的に作用していると考えられた。このことについては、第4節で詳しく検討を行う。また、観測期間中の値には、人工亀裂試験結果のような高い値は認められなかった。このことより、鉛直亀裂による酸素供給は、意を用いて人為的に造成した耕盤層をもつ水田では考え難いと判断された。

3 節 土中空気中の二酸化炭素濃度

得られた結果を Fig. V-8 に示す。得られた結果を概観するならば、No. 1 は最大でも2%未満の値であるが他は4%以上の値となり歴然とした差が認められる。以下に各点の変動について詳細にみていく。

1) No. 1 エア・ホール No. 1 の酸素濃度は、ほぼ21%に近い疎通性のよい環境下であり、二酸化炭素濃度は、大気に近い濃度（大気中では0.03%）が予想されたが、得られた結果は、このような値に比べ50倍近い高い値が得られた。しかし、これまでの畑地などの測定事例²⁰⁰⁾から考えるならば畑の作土層に近い値である。なお、わずかではあるが9月頃にピークが認められ、その後地温の低下につれて緩やかに値が低下していく傾向が認められる。この二酸化炭素の低下原因は、地温の低下による降下浸透水中への溶解移動、含水比の低下による土壌空気の Mass Flow による希釈平衡による影響が、低下した微生物活性下の二酸化炭素生成を凌駕してもたらされたと考えられる。

2) No. 2~No. 4 + エア・ホール 水田内の4地点の値は、ほぼ類似している値で変動傾向が認められた。すなわち、これらの4地点の二酸化炭素濃度は、湛水とともに値が上昇し（地温の上昇および水分環境が微生物に対し好適な環境となる）、やがて9月中旬頃には最高値を示す。その後、地温の低下および水分の減少にともない値が徐々に低下し、1月頃には一定値に近づく傾向が認められる。これらの4地点の値が類似した原因は、各測点の微生物の酸素消費が類似した量であることを示していると考えられる。



図 VI-8 土中空気中の二酸化炭素濃度
Carbon dioxide concentration in soil air

これらの詳細な変動に付いてみていくと、No. 2の値が各時期を通じて二酸化炭素濃度が低い傾向がみられる。これは、土層内部から大気方向に拡散移動が発生し、かつこの距離が短いことが他の値に比べ低い濃度としている原因と考えられる。なお、鉛直方向からの大気疎通があるならば、水田内の4測点のいずれも4%という高い値を維持し続けることは不可能と判断される。このことから、鉛直方向からの大気疎通は考え難いと予測される。

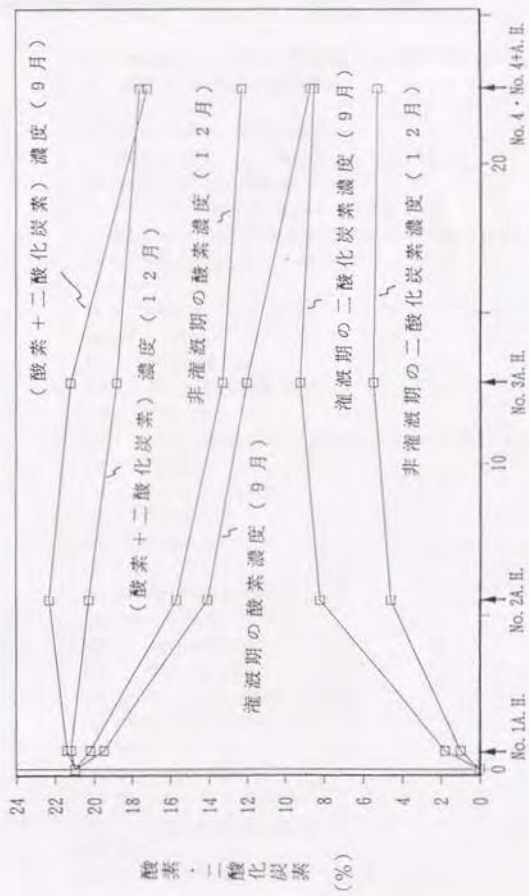
以上の結果より、二酸化炭素濃度の変動には、酸素濃度が減少するときは二酸化炭素濃度が増加し、酸素濃度が増加するときは二酸化炭素濃度が減少するという相補的傾向の周年変化が認められた。かつ、微生物による二酸化炭素生成・消費量は、火山灰下層土では4%程度であることが判明した。濃度分布は、大気開放面（北側畦法面）からの距離に比例的な増加傾向がみられた。

4節 酸素・二酸化炭素の疎通距離と濃度の関係

酸素濃度・二酸化炭素濃度が大気疎通距離との関係でどのようになっているかを見るために、Fig. M-5・6をFig. M-9のように表現しなおした。

なお、灌漑期の影響と非灌漑期の影響を比較する目的で、それぞれの特性が最も顕著と考えられる9月上旬（二酸化炭素濃度が最大、酸素濃度が水田中央部で最低）と12月中旬（二酸化炭素濃度が低下安定、酸素濃度が上昇安定）の値をもちいた。以下この図にもとづいて検討していく。

1) 酸素濃度 酸素濃度の分布を概観するならば、非灌漑期および灌漑期のいずれの時期も距離に反比例する濃度分布傾向が認められる。かつ、灌漑期と非灌漑期の濃度差（2~4%）は土壤呼吸による消費に基づくと考えられる。この土壤呼吸による酸素濃度の最大値と最小値の差は、測定地点の畦からの距離に関係なく各地点4%程度となっている。このことは、火山灰心土層土における土壤呼吸による酸素消費量がこの範囲であることを示しているものと思われる。各測定点間の濃度低下は勾配（灌漑期の値と非灌漑期の値の平均値使用）は、0~5.5m区間は約1%/m、5.5~12.7m区間は約0.4%/m、12.7~22.5m区間は約0.2%/mとなる。この勾配は、12m地点位置よりその低下勾配は小さくなっていく傾向が認められる。特に非灌漑期の濃度低下曲線にその傾向が認められる。これらの減少



(但し、22.5m地点の濃度はNo. 3とNo. 4の平均濃度とした。)

図W-9 大気疎通距離と酸素・二酸化炭素濃度の関係

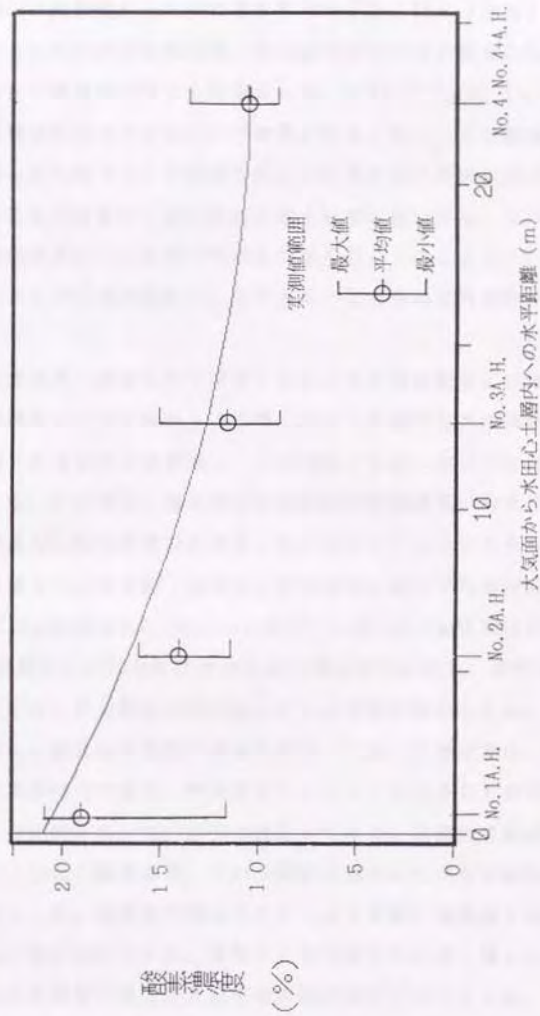
Correlation between air penetrated distance from atmosphere and oxygen or carbon dioxide concentration in soil air

