

大型ライシメータを用いた成層水田の物質動態

佐々木長市*・小関 恭**・富田道久**・小黒仁司**・谷口 建*

The Removal of Soluble Elements in a Stratified Paddy Field using a Large Lysimeter

Choichi SASAKI*, Kyo KOSEKI**, Michihisa TOMITA**, Hitoshi OGURO** and Ken TANIGUCHI*

* Hirosaki University, 3 Bunkyo-cho Hirosaki-shi Aomori-ken 036-8561, Japan

** Miyagi Agricultural College, 2-2-1 Hatadate Taihaku-ku Sendai-shi Miyagi-ken 982-0215, Japan

Abstract

This study aims to clarify the redox potential and the removal of soluble elements (iron, manganese, potassium, calcium) in a stratified paddy field using a large lysimeter (length 15 m) with an open system percolation in the subsoil.

As a result, plow layer and plowsole layer became the closed system percolation for the whole year. At every investigated point (2.5 m, 5.0 m, 10.0 m and 15.0 m) from the atmosphere (edge of the lysimeter), both layers became reduction layers. Subsoil became the open system percolation and oxidation layer at every point.

Four elements in downward water were detected in plow layer and plowsole at every point for the whole year. Iron element and manganese element weren't detected in downward water of the subsoil at every point for the whole year.

Potassium element and calcium element were detected at every point for the whole year and their concentrations in subsoil tend to be higher in the plow layer and plowsole. The concentrations of the four elements in the downward water increased in summer and decreased in winter. When the experiment finished, we found iron and manganese illuvial horizon in the upper subsoil.

Key words : Paddy field, Redox potential, Soil solution, Large lysimeter

1. はじめに

心土層に開放浸透流をもつ水田モデル土層における物質動態については、既報(佐々木ら, 1998b)で報告した。また、火山灰地水田における開放浸透層が心土層に存在すること及び開放浸透層内の気相成分について調査し、40a区画圃場の水田中央部でも酸素濃度が8%以上であることを明らかにした(佐々木ら, 1998a)。しかし、畦畔(大気開放面)から水田中央部への距離や田面からの深度の違いによる土壌の酸化還元電位(Eh)の動態さらに降下浸透水中の鉄、マンガン等の動態については未解明であった。本研究では、このような圃場でのEhや物質(鉄、マンガン、カリウム、カルシウム)動態を、室内で再現するモデル装置を作製して究明を行った。

実験は、30a区画の水田を想定し、その水田中央部までの長さ(15m)をもつ大型ライシメータを作製した。このライシメータ内に、心土層が開放浸透となるような成層水田モデル土層を充填した。この装置により、開放浸透条件下の心土層内の気相成分について、大気開放面からの距離による変動調査等が可能となった。

2. 装置の作製方法

2.1 装置の作製方法

本研究では、これまで円筒モデル実験で得られたデータとの比較を考え、これと同じ成層と層厚にした。なお、日減水深は20mm/d程度を目標としたが、得られた値は、この1/2程度となった。

実験装置は、内寸で幅30cm、高さ70cm、長さ15m

* 弘前大学 〒036-8561 弘前市文京町3, ** 宮城県農業短期大学 〒982-0215 仙台市太白区旗立2-2-1
 キーワード: 水田, 酸化還元電位, 土壌溶液, 大型ライシメータ