G. S. CAMPBELLの土中酸素濃度分布
の数値計算プログラム (BASIC使用)

```

1  'PROGRAM 3.1 BASIC PROGRAM FOR COMPUTING OXYGEN CONCENTRATIONS AND
2  'FLUXES IN SOIL PROFILE
3  'save"pro31-b".a
10 INPUT "NUMBER OF ELEMENTS":M
20 INPUT "AIR FILLED PROSITY - M3/M3":FG
20 INPUT "ELEMENT LENGTH, M":X
35 INPUT "Oxygen Consumption - M3/M3":UO ""
40 DIM A(M+1),B(M),C(M),K(M),CO(M),D(M),U(M),Z(M+1),DF(M)
50 Z(1)=0 : K(0)=.01 : CO(0)=280
60 K(0)=.01
70 CO(0)=280
80 FOR I=1 TO M
90   Z(I+1)=Z(I)+X
100  DF(I)=.0000177*.9*FG2.3
110  U(I)=-UO
120  IF I<M THEN K(I)=DF(I)/(Z(I+1)-Z(I)) ELSE K(I)=0
130  A(I+1)=-K(I)
140  B(I)=K(I-1)+K(I)
150  C(I)=-K(I)
160  D(I)=U(I)
170 NEXT
180 D(1)=D(1)+K(0)*CO(0)
190 FOR I=1 TO M-1
200  C(I)=C(I)/B(I)
210  D(I)=D(I)/B(I)
220  B(I+1)=B(I+1)-A(I+1)*C(I)
230  D(I+1)=D(I+1)-A(I+1)*D(I)
240 NEXT
250 CO(M)=D(M)/B(M)
260 FOR I=M-1 TO 1 STEP -1
270  CO(I)=D(I)-C(I)*CO(I+1)
280 NEXT
290 PRINT "DEPTH-M", "O2 CONC", "K(I)", "U(I)"
300 FOR J=0 TO M
310   PRINT Z(I), CO(I), K(I), U(I)
320 NEXT
330 PRINT "OXYGEN FLUX":K(0)*(CO(0)-CO(1))

```



(但し、22.5m地点の濃度はNo. 3とNo. 4の平均濃度とした。)

図10 酸素濃度分布の数値計算例 (G. S. CAMPBELLのプログラム使用)

Example of computing oxygen concentration in soil pores (with G. S. CAMPBELL's program)

傾向をゲイロンの酸素濃度分布の数値計算プログラム¹⁹²¹⁾ (前掲) を用い、土層中の水平拡散として計算するならば、約22m地点で10%の濃度となる酸素消費速度 (一定値でかつ気相率20%とした場合) は、 $2.3 \times 10^{-7} \text{ g m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ となり、水田下層の酸素消費は極めて小さいという結果となる。また、この濃度の増減に対し、含水比の影響も見られることを前述した。この含水比の増減に対応した濃度変動も、詳細にみるならば中干し期に於いて切土法面に近いNo. 2がNo. 3よりも濃度上昇時期が早いことに見て取れるであろう。このことより、酸素疎通距離の短い測定点から早く値が高まり、水平方向からの供給の可能性が高いと考えられる。

2) 二酸化炭素濃度 濃度分布を概観するならば非灌漑期および灌漑期のいずれの時期も酸素濃度とは逆に畦からの距離に比例する濃度分布傾向が認められる。かつ、灌漑期と非灌漑期の濃度差は、4%程度と各点においてほぼ同じ値となる傾向が見られる。この量は、灌漑期と非灌漑期の酸素濃度の最大差に等しく、消費された酸素量が二酸化炭素の生成量に置き変わっているともみられる。次に、各測定点間の濃度の上昇勾配 (灌漑期と非灌漑期の値の平均値使用) についてみていく。0-5.5m区間は約1.1%/mの低下、5.5-12.7m区間は約0.2%/m、12.7-22.5m区間は0.01%とほぼゼロに近い値の低下となり、酸素濃度同様12m地点の位置よりその上昇勾配が小さくなっていく傾向が認められる。

3) 酸素濃度と二酸化炭素濃度の相補的關係 二酸化炭素濃度は、酸素濃度と相補的に変動する傾向 (つまり、呼吸商は1に近い) があることが明らかにされている¹⁹²²⁾。この傾向について、以下に検討してみる。相補的変動傾向とは、二酸化炭素濃度 = (21% - 酸素濃度) という関係を満たしながら増減特性をもつことであるとされている。本実験で得られたデータを単純に灌漑期と非灌漑期毎にたした値をFig. M-9に示した。概観するならば21%に近い値ともみれる。酸素および二酸化炭素濃度の最大値と最小値の差が同じであることは、微生物によるこれらの生成量と消費量が同じ量であることを示しているとも考えられ、相補的關係が本来存在するものと推定される。しかし、酸素と二酸化炭素濃度の和が21%に一致しない原因は、酸素の消費と二酸化炭素の増加が微生物等の土壌呼吸に対応するという前提に従わない空気交換現象 (Mass Flow) がNo. 2、No. 3地点には発生したことが考えられた。また、二酸化炭素濃度が温度の変化等に

より土壤水に溶解性を著しく変化させることも原因と考えられる。

土壤通気の良否は、気相率より考えられているが、本研究に用いた火山灰土壤は、湛水期の気相率が15~20%という条件下である。土壤通気性については、マクロには気相率に比例する傾向があるが、その構造性が重要で気相率に必ずしも一致しないことが指摘されている¹⁹³⁾。本研究の試料のように根系状孔隙の発達した土壤においては、気相率がこの程度でも十分酸化的作用をもたらすと考えられる。この層が酸化層であることについては、第Ⅱ章の $\alpha-\alpha'$ ジビリジル呈色反応試験結果より酸化層が形成されていることは実証されている。また、酸化層の均一発生については、第Ⅲ章で試算した一次元の拡散方程式により、孔隙周囲の土壤水の酸素飽和が短時間で起こる可能よりも推定されていた。よって、このような畦から水田内へ22mというような拡散距離の地点も、酸素の疎通により酸化層を形成する可能性が明らかになったといえよう。よって、現存する一般の乾田地帯においても、湛水期に下層が酸素供給により酸化層となっている可能性が想定される。

4) 本研究成果の一般水田への適用 本研究対象水田は、均一に堅固な耕盤層を人為的に造成した漏水性地山に位置する地下水位の低い水田である。一般水田において地下水位が1m前後でかつ透水抑制の鉄床層が発達した条件の水田(今日のように幹線排水路が1m以上に深くなった条件下では十分考えられる)は、水平方向からの大気疎通の可能性は大きいと考えられる。このような条件では、湛水期といえども、下層が不飽和でかつ大気疎通による酸下層が形成される。ゆえに、降下浸透水に溶脱した鉄・マンガンは酸化沈積してやがては集積層を形成する現象も発生すると推測される。さらに、このような酸素に対応した好気性の微生物の棲息を可能としていると判断される。しかし、本研究では心土が無機質のどちらかといえば土壤呼吸の小さい条件下の結果と考えられる。だが、有機質土の場合、土壤呼吸が酸素供給を凌駕し酸化層の形成範囲が水田中央まで及ばない可能性もある。この検証は今後の課題である。また、一般水田においては、田面からの亀裂を通じた酸素の補給も考えられるので、下層の酸化層の形成の条件はもう少し複雑と考えられる。

湛水期の大気疎通層の存在は、作物根に対し酸化的影響ももたらし、生育にとって良好と考えられる。現在までの畑地における気相中の酸素濃度測定において

は、その濃度適正值として3~5%^{194, 195)}、5%以上^{196, 197)}あるいは10%以上¹⁹⁸⁾が目安として提案されている。しかし、作物の種類、同じ作物でも季節により、その要求量が異なり、このように多数の値が報告されているものと思われる。しかしながら、本研究で得られた値は、畑作には適している可能性が高い。

また、田畑輪換水田において、地下水位が低くかつ地下水位の上・下降が田面水に対し影響を及ぼさない水田（つまり開放浸透層が存在する）は、下層が酸化的状態で、かつこのように高い酸素を維持し続ける。このことは、畑地利用の際は好適な条件と推測される。さらに、転作前の水稲根の腐朽も手早い、排水も改善され畑地としての条件も良好となると考えられる。このような条件を満たす地域を田畑輪換地として利用するならば、成功の可能性も高いと予想される。この条件を満たしている地域を示し、中島¹⁹⁹⁾は成功地としていっていると考えられる。さらに、同氏は地下水位を低下させる前提としては、上方からの水分供給を抑制させ地域の地下水位を低下させる不透水層が必要と述べている。この不透水層を整えた水田地帯を造成することが汎用農地にとっては重要な要件と考えている。転換畑を水田に戻した場合は、2~3年で元の浸透強度に戻ることが調査の結果知られている。破砕転圧工法により造成された水田では、畑地とした直後には100 mm/dの浸透強度となるが、復元時には20~30 mm/dとなることが報告されている²⁰⁰⁾。このことより、堅固な鍍床層の存在は、復元時の代掻きによる浸透抑制効果をより高めると推察される。ゆえに、人為的な均一不透水層をもつ水田は、畑地としての特徴も併せ持つ止揚農地としての可能性が推測されるが、詳細な検討は今後の課題である。

5節 まとめ

得られた結果の要約および今後の課題について以下に述べる。

①火山灰地水田土層内（田面下約70cm）の開放浸透層の酸素濃度は、灌漑期に値を低下させる（最低値は、5.5m地点で12%台、12.7m地点で9%台、22.5m地点で9%台）るが、非灌漑期に再び値を上昇させやがて一定値（5.5m地点で15%台、12.7m地点で12%台、22.5m地点で11%台）となる周年変化をもつことがわかった。これらの変動は、地温の高低（＝土壌呼吸を支配する微生物活性を規定）

に対応する傾向が認められた。なお、酸素濃度の変動には、中干しおよび落水後の下層の水分含有量の増減による空気交換現象も重要であるという結果が得られた。

②二酸化炭素濃度は、酸素濃度とは反対に湛水開始後徐々に値を上昇させ、9月上旬に最大値（水田内の4測定地点のいずれも9%程度）となり、その後は値が減少し12月過ぎに安定した値（各地点とも5%程度）となる周年変動が認められた。これらの値の変動は、各地点の微生物呼吸による二酸化炭素の排出量がほぼ等しいことを示す結果と判断された。

③酸素・二酸化炭素濃度の大気疎通距離との関係は、酸素濃度で畦から5.5m地点で14%前後、12.7m地点で12%前後、22.5m地点で11%前後となり、二酸化炭素濃度で同地点において6%前後、7%前後、7.2%前後となり、両成分とも大気疎通距離に反比例ないしは比例する濃度分布となることがわかった。このことより、両成分とも濃度拡散現象により濃度分布が規定されていると判断された。ただし、畦から12m地点より両成分とも濃度変動は微小になる傾向が認められた。

④酸素消費量に対し、二酸化炭素の生成量は同程度となる相補的変動傾向が認められた。しかし、酸素と二酸化炭素濃度の和は21%とはならなかった。この原因は、酸素の空気交換現象および二酸化炭素の温度変化に対応した土壌水への溶解性の変動によると考えられた。

⑤火山灰下層土のような根系状粗孔隙の発達した土壌では、気相率が20%程度でも十分な土壌通気が確保され、酸化層形成がなされると判断された。このことより、間隙の構造性が土壌通気に極めて重要であることがわかった。

漏水性地上に形成された浸透抑制層の発達した水田には、本水田と同様の特性をもつ水田も存在すると予測される。今後は、これらの実態も究明したい。さらに、本研究では残された水田モデルとして、有機質土を下層にもつ水田の開放浸透層内の酸素、二酸化炭素濃度実態を解明がある。もし酸化作用の及ぶ範囲が狭い場合は、より広い範囲に酸化作用が及ぶ工法等を構築することが重要になると思われる。

第 VII 章 結 論

1 節 結 論

水田のタイプには乾田と湿田があり、乾田とは非灌漑期の地下水位が 80 cm 以下となる水田という定義がなされているのみである。ゆえに、灌漑期の地下水位が低く心土層が不飽和の開放浸透水田と地下水位が高く飽和に近い閉鎖浸透水田が存在する可能性は知られている。しかし、異なる浸透型の圃場レベルでの存在とその違いがもたらす特性についてはほとんど説明されていなかった。乾田とは、非灌漑期に裏作が可能、機械耕作上優利であることなどが知られているのみで、土層内の諸特性については十分知られていないが、上記の実用上のメリットに基づいて水田の改良目標とされている。ゆえに、乾田の断面特性等を明確化し、よりよい乾田というものを模索する必要があると考えられる。こうした説明は、農地として利用価値の高いと考えられる汎用水田の指標の策定にも有用であろう。

このような目的に従う水田の基礎的研究として、本研究の役割は高いと考えられる。

この論文においては、地下水位の高低により湛水下の成層水田を全層閉鎖浸透水田となる湿田タイプと耕土層以下は開放浸透となる可能性のある乾田タイプに 2 大別し、浸透型によりもたらされる層内諸現象を究明した。

諸現象としては、特に開放浸透流を持つ水田が大気疎通条件下にあることによる酸素供給に注目し、そのもたらす影響の究明を行った。

この究明のために、第 I 章では、本研究の目的と既存の研究成果、特に開放浸透流の研究とこれがもたらす影響を層内の酸化還元という土層分化を規定する 1 要因であると言う観点においたので、土壤肥料的な酸化還元に関する研究についても述べた。これまでの開放浸透流の存在が砂れきモデルが中心でかつ土壤の開放浸透流の実証方法も十分確立されているとは言い難い条件下にあった。第 II 章では、このような点の究明のため、火山灰地水田において新装置を考案し大気と連通する気相の存在、土中水圧分布および土層の定性的酸化還元状態等を調査・観測した。第 III 章では、第 II 章で実証した開放浸透層の間隙レベルでの特性お

よびこの浸透型判別の指標としての限界負圧の役割を、間隙のX線影像としてとらえることおよびこの限界負圧が降下浸透水のDO値増減特性に対し有用性の高い指標であることの検証を行った。第IV章では、成層水田のモデル土柱を有機質・無機質という土質別に2タイプ作製し、開放浸透層が土層内への大気疎通をもたらした酸化層を、閉鎖浸透層が土層内への大気疎通が遮断された後、微生物等の酸素消費により還元層を、それぞれ醸成する推論を酸化還元電位測定等により定量的に明らかとすることを試みた。第V章では、前章と同じ装置を用い水田の層構成材料をかえ、降下浸透水中の酸化還元に対応し動態を変える物質、特に鉄、マンガンについて浸透型を素因とした動態としてとらえうるか、浸透水中のこれらの成分の原子吸光分析により攻究した。第VI章では、上記の諸特性の根本物質である酸素濃度および二酸化炭素濃度の実態および変動特性について第II章で述べた圃場を用いて解明を行い、一般水田の開放浸透層の酸化範囲等について論及した。

以上の各章の目的にもとずき行った調査研究により明らかとなった成果について、以下にその要約を述べる。

①岩手山麓傾斜地にあり、地下水位が低い、浸透抑制耕盤をもつ火山灰ローム質の水田についてその降下浸透流の調査を行った。

耕土、耕盤、盛土部心土の圧力水頭 p は正圧で閉鎖浸透流であり、切土部心土では動水勾配 $J \approx 1$ の負圧浸透で、かつの限界負圧 $p_k \geq p$ であった。

新たに考案した「土中空気測定法」により、地盤土層中の空気圧を観測した。その結果、湛水期間中も切土地盤中の限界間隙量以上におよぶ粗間隙が開放状態にあることが判明し、開放浸透流の存在が明らかになった。