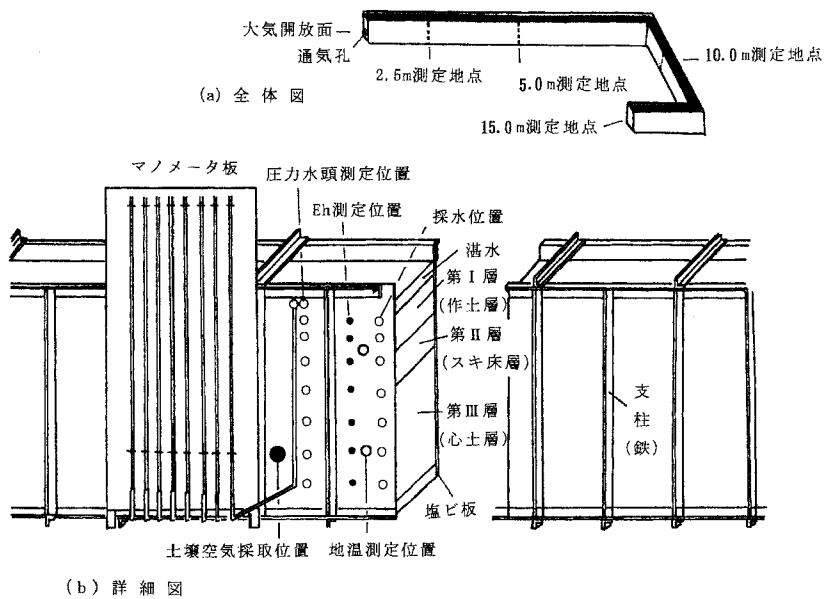


図-1 実験装置概略図

Fig. 1 The outline of experiment device

のフリュームを硬質塩化ビニル板（以下塩ビ板と記す、厚さ3mm）で作製した。ただし、設置場所の関係で図-1に示すようにL字型に折曲げた。このフリュームの作製は、最初に鉄のアンゲルで骨組みを作製（ボルトとナット使用）し、骨組みの内部に、塩ビ板をボルトで固定した。塩ビの板同志の接続部には幅3cm、厚さ3mmの塩ビ板を接着し、さらにその上をシリコンのコーキング剤でカバーし漏水を防止した。底面から5cm上の側壁に、浸透水の排水孔（径20mm）を2m間隔でもうけた。この孔には、ガラス管を貫通させたゴム栓をつけ、このガラス管にビニルホースをつけて、U字型に固定し（先端溢水部の高さは底面から5cm上）、ホース内のU字の部分には水が満水するようにして大気の侵入を防止した。

図-1 (b) に示すように圧力水頭測定孔の列と酸化還元電位測定孔の列のほぼ中間に地温測定用の孔（作土中央部と心土層中央の深さを目安にした）を設けた。土壤空気の成分変動を調査するために、心土層中央部に三方活栓付きのゴム栓を取り付けた。開放浸透層への通気孔は、図-1 (a) に示す大気開放面側の第III層に径10mmの孔を9個設け、この地点より空気が水平に疎通可能とした。なお、経時的な土壤断面の変化（集積層の発生）を確認できるように、9~10m地点と14~15m地点の塩ビ板は透明とし、観察時以外は黒色の羅紗紙で遮光した。実験開始は、装置完成後に装置内を満水し漏水がな

いことを確認した後とした。装置はガラスハウス内に設置した。夏期は窓を開放し外気温に近づけるようにしたが、冬季は窓を閉鎖した。

2.2 フリューム内への土の充填方法

成層水田は4層構成とし、フリューム内には最下層の第IV層から順次積み上げ、第I層が仕上げ層となった。第IV層（砂使用）は、第III層の支持層として10cm厚とした。第III層（心土層に対応）は、層厚35cmとし、礫（径5mm）を用いた。第II層（スキ床層に対応、水田作上使用）は透水抑制のため十分転圧し、層厚10cmとなるようにした。第I層（作土層に対応、水田作土使用）は代かき状とし、第II層の上に層厚10cmとなるようにした。

各層の充填は、図-1の大気開放面から0.5~1m間隔に仕切板（2mm厚）をフリューム内に立て、区間内の密度が一定になるように試料を計量し、層厚を測定しながら第IV層から積み重ねた。第IV層~第II層までは、径10cmのゴム栓で突固めを行った。第I層はバケツ内で泥状とし、第II層の上に流しこんだ。各層の乾燥密度は、第I層で 0.69 Mg/m^3 、第II層で 0.79 Mg/m^3 、第III層で 1.57 Mg/m^3 、第IV層で 1.44 Mg/m^3 となった。第III層の限界負圧の測定は、100ccサンプルに試料を充填し、吸引脱水方式で実施した（佐々木、1991）。