$\alpha - \alpha'$ ジビリジル反応により閉鎖浸透層は還元状態が明瞭で、開放浸透層は酸化状態と見られた。

②上記①の水田土および異なる地点の土（岩手ローム、安達太良ローム、愛島ローム）を用いて、限界間隙の実態を飽和土壌基質中で最初に試料全長にわたり脱水が完了する孔隙（＝貫通開放孔隙）と、その周囲の孔隙に分類したX線透写像としてとらえること、および限界負圧の浸透型（開放浸透と閉鎖浸透の両者をさす）の判別指標としての有効性を究明することを試みた。

その結果、貫通開放孔隙およびその周囲の粗孔隙は根系状の管路から成り、その径の広狭の発達には植物根の形態的特徴あるいは異径根の連結により形成されている傾向がみられた。また、限界負圧測定時には試料内に均一に多数発達した粗孔隙の多くが開放され、限界負圧の浸透型の判別指標としての有効性が高いと推定された。

③開放降下浸透流を持つ水田（上述①の水田）土層を不攪乱採土（岩手ローム）し、成層水田モデル土柱（3層構造）を作製し、深度別の降下浸透水のD0値と圧力水頭を測定した。

その結果、排水位の低い条件下では降下浸透水のD0値が第Ⅰ層（耕土、黒ボク）および第Ⅱ層（耕盤、黒ボク）で2 ppm前後であったが、第Ⅲ層（心土、ローム）に降下するや否や高D0値（8 ppm）台に上昇、維持される流れとなることを確認した。かつ、このような降下浸透水のD0値増減は、各層の限界負圧を境界として生じていることを検証した。

以上の浸透特性から、土壌における開放浸透水と閉鎖浸透水のD0値増減特性とこの判別指標としての限界負圧の有効性を明らかとした。

④心土が開放浸透条件下にある火山灰地水田（上記①水田）から採土（耕土・耕盤層は黒ボク土を攪乱採土、心土層は黄褐色ロームを不攪乱採土）し、成層モデル土柱を作製し、浸透型と土層の酸化還元に対応関係について究明した。

その結果、排水位の低い条件（70cm以下）では、耕土層は閉鎖浸透となり、低D0水（1 ppm台）でかつ還元層を呈した。耕盤・地盤層は開放浸透となり高D0水（7 ppm台）でかつ酸化層となった。しかし、排水位を上昇（25cm以上）させ、全層閉鎖浸透とした場合、全層低D0水となりかつ還元層となった。ただし、無機質土の場合は、還元化に長期間（約3ヶ月）を要することが分かった。

以上のことから、開放浸透層の場合は酸化層を、同層を閉鎖浸透層とした場合（無機質土の場合）は長期間を要し還元層をそれぞれ醸成することが判明した。

⑤毎年、肥培管理されている水田耕土（黒ボク土）を用いた3層構成の成層モデル土柱を作製（耕土：代かき状、耕盤・心土：突固め）し、その浸透型と酸化還元に対応関係について攻究した。

その結果、排水位の低い条件（90cm以下）では、耕土・耕盤層は閉鎖浸透となり、低D0水（1 ppm台）でかつ還元層を呈した。心土層は開放浸透となり高D0水

(7 ppm台)でかつ酸化状態となった。しかし、排水位を上昇(25cm以上)させ、全層閉鎖浸透とした場合、いずれの層も低DO水となりかつ短時間で還元層となった。

以上のことから、開放浸透層は微生物活性の旺盛な条件下においても酸化層を呈し、閉鎖浸透層は短期間で還元層を形成することが明らかとなった。

⑥成層水田のモデル(砂礫水田、全層黒ボク土水田、下層に集積層を持つ水田のモデル)を作製(3層構成)し、その浸透型と土層の酸化還元状態および降下浸透水中の物質(鉄、マンガン)の濃度を深度別に測定した。

その結果、いずれのモデルでも排水位が低く第Ⅰ・Ⅱ層が閉鎖浸透、第Ⅲ層を開放浸透とした場合、第Ⅰ・Ⅱ層は還元層となり、鉄、マンガンの検出がなされた。しかし、第Ⅲ層では検出がなされなかった。この同一モデルの排水位を上昇させ、全層閉鎖浸透とした場合、第Ⅲ層は徐々に還元化し、鉄、マンガンが浸透水中に検出されるようになった。

なお、実験終了後に降下浸透水中の鉄、マンガン検出深とこの物質の層内での増減および土色変化に対応関係が認められた(特に砂礫水田モデルで)。

⑦上記①で述べた開放浸透層となっている火山灰地水田心土層内で酸素および二酸化炭素濃度実態を5地点で周年観測した。

その結果、酸素濃度は水田中央部(畦から約22m地点)でも10%以上と高く、この濃度は畦から水田中央部に向かうに従い低下する傾向が認められた。二酸化炭素は、水田中央部も畦付近の値も類似した傾向で5~9%の値となった。その濃度は、酸素濃度とは逆に畦から水田中央部に向かうにしたがい距離に比例し増大する傾向がみられた。

酸素濃度は、湛水開始とともにその濃度を低下させ、非灌漑期に再び値を上昇させた。しかし、二酸化炭素はこれとは逆に湛水開始後から徐々に値を上昇させ、非灌漑期には値を低下させる周年変動が確認された。

上記の浸透型と土層の酸化還元の対応についての視点は、既にカドミウム汚染水田の更正に援用されているが、本研究の成果により、今後は科学的根拠を持って積極的な適用が期待される。また、汎用水田として成功している地域の水田の圃場条件として、下層酸化層の存在が、本研究の成果により開放浸透という浸透型の面から実証され、成功の実態に対する農業土木的視点からの裏付けがなされ

たといえよう。よって、今後は湛水期にも下層を開放浸透とする乾田の改良が望まれる。さらに、浸透条件下の層内諸現象を考える場合には、浸透型が極めて重要と結論づけられるであろう。

2節 今後の課題

本研究において、開放浸透流のもたらす影響の一端について明らかにすることができたと思われる。しかしながら、以下のような残された課題もあると考えられる。筆者の現在考えうる具体的な課題を列挙する。

①本研究では、鍬床層の十分に発達した下層が無機質の漏水性地山上の水田の酸化還元状態およびこの水田の酸素、二酸化炭素濃度実態を究明した。この場合、下層が無機質土であるが故に、微弱な酸素消費に支えられ水平方向からの酸素供給が消費を凌駕し、酸化層を形成していた。しかし、有機物含有量の多い土でかつ現在のような大区画水田も考慮するならば、開放浸透層が水田心土層の全面に渡り存在しても、酸化の影響がおよぶ範囲は狭くなる可能性も考えられる。このような場合の実態の解明は残された大きな課題である。しかしながら、心土層内に設けられた暗渠パイプを通じて酸素が供給されるならば、このような範囲の広狭は考える必要がないかもしれない。

②地下水位の高低が層内の酸化還元を規定し、物質の動態までも規定することを実証した。しかし、本研究では、酸化にともない集積する鉄、マンガンが主で、土壌汚染として問題になっているカドミウムや砒素のような物質の動態実証が未了である。また、地球温暖化に寄与するとされているメタン等の発生が灌漑期の地下水位の高低で差が生じるであろうか。あるいは、これとは逆に酸化層を心土層に持つことにより、硝酸による地下水汚染等はどうかという環境に関する問題も想定される。さらに、鉄、マンガンが集積するさいに共沈による水質浄化の現象の把握も残されている。このような物質が暗渠パイプの目詰まりを発生させているとの報告に対し、開放浸透層とすることによりこれらの害も軽減できるものと予想されるが、残された問題である。

③水稲根にとって酸化的環境は良好な生育をもたらすことが知られている。本研究で明らかとなったように、開放浸透層とした心土層が酸化となった。このこ

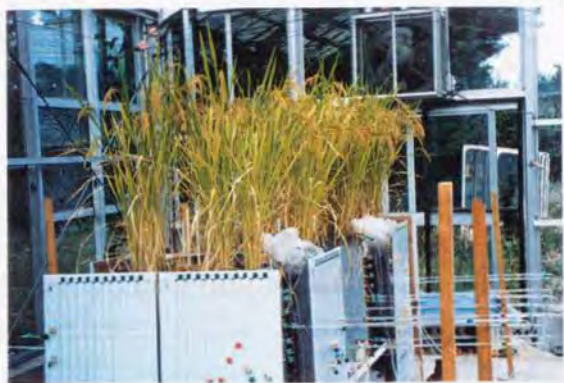
とは、開放浸透が水稲根の養分吸収および酸素吸収に少なからぬ影響を与えていることを示唆していると考えられる。この推測の検証のため、浸透型をコントロールした円筒（内径25cm）内に稲を植えた成層モデル実験を予備的に実施した。その結果、Photo VII-1 に示すように根の色は閉鎖浸透層部で赤く、開放浸透層部で白くなる現象が確認された。同一の根でも浸透型の変化する境界部で赤から白に根色に変化している。鉄の浸透水中における溶解の有無に対応していると推定される。このような現象が多数の根で発生しているならば、水稲生育に何らかの影響を与えているものと予測される。

④土層の酸化還元および開放浸透層内の気相成分は、微生物の種類を大きく規定する可能性がある。このような実態も心土層へ伸長した根へ何らかの作用をもたらすと推測される。

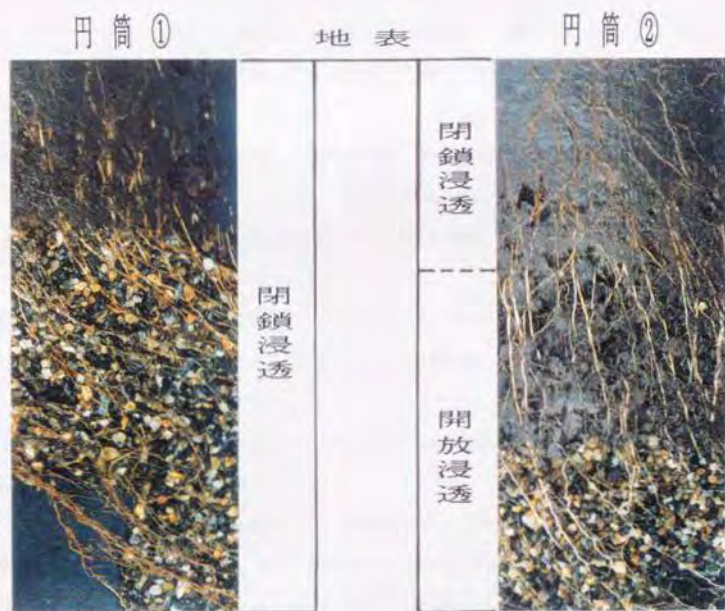
⑤上記の効果の期待される水田構造は、適度な浸透抑制層とその心土層がこの浸透抑制層に比し、透水性が勝っていることの条件が大きく左右している。もし、水利条件が不良なために地下水位が低下していないだけで、心土層が透水良好地帯は、これらの改善のみで開放浸透層となる可能性がある。しかし、土壌条件の不良地帯等は、心土破砕工あるいは補助暗渠を有効に作用させるような組み合わせ暗渠等の適用が重要と考えられる。単に、排水良好層としたのでは、地下水位を上昇させること（＝水利条件）によりのみ、浸透抑制を維持することになるので、下層に開放浸透が期待できない。下層に開放浸透を持つ水田造成の工法的研究も残されている。

⑥下層が開放浸透地帯が汎用水田として優位性を保っているとの報告に鑑み、報告されている地帯の実態とその農業土木的に学ぶべき点等の現場における説明も残された興味深い問題である。

このように課題を列挙してみると、本研究は緒に付いたばかりで今後に残された課題がいかに多大であるかが伺われよう。しかし、水田の成層のもたらす諸現象は農業土木の重要な課題としてさらに追求されねばならないであろう。



(a) 稲の栽培状況



(b) 実験終了後の根色

写真Ⅶ-1 浸透型と根色の関係

correlation between percolation patterns and color of rice plant roots

引用文献

- 1) 山崎不二夫：農地工学(上)、東大出版会、pp.78-86(1987)
- 2) 農地造成研究会編：傾斜地水田の圃場整備工法、畑地農業振興会、pp.1-70(1980)
- 3) 段本幸男：土層改良の意義と役割、農士誌51(11)、pp.994-997(1983)
- 4) 農業土木学会編：汎用農地化のための技術指針、農業土木学会、pp.1-112(1979)
- 5) 中島紀一：田畑輪換の耕地構造、日本の農業158、pp.1-107(1986)
- 6) 瀧嶋康男・佐久間宏：土壌の圧縮および硬度が水稻の根系発達ならびに生育におよぼす影響に関する研究、農技報B-21、pp.293-328(1969)
- 7) R. S. ラッセル：作物の根系と土壌(田中典幸訳)、農文協、pp.223-251(1981)
- 8) 八木一行：土壌生態系のガス代謝と地球環境2、土肥誌62(5)、pp.556-562(1991)
- 9) 田淵俊雄：水田における窒素、リン濃度とその流入、農士誌47(11)pp.23-28(1979)
- 10) 木方展治・結田康一：扇状地水田下の土壌中硝酸態窒素、土肥誌63(5)pp.581-589(1992)
- 11) 田淵俊雄編：農業技術者のための水質入門、農業土木学会、pp.1-193(1987)
- 12) 田淵俊雄・末正奈緒希・高梨めぐみ：水田湛水による硝酸態窒素の除去試験、農士誌55(8)、pp.53-58(1987)
- 13) 石川雅也・田淵俊雄・山路永司・中島淳：暗渠浸透による水田の水質浄化試験、農士論集159、pp.81-89(1992)
- 14) 石川雅也・田淵俊雄・山路永司・中島淳：用水濃度と浸透量が水質浄化と水稻生育に与える影響について、農士論集159、pp.91-99(1992)
- 15) 田淵俊雄・山藤郁夫：シロカキが水田浸透量と浸透水質に及ぼす影響、土壌の物理性66、pp.47-54(1992)
- 16) 徳永光一・馬場秀和・石川武男・石幡信・石川昌男：カドミウム汚染水田の更正工法について、農士誌43(10)、pp.24-30(1975)

- 17) 徳永光一・馬場秀和ほか6名：カドミウム汚染水田の更正工法について(続)、
農土誌45(12)、pp.23-31(1977)
- 18) 飯村康二：土壤汚染の基礎知識、土壤の物理性31、pp.2-8(1975)
- 19) 川田信一郎：作物のための土木であるように、農土誌44(1)、pp.13-14(1976)
- 20) 川田信一郎：イネの根、農文協、pp.128-142(1982)
- 21) 松浦勝美・福永明憲・坂上行雄：水稻の生育と無機養分吸収に及ぼす下層土の
役割に関するモデル実験、土肥誌48(12)、pp.19-24(1977)
- 22) Brown, T.S.: Physical condition and plant growth, Academic Press, Inc.,
pp.57-71(1952)
- 23) 毛管浄化研究会編：土壤圏の科学、土壤浄化センター、pp.162-286(1983)
- 24) 山崎不二夫：成層土壤の降下浸透に関する研究、研究の資料と記録6、pp.1-3
0(1958)
- 25) 同上 24)
- 26) 徳永光一(山崎不二夫監修)：土壤物理、養賢堂、pp.213-224(1969)
- 27) 埴入松三郎：土壤学研究、朝倉書店、pp.52-57(1952)
- 28) 三井進午：水田の説壙現象、養賢堂、pp.1-128(1978)
- 29) 山崎不二夫・八幡敏雄・田淵俊雄：台地水田の降下浸透、農土研28(3)、pp.2
5-29(1959)
- 30) 山崎不二夫・八幡敏雄・長田昇・田淵俊雄：半湿田の土壤断面の物理的性質と
浸透、農土研28(4)、pp.19-25(1960)
- 31) 田淵俊雄：透過性連続測定装置について、研究の資料と記録13、pp.29-32(19
63)
- 32) Tabuchi, T.: Theory of suction drain from the saturated ideal soil,
Soil Sic. 102(2), pp. 161-166(1966)
- 33) Tabuchi, T.: Experiment on suction drain from an ideal soil, Soil Sic. 1
02(5), pp. 329-332(1966)
- 34) Tabuchi, T.: Theory of suction drain from the saturated ideal soil(2),
Soil SIC. 112(6), PP. 448-453(1871)
- 35) 田淵俊雄：土の限界間隙と飽和透水係数の関係、農土研別冊7、PP.32-37(196
3)