表-1 供試土の理化学性

Table 1 Physical and chemical properties of samples

試料	測定項目	密度 (Mg/m ³)	土性 (国際法)	交換性塩基 (g/kg)				全鉄 (g/kg)	全マンガン (g/kg)	有機物含有量 (kg/kg)
				CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O			
黒泥土		2.20	SL	4.22	0.33	0.18	0.18	78.0	0.77	0.15
礫		2.67	—	0.60	0.18	0.04	0.09	29.2	0.47	0.00

3. 測定項目及び方法

3.1 供試土

第Ⅰ・Ⅱ層の供試土は仙台市若林区上飯田の水田作土を用いた。この地区は、泥炭地帯であり、作土層はこの分解が進んだ黒泥土壌である。第Ⅲ層の砂礫層は宮城県の白石川産のものを用いた。

全鉄、全マンガンは、6 mol/L 熱塩酸で抽出後（船引ら、1953）、交換性塩基は 1 mol/L 酢酸アンモニウムで抽出後、カリウム、ナトリウムは炎光光度法で、その他の成分は原子吸光光度法（土壤養分測定法委員会編、1970）で測定した。有機物含有量は、重クロム酸法（土質工学会、1982）で求めた。供試土の理化学性は表-1に示した。

3.2 測定項目

測定項目は、各層内の圧力水頭、酸化還元電位 (Eh)、降下浸透水の pH、溶存酸素 (DO)、鉄 (Fe)、マンガン (Mn)、カリウム (K) 及びカルシウム (Ca) とした。水温、地温及び日減水深も併せて測定した。また、実験終了後には、各層中の全 Fe 及び全 Mn の濃度測定も実施した。これらの測定は水稲無作付け下で実施した。また、地表の湛水には、水道水を用い実験期間中水深 5 cm を維持した。

3.3 測定装置及び測定方法

圧力水頭及び採水の測定地点は、図-1 に示す大気開放面から 2.5, 5.0, 10.0 及び 15.0 m の位置とした。各測定地点での圧力水頭測定と採水の深度は、地表面下 2.5 cm, 7.5 cm (第Ⅰ層), 12.5 cm, 17.5 cm (第Ⅱ層), 25 cm, 35 cm, 45 cm (第Ⅲ層) の 7 深度とした。各層内の圧力水頭の測定は、ガラスフィルタとマンメータ装置を用いて行った。採水装置は、フィルタにエクステンションチューブ（医療用）付きの採水ガラス管を接続後、ガラス管内に窒素ガスを注入して、長さ約 5 cm の分離帯を作り、その先に張力負荷用の水柱を注入し作製した。採水速度は、エクステンションチューブの位置を上下させコントロールした。採水は土壌水が分離帯の手前の管内に抽出され始めて、採水ガラス管内を満水した所で終了し、直ちに室内に持ち帰り分析に供した。

土壌の Eh の測定は、ガラス電極を水平挿入距離が 5 cm 程度となるようにして行った。測定深度は、採水位置と同じ深さとした。なお、採水装置及び圧力水頭測定装置の規格及び測定法等の詳細は既報（佐々木、1992）を参照されたい。

降下浸透水の DO 測定には、DO メータ（本体：UC-12 型、電極：UC-203 型、セントラル科学社製）、pH 及び Eh の測定には、pH/ORP メータ（本体：UC-23 型、pH 電極：UC-502E 型、Eh 電極：UC-702 型、セントラル科学社製）を用いた。降下浸透水の Fe, Mn 及び Ca の分析は、原子吸光炎光共用分光分析装置（日本ジャーレル・アッシュ（株）、AA-855 型）を使用し実施した。

水温及び地温（地表面下 5 cm 及び 35 cm）の測定は、自記計を用いた。日減水深は定点（装置天端）から水面までの距離をノギス（深さゲージで水面までの距離を測定）で測定した。

圧力水頭、Eh の測定及び採水した土壌溶液の成分分析は、1994 年 12 月～1995 年 12 月まで週 1 回の目安で実施した。

4. 結果及び考察

得られた結果を図-2～6 に示した。以下にその結果について検討する。各図の Eh の値及び採水の成分濃度は、7.5 cm (第Ⅰ層)、12.5 cm (第Ⅱ層)、35 cm (第Ⅲ層) の値を各層の代表として記載した。各測定値は各月の中旬のものを用いた。