- 36) 田淵俊雄・田淵公子・長田昇：関東ロームの大間ゲキと透過性との関係、農土研別冊7、pp.53-60(1963)
- 37) Iwata, S., Tabuchi, T., and Warkentin, B.P.: Soil water interactions, Marcel Dekker, Inc., pp.195-254(1988)
- 38) 同上 16)
- 39) 同上 17)
- 40) 穴瀬真・小出進・竹中肇編：農地工学、文永堂、pp.86-89(1987)
- 41) 石橋信・徳永光一：砂柱における開放浸透が浸透水の溶存酸素含量に及ぼす影響について、農土論集117、pp.9-15(1985)
- 42) 同上 37)
- 43) 宮崎毅：閉鎖浸透流・開放浸透流、農土誌59(8)p.75(1991)
- 44) Miyazaki, T., Shuichi, H., and Tatuaki, K.: Water flow in soil, Marcel Dekker, Inc., pp.23-29(1993)
- 45) 足立一日出：代かきによる浸透抑制効果の実験的考察、農土論集135、pp.1-8(1988)
- 46) Takagi, S.: Analysis of the vertical downward flow of water through a two-layered soil, Soil Sic. 90, pp.98-103(1960)
- 47) Gardner, W.R.: Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation application to evaporation from a water table, Soil Sic. 85(4), pp.228-232(1958)
- 48) Zaslavsky, D.: Theory of unsaturated flow into a non-uniform soil profile, Soil Sic. 97(6), pp.400-410(1963)
- 49) Srinilta, S., Nielsen, D.R., and Kirkham, D.: Steady flow of water through a two-layer soil, Water Resour. Res. 5(5), pp.1053-1063(1969)
- 50) Nakano, M. Ichii, S.: Measurement and prediction of hydraulic conductivity in unsaturated porous medium, 農土論集69、pp.29-34(1977)
- 51) 古田力：タン水状態における成層土壌の鉛直降下浸透に関する研究(I)、農土論集22、pp.1-7(1967)
- 52) 古田力：タン水状態における成層土壌の鉛直降下浸透に関する研究(II)、農土論集26、pp.68-74(1968)

- 53) 古田力：タン水状態における成層土壌の鉛直降下浸透に関する研究(Ⅲ)、農土論集34、pp.1-9(1970)
- 54) 筑柴二郎・田辺邦美・黒田正治：開放状態の成層土壌における不飽和浸透流、農土論集73、pp.1-6(1978)
- 55) 久馬一剛・庄子貞雄ほか8名：新土壌学、朝倉書店、pp.159-183(1988)
- 56) 高井康雄・三好洋：土壌通論、朝倉書店、pp.70-76(1988)
- 57) 前田正男・松尾嘉郎：図解土壌の基礎知識、農文協、pp.99-105(1983)
- 58) 山根一郎編：水田土壌学、農文協、pp.132-155(1982)
- 59) 高井康雄・早瀬達郎・熊沢喜久雄：植物栄養・土壌肥料大事典、p.563(1980)
- 60) 同上 58)
- 61) 鬼鞍豊(石沢修一・江川友治・村山登監修)：土壌肥料新技術、技報堂、pp.10-13(1956)
- 62) 山崎欣多：水田土壌の生成論的分類に関する研究、富山農試特別報告第1号、pp.1-98(1960)
- 63) 三好洋・嶋田永生・石川昌男・伊達昇編：土壌肥料用語事典、pp.85-91(1992)
- 64) 同上 58)
- 65) 土壌養分測定法委員会編：土壌養分分析法、養賢堂、pp.53-69(1987)
- 66) 同上 59)
- 67) 高井康雄・早瀬達郎・熊沢喜久雄：植物栄養・土壌肥料大事典、p.569-570(1980)
- 68) 山根一郎編：水田土壌学、農文協、pp.155-164(1982)
- 69) 高井康雄・加村崇雄：水田の微生物、科学31、pp.618-624(1961)
- 70) 猪原剛士・宇佐美正一郎：水田土壌における還元過程の微生物学的研究、土肥誌47(8)、pp.367-372(1976)
- 71) 猪原剛士・宇佐美正一郎：水稲根圏の微生物学的研究、土肥誌47(9)、pp.391-397(1976)
- 72) 服部勉：微生物生態入門、東大出版会、pp.69-78(1987)
- 73) 弘法健三・高井康雄・和田秀徳・香川尚徳：水田状態土壌中の物質変化に及ぼす透水の影響(第1報)、土肥誌41(11)、pp.438-444(1970)
- 74) 弘法健三・高井康雄・和田秀徳・香川尚徳：水田状態土壌中の物質変化に及ぼ

- す透水の影響(第2報)、土肥誌44(2)、pp.54-58(1973)
- 75)山根一郎編：水田土壌学、農文協、pp.94-305(1982)
- 76)渡辺巖：農業と土壌微生物、農文協、pp.202-213(1971)
- 77)土壌微生物研究会編：土の微生物、博友社、pp.127-168(1981)
- 78)野島数馬・田中市郎：水田における透水が水稲の生育に及ぼす影響、日作紀29、pp.341-344(1961)
- 79)内山修男・鬼鞍豊・高橋精一・吉田修三：水田の浸透の意義について(第1報)、土肥誌27(1)、pp.23-26(1956)
- 80)内山修男・鬼鞍豊・吉田修三：水田の浸透の意義について(第2報)、土肥誌27(2)、pp.54-58(1956)
- 81) 同上 69)
- 82)吉良芳夫・椎名乾治・竹中肇：浸透が土壌、作物に及ぼす影響について、農土研25(6)、pp.1-6(1957)
- 83)立谷寿雄：新規開田による水田土壌化現象および稲作の土壌肥科学的改良方策に関する研究、福島農試報告、p.17-21(1961)
- 84)西垣普(戸苧義次・松尾孝嶺・畑村又好・山田登五郎・鈴木直治編)：続・作物試験法、農業技術協会、p.497-540(1960)
- 85)長谷部亮・関矢信一郎・飯村康二：水管理条件が酸化・還元分化に及ぼす影響、土肥誌57(6)、pp.544-550(1986)
- 86)陽捷行・野内勇・八木一行：水田におけるメタン発生量の評価とその放出機構に関する研究、環境研究83、pp.6-12(1991)
- 87)井利一・丸田勇：湛水下における水田土壌の鉄の変化に関する研究(第2報)、土肥誌28(12)、pp.483-488(1958)
- 88)石川昌男：農家の土壌学、農文協、pp.183-225(1986)
- 89)小西千賀三・高橋治助：土壌肥科学講座2、pp.109-110(1972)
- 90)近藤燕・高井康雄：透水条件下における水田土壌の微生物生態に関する研究(第2報)、土肥誌51(2)、pp.90-96(1980)
- 91)近藤燕・上原洋一・高井康雄：透水条件下における水田土壌の微生物生態に関する研究(第3報)、土肥誌51(4)、pp.318-322(1980)
- 92)近藤燕・藤沢吉和・高井康雄：水田土壌の作土の浸透水が心土の微生物相に及