4.1 圧力水頭分布、pH 及び溶存酸素 (DO)

2.5 m 測定地点の圧力水頭分布は、第Ⅰ層では正圧であつた 45 度勾配に近似した。第Ⅱ層上部は正圧、下部は負圧となり、ポテンシャルロスの発生が確認された。第Ⅲ層の圧力水頭は負圧の -3 cm 前後で、同層の限界負圧 -1.5 cm より低い圧であった。それ故、第Ⅲ層は開放浸透層と判断された。同様の結果は、5.0 m 測定地点、10.0 m 測定地点、15.0 m 測定地点でも確認された。従って、第Ⅰ・Ⅱ層は閉鎖浸透、第Ⅲ層は開放浸透となる条件が 15 m 区間で形成されていると判断された。

浸透水の pH の値は、田面水で 6.5～7.0 の範囲、第Ⅰ・Ⅱ層で 6.0 前後、第Ⅲ層が 7.0 前後となった。浸透水の

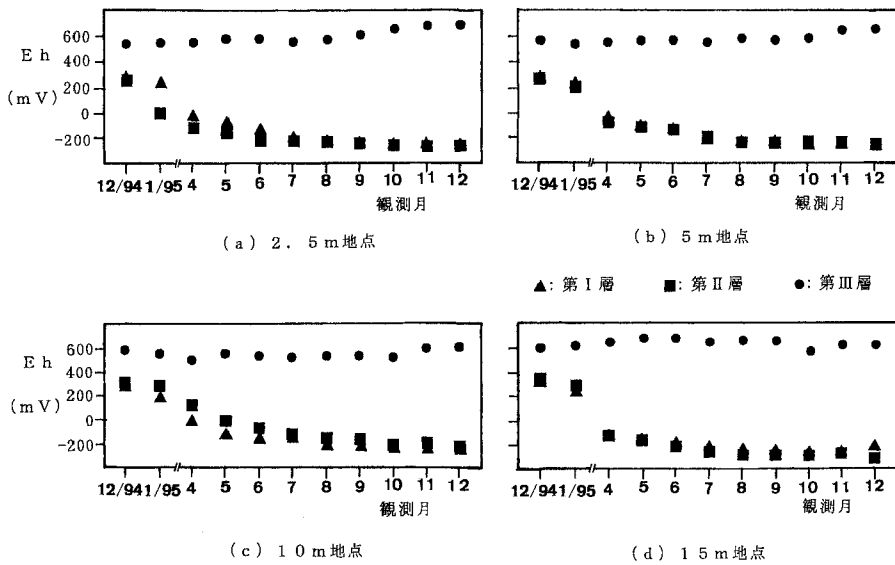


図-2 Ehの経時変化

Fig. 2 Change of Eh values

DO 値は、田面水で 8 mg/L 前後と高い値であるが、第 I 層上部では 3 mg/L 前後まで低下し、第 II 層の下部も同様であった。しかし、第 III 層では 8 mg/L 前後まで増大した。この DO 値の変動は、既報 (佐々木ら, 1998 a) と同じ傾向となった。ただし、上述の pH, DO 値の変動は実験開始後 2 ヶ月間の観測結果に基づいて検討したものである。

4.2 酸化還元電位 (Eh) の経時変化

2.5 m 測定地点の第 I・II 層 (図-2 参照) は、実験開始時には 200 mV 台の値を示したが、その後徐々に低下し、4 月頃からは 0 mV 以下の値を示す還元層となった。その後は -200 mV 付近まで値が低下し 12 月に至った。第 III 層は、実験当初より 500 mV 以上の値を示す酸化層となった。この値は、経時的にやや上昇傾向にあった。

11 月, 12 月の低温期には、作土層の Eh の上昇が考慮されたが、そのような変動は確認されなかった。1996 年 4 月の第 I・II 層測定値も -200 mV 程度となっており、低温期の Eh 値の上昇の可能性は低いと考えられる。いったん還元層になった土層の酸化層への推進力は、亀裂が生じない場合は、浸透水中の酸素が重要な役割をもつと考えられる。今回の結果からは、2 ヶ月ほどの浸透水の酸素供給では、第 I 層の表層 2.5 cm 深で、既に DO 値が最低 (3 mg/L) にまで消費されており、DO による第 I, II 層の酸化作用はとても期待できない。このような傾向は、秋に降雨が続いた場合の圃場の Eh の値が上昇しないと言う結果とも一致する (佐々木ら, 1998 c)。

上記の傾向は、図-2 に示すように、5.0 m 地点, 10.0 m 地点, 15.0 m 地点でも同様に確認された。このことより、15 m 区間の酸化還元環境はほぼ同様に形成されているものと判断された。なお、今回の実験は、周年湛水状態としたので、作土, スキ床層は酸化層とはならなかった。

4.3 降下浸透水中の鉄 (Fe) 濃度

図-3 により 2.5 m 測定地点の濃度についてみると、第 I・II 層では周年 Fe が検出されたが、第 III 層ではほとんど検出されず、これまでの円筒実験 (佐々木, 1994) と対応した鉛直方向の動態となった。一方、田面水中の濃度の測定値は、1 mg/L 以下であることから、第 I 層の値 (20~100 mg/L) は、土中から溶出したものと考えられる。1 月及び 3 月という低温期にも Fe が溶け出していた。この現象は、低温期にも微生物活動が継続し、Fe を還元化させることを推察させる。第 I 層では 5 月及び 6 月は濃度が上昇したが、7~9 月の 3 ヶ月間は逆に低下した。この原因解明は今後の課題である。10 月には値が再び上昇し、その後地温の低下と対応するように濃度が低下した。

第 II 層でも変動傾向は第 I 層に類似していたが、8 月に最大値の濃度 (約 140 mg/L) が検出された。しかしこの値も 12 月に向かって次第に低下する傾向であった。この結果より、10℃以下の低温期といえども土中からは Fe の溶出があることが確認された。この Fe は、第 II 層と第 III 層のいわゆる酸化層と還元層の境に集積するもの

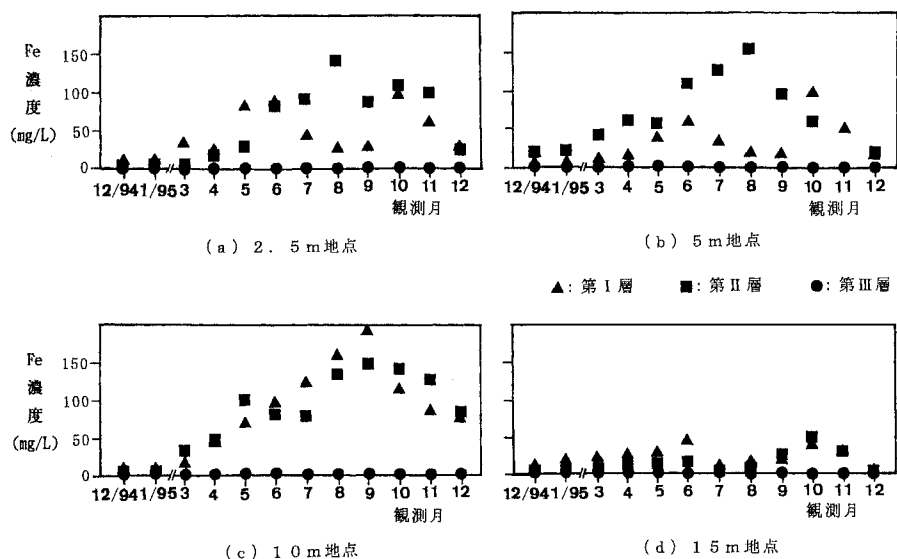


図-3 降下浸透水中の Fe 濃度

Fig. 3 Concentration of iron element in downward water

と考えられる。装置の側面に設けた断面観察部では、実験開始 6 ヶ月後に線状の集積層が第 III 層上端直下に約 5 mm 厚で観察された。このような集積層の発生は、浸透がある場合には周年発生する可能性を示唆している。