- ぼす影響、土肥誌53(5)、pp.415-419(1982)
- 93) 松本聰・和田秀徳・高井康雄：作土から溶脱した鉄の心土により吸着機構(その2)、土肥誌42(4)、pp.138-144(1971)
- 94) 松浦勝美・福永明憲・坂上行雄：モデル実験による透水期間中の水田下層土の酸化還元電位および水稲養分の動態、土肥誌48(2)、pp.25-34(1977)
- 95) 石川武男・徳永光一・馬場秀和・向井田善朗・月花喜一・坂本甚五郎：滝沢農場の開田工事概要ならびに日減水深と収量の19年間の経年変化について、岩手大学附属農場報告3、pp.45-57(1987)
- 96) 同上 21)
- 97) 同上 41)
- 98) 徳永光一・竹内正己・林貴峰：火山灰下層土における粗孔隙の根成的特徴について、農土論集126、pp.75-85(1986)
- 99) 同上 31)
- 100) 同上 16)
- 101) 同上 17)
- 102) 同上 98)
- 103) 中野政詩：土の物質移動学、東大出版会、pp.87-107(1991)
- 104) 同上 33)
- 105) 同上 35)
- 106) 田淵公子：土壤薄片の顕微鏡観察による土壤間ゲキの研究、農土研別冊7、p.21-31(1963)
- 107) 同上 36)
- 108) 同上 35)
- 109) Tokunaga, K.: X-ray stereoradiographs using new contrast media on soil macropores. Soil Sic.146(3), pp.198-207(1988)
- 110) 同上 98)
- 111) 同上 109)
- 112) 同上 41)
- 113) 同上 31)
- 114) 同上 33)

- 115) 同上 31)
- 116) 徳永光一・佐藤照男・菊地宏・今和則：粘質水田土の粗孔隙の実態と透水性について、土壌の物理性51、pp.49-62(1985)
- 117) R. S. ラッセル：作物の根系と土壌(田中典幸訳)、農文協、pp. 223-251(1981)
- 118) 同上 33)
- 119) 同上 35)
- 120) 同上 41)
- 121) 塩入松三郎：水田の脱窒現象について、土肥誌16(3)、pp.104-116(1942)
- 122) 佐藤和夫・山根一郎：たん水土壤の土壌溶液に関する研究(第1報)、土肥誌44(7)、pp.241-245(1973)
- 123) Ponnamperna, F. N., Martinez, E. and Loy, T. : Influence of redox potential and partial pressure of carbon dioxide on pH values and the suspension effect of flooded soil .Soil Sci.,101,pp.421(1966)
- 124) 同上 31)
- 125) 同上 41)
- 126) 同上 41)
- 127) 和田秀徳・松本聰・高井康雄：水田土壤の作土の溶脱物質と心土との交互作用、土肥誌41(3)、pp.95-100(1970)
- 128) 高井康雄・香川尚徳・弘法健三：水田状態土壤における透水による細菌の流脱(第2報)、土肥誌40(9)、pp.358-363(1969)
- 129) 川口桂三郎・松尾嘉郎：水田土壤の生成学的研究(第5報)、土肥誌26(12)、p.489-492(1956)
- 130) 同上 129)
- 131) 八幡敏雄：土層工学への期待、農土誌51(11)、p.1(1983)
- 132) 同上 69)
- 133) 同上 80)
- 134) 山根一郎編：水田土壌学、農文協、pp.11-39(1982)
- 135) 山崎不二夫：農地工学(上)、東大出版会、pp.50-58(1985)
- 136) 加藤芳郎・松井健：富士西麓の火山灰性水田土壌の調査と分類、土肥誌31(9)、

pp. 387-390(1960)

137)三土正則：火山性黒ボク土(Andosols)に由来する水田土壌の特徴について、
土肥誌41(8)、pp. 307-313(1970)

138) 同上 33)

139)徳永光一・古賀潔：X線像影法による突固め土の透水間隙について、土と基
礎39(4)、pp. 15-20(1991)

140) 同上 24)

141)R. E. Collins : 浸透理論、畑地農業振興会、pp. 218-237(1974)

142)高井康雄・早瀬達郎・熊沢喜久雄：植物栄養・土壌肥料大事典、pp. 562-563
(1980)

143)近藤燕・上原洋一・高井康雄：透水条件下における水田土壌の微生物生態に
関する研究(第3報)、土肥誌51(4)、pp. 318-322(1980)

144)山根一郎編：水田土壌学、農文協、pp. 280-307(1982)

145) 同上 143)

146) 同上 139)

147) 同上 143)

148) 同上 1)

149) 同上 145)

150)山崎欣多：水田土壌の生成論的分類に関する研究、富山農試特別報告第1号、
pp. 1-98(1960)

151)渡辺巖：農業と土壌微生物、農文協、pp. 167-186(1980)

152)川田信一郎：水稲の根、農文協、pp. 599-609(1982)

153)宗宮功編：自然の浄化機構、技報堂、pp. 63-84(1991)

154)仙台市教育委員会文化財課：仙台市文化財課パンフレット第32集、仙台市教育
委員会、pp. 1-14(1993)

155)船引真吾・青峰重範：土壌実験法、養賢堂、pp. 91-98(1953)

156)土壌養分測定法委員会編：土壌養分分析法、養賢堂、pp. 297-332(1981)

157)土壌養分測定法委員会編：土壌養分分析法、養賢堂、pp. 333-351(1981)

158)宮崎毅・中野政詩・塩沢昌・井本博美：土壌微生物が土の透水係数に及ぼす
影響について、農土論集155、pp. 69-76(1991)

- 159) 同上 129)
- 160) 和田秀徳・松本聰：水田土壌下層土における鉄とマンガンとの行動比較(その1)、土肥誌43(4)、pp.103-108(1972)
- 161) 同上 156)
- 162) 同上 157)
- 163) 久馬一剛・庄子貞雄ほか8名：新土壌学、朝倉書店、pp.159-183(1988)
- 164) 渡辺巖：田畑の微生物たち、農文協、pp.168-211(1986)
- 165) 長谷部亮・飯村康二：北陸地域強グライ強粘質水田土壌における酸化層・還元層の分化発達過程、土肥誌54(4)、pp.273-276(1983)
- 166) 徳永光一・石田智之・矢野悟道・佐瀬隆：土壌孔隙像影法による植物群落の地下構造の考察、日本生態会誌42、pp.249-262(1992)
- 167) 佐瀬隆・徳永光一・石田智之：累積テフラ層における根系状孔隙の垂直分布特性、起源およびその意義、第四紀研究31(3)、pp.131-146(1992)
- 168) 佐藤照男：八郎湯干拓地重粘質水田の粗孔隙の発達とその意義、農土誌60(1)、pp.25-30(1992)
- 169) 佐藤照男：不耕起栽培による低重粘質土水田の土地改良と汎用化の展望、農土誌60(8)、pp.15-20(1992)
- 170) 同上 15)
- 171) 藤縄克之：汚染される地下水、共立出版、pp.1-126(1990)
- 172) 山崎不二夫：農地工学(上)、東大出版会、pp.50-58(1985)
- 173) 横井利直：土壌、共立出版、pp.185-230(1987)
- 174) 同上 136)
- 175) 同上 137)
- 176) 小山雄生：総説・土壌作物のヒ素(A s)の挙動、土肥誌46(11)、pp.491-502(1975)
- 177) 石西伸・稲益建夫・久永明：ヒ素の毒性と諸問題、用水と廃水18(10)、pp.1214-1221(1976)
- 178) 毛管浄化研究会編：土壌圏の科学、土壌浄化センター、pp.162-286(1983)
- 179) ゲイロンS.キャンベル著(中野政詩・東山勇監訳)：パソコンで学ぶ土の物理学、鹿島出版会、pp.12-24(1987)

- 180) 遅沢省子・久保田徹・宮崎毅・中野政詩：土の物質移動学(その8)、農土誌57(2)、pp.55-62(1989)
- 181) 渡辺 崋：農業と土壌微生物、農文協、pp.167-215(1980)
- 182) 木村真人・村瀬潤：水田土壌中におけるCO₂とCH₄の動態、土壌の物理性65、pp.11-20(1992)
- 183) 同上 5)
- 184) Brown, T.S. :Physical condition plant growth, Academic Press, Inc., pp.57-71(1952)
- 185) 末信真二・山本富三・井上恵子・角重和浩：下層土からの窒素供給と水稻生育、福岡農総試研報 A-12、pp.11-14(1993)
- 186) 同上 95)
- 187) 徳永光一・石田智之・佐瀬隆・井坂誠博：火山灰土およびマサ土地盤における根系状孔隙の発達と透水性、農土誌59(5)、pp.51-62(1991)
- 188) 同上 167)
- 189) 同上 103)
- 190) 山崎不二夫：農地工学(下)、東大出版会、pp.425-463(1985)
- 191) 同上 179)
- 192) 同上 180)
- 193) 同上 178)
- 194) 同上 117)
- 195) Baber, L.D. :Soil physics, John Wiley & Sons, Inc., pp.267-287(1948)
- 196) 土壌物理研究会編：土壌の物理性と植物生育、養賢堂、pp.36-45(1979)
- 197) Marshall, T.J., and Holmes, J.W. :Soil physics, Cambridge University Press, pp.269-275(1979)
- 198) 同上 179)
- 199) 同上 5)
- 200) 同上 95)

(本論文に関わる既発表論文等)

① 徳永光一・佐々木長市：火山灰地における水田地盤の開放降下浸透流の観測例、

農士誌58(12)、pp.29-34(1990)

② 佐々木長市：火山灰下層土の限界間隙に関する研究、農士論集151、pp.65-73(1991)

③ 成層モデル土柱における開放・閉鎖浸透水のD0値について、農士論集159、pp.65-71(1992)

④ 佐々木長市：火山灰土を用いた成層水田モデル土柱における浸透型と土層分化の関係、農士論集164、pp.81-87(1993)

⑤ 佐々木長市：黒ボク耕土を用いた成層水田モデル土柱における浸透型と土層分化の関係、農士論集164、pp.89-96(1993)

⑥ 成層砂礫水田の浸透型が物質の移動集積に及ぼす影響、農士論集（掲載決定）

謝辞

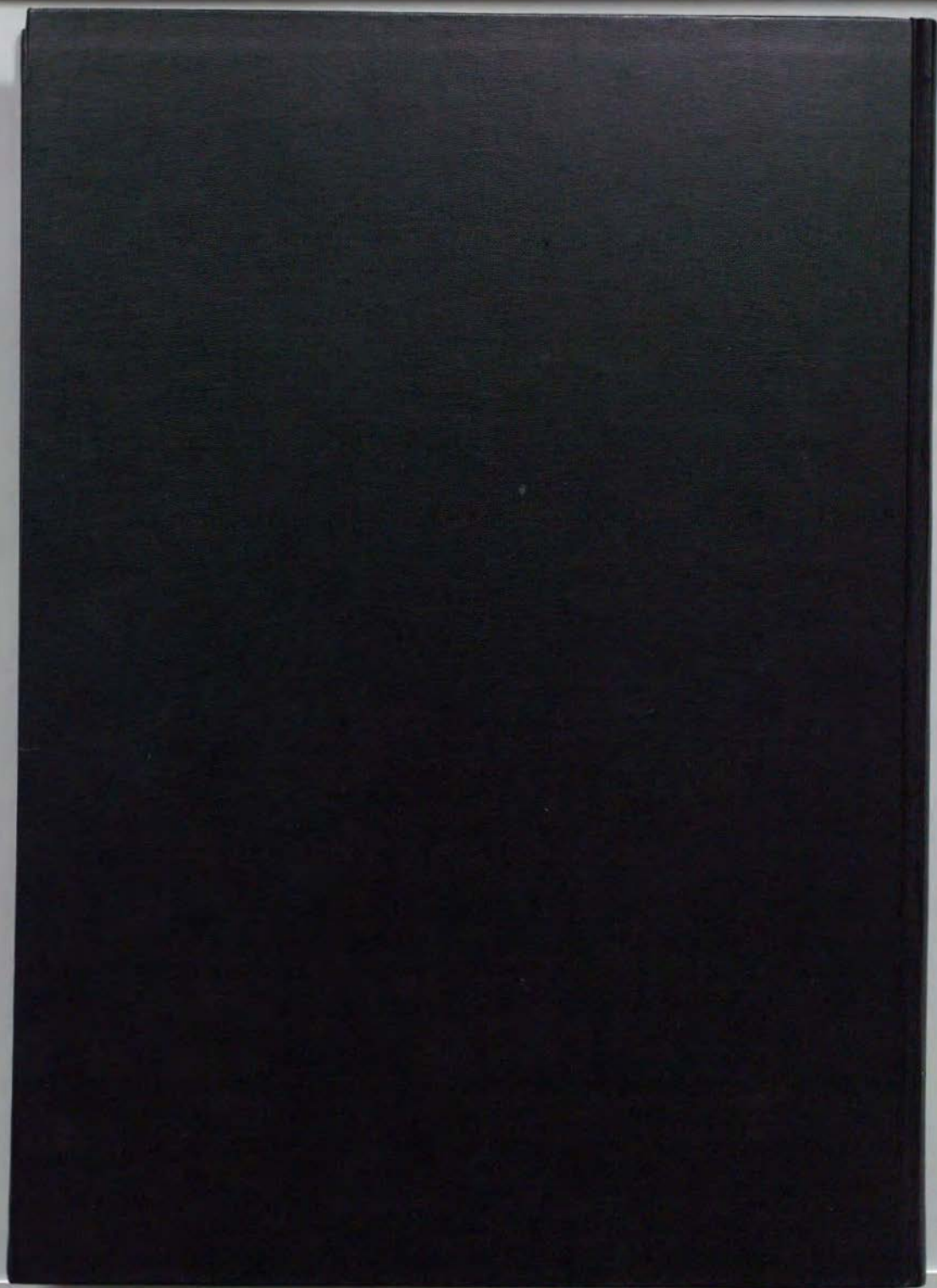
本研究のとりまとめに際し、東京大学農学部農地工学研究室 田淵俊雄教授、同 山路永司助教授の多大なる御指導並びに御鞭撻を頂いた。心から拝謝いたします。

本研究のとりまとめができたのは、東京大学農学部農学工学科（農地工学研究室）への内地留学の受け入れを快諾して頂いたおかげである。留学中は農地工学研究室 吉野邦彦先生、同 星野達夫先生並びに研究室の皆さんには物心両面で研究の推進に多大な協力を頂いた。また、東京大学農学部 中野政詩教授、同 中村良太教授、同 宮崎毅助教授、同 垣沢昌先生、同 西村拓先生、同 久保成隆先生には貴重な助言を頂いた。記して謝意を表します。

本研究の遂行は、内地留学の機会を与えてくれた宮城県農業短期大学 工藤祐晃教授はじめ農業土木科内の先生方の協力によるところが大きい。化学分析等には宮城県農業短期大学 小関恭教授、東北大学遺伝生体研究センター 佐藤和夫博士、同 佐藤匡助教授の協力を得た。また、文部省科学研究費の助成を受けた際の共同研究者、岩手大学農学部農業土木学科 古賀潔教授、同 石田智之助手（現香川大学 助教授）、同 馬場秀和助教授、秋田県農業短期大学 佐藤照男助教授の各位には貴重な意見を頂いた。各位に深甚の謝意を表します。

筆をおくに当たり、本研究を命ぜられかつ今日まで御指導を賜った岩手大学 徳永光一名誉教授に深甚なる謝意を表します。

なお、本研究は試料採取に協力して頂いた方々、研究に協力してくれた宮城県農業短期大学農業土木科農地工学研究室の卒業生をはじめ、ここに記しきれなかった多くの方々の好意の賜である。これらの方々に厚く御礼申し上げます。





Kodak Color Control Patches

Blue Cyan Green Yellow Red Magenta White 3/Color Black

Kodak Gray Scale

A 1 2 3 4 5 6 M 8 9 10 11 12 13 14 15 B 17 18 19

C Y M

© Kodak, 2007 TM Kodak