5.0 m 測定地点の値は、ほぼ 2.5 m 測定地点と同様な変動であった。

10.0 m 測定地点では、第 I 層の値が直線的に 9 月まで増加し、この時点で最大値 (約 190 mg/L) を示した。その後は濃度が徐々に低下した。しかし、12 月の時点でもその濃度は 100 mg/L に近く、2.5 及び 5.0 m 測定地点よりその濃度が高くなった。同じ場所から採取した土壌であるが、易分解性有機物等が不均一で Fe を還元化する微生物活性等が異なり、このような濃度の相違が発生したものと推測される。

15.0 m 測定地点の値は、全体的に、他の 3 測定地点より濃度が著しく低くなった。最大でも 50 mg/L 未満の濃度である。第 I・II 層における濃度は 6 月と 10 月に高くなるが、11 月及び 12 月にはその濃度を低下する傾向となった。10.0 m 及び 15.0 m 測定地点の第 III 層では、いずれの測定地点においても、かつどの深度でも周年 Fe の検出がほとんど認められなかった。

以上の結果より、第 I・II 層の Fe は測定地点によりその濃度に変動はあるものの、降下浸透水中には常時検出された。また、Fe 濃度は地温の変化に対応し、その値を増減させていることが 4 測定地点で認められた。第 III 層では、どの測定地点も周年 Fe の検出はほとんど認め

られず、第 III 層上部に集積層の発達が進むと推測された。

4.4 降下浸透中のマンガン (Mn) 濃度

4 測定地点の値を概観するならば、15.0 m 測定地点を除き、変動傾向は類似していた。また、最大値の発生層が第 II 層 (その値も 7 mg/L 前後) であつ 8 月に観察されるなどの点も類似していた。

2.5 m, 5.0 m 及び 10.0 m 測定地点の第 I・II 層の Mn 濃度は、4 月頃より明確に上昇傾向が認められ、逆に 11 月及び 12 月にはその濃度の低下が確認された。これに対し、15.0 m 測定地点の第 I・II 層の濃度は、他の 3 測定地点より Mn の濃度は小さくなった。しかし、11 月以降に濃度が低下するという変動傾向は他の 3 測定地点と類似していた。なお、15.0 m 地点の最大値は 4 mg/L 未満と低い値となった。酸化層である第 III 層では、4 測定地点とも浸透水中に Mn の検出はほとんど見られなかった。

以上の結果より、Mn は地温の上昇と共にその濃度が増加し、夏に最大値とり、地温の低下と共にその濃度が低下する周年変動が確認された。しかし、第 III 層では周年 Mn の検出がほとんど認められなかった。

このことより、浸透型に対応し 30 a 区画の水田中央部まで下層が酸化層であれば還元層と酸化層の境に、Fe 及び Mn の集積層が面状に発生する可能性が示唆された。

4.5 降下浸透水中のカリウム (K) 濃度

2.5 m 測定地点の第 I 層の値は、実験開始直後は高い

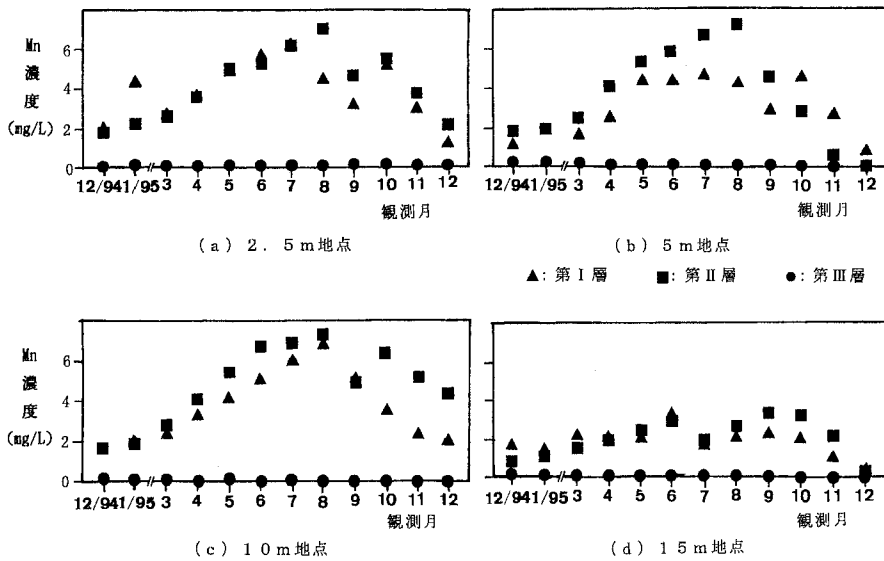


図-4 降下浸透水の Mn 濃度

Fig. 4 Concentration of manganese element in downward water

値(約 8 mg/L)を示したが、その後急激に低下した。3月から7月頃までは徐々に値が増加し、その後減少した。層別に見ると、周年第Ⅰ層<第Ⅱ層<第Ⅲ層と K 濃度が高くなった。1月の濃度が低下した原因は、移動しやすい K が溶脱されたためと考えられる。第Ⅱ層は第Ⅰ層よりやや高い濃度で類似した周年変動を示した。第Ⅲ層は、第Ⅱ層に比べ2倍以上の高濃度で第Ⅱ層に類似した周年変動をした。4月から12月までは、ほぼ 10 mg/L 以上の値を示した。この原因は、Eh 電極の液絡部からの内部液(KCL)の浸出による可能性も考えられ、更に検討を要する。第Ⅰ・Ⅱ層の変動は、Mn の変動傾向とよく類似していたが、Mn は第Ⅲ層での検出濃度がほぼ 0であることを考えるならば、元素による溶出動態特性の違いは明白である。

5.0 m 測定地点の第Ⅰ層の値は、2.5 m 測定地点と類似したものとなった。第Ⅱ層の値は、6月から9月の期間では 10~14 mg/L となった。第Ⅲ層の値は、2.5 m 測定地点と類似した変動傾向であった。

10.0 m 測定地点及び 15.0 m 測定地点も第Ⅰ・Ⅱ層は地温の上昇と共に濃度が増加する傾向となった。この傾向は他の測定地点と類似していた。第Ⅲ層が 10 mg/L 以上の高い値を示すことも、他の測定地点と同様に認められた。

以上の結果より、各測定地点の K 濃度は、地温の上昇と共にその濃度が高まり、夏期に最高値を示し、地温の低下に従い(冬期に向け)その濃度が低下する周年変動

が明らかとなった。また、その濃度も上層に比べ下層が高くなる傾向にあった。K の濃度上昇は、鉄イオンとカリウムイオンの置換による塩基再編成作用(山根一郎, 1982)も一因と考えられる。

4.6 降下浸透水中のカルシウム (Ca) 濃度

2.5 m 測定地点の第Ⅰ層の濃度は、最大値が 200 mg/L 前後となった。この値も、地温の高い夏場に濃度が高まり、地温の低下と共に濃度が低下する傾向であった。同様の傾向は第Ⅱ層でも見られたが、最大値は 150 mg/L 未満であった。しかし、第Ⅱ層は全体的には K と同様第Ⅰ層より値が上昇する傾向にあった。第Ⅲ層は、多少ばらつきは見られるが、第Ⅱ層より高い濃度になる傾向を示した。特に9月以降はその傾向が明瞭に認められた。

5.0 m, 10.0 m 及び 15.0 m 測定地点の値は、第Ⅰ~Ⅲ層まで類似した変動傾向(時々発生する 200 mg/L 付近を示す値を除いて考えるならば)と考えられる。なぜ、時として急激に高い値が検出されるかは今後の課題である。

Ca 濃度は、10.0 m 測定地点では Fe 濃度と極めて変動傾向が類似し、かつ濃度も近くなるようにも見られる。この原因は、鉄イオンによるカリウムイオンの置換溶出という塩基再編成作用によると推測される。

4.7 集積層の調査

実験終了後 Fe の集積層を調べると(1996年は稲を植えた実験に使用したため 1997年に実験装置を解体した)、Fe の集積が 15.0 m 地点まで面状に形成されている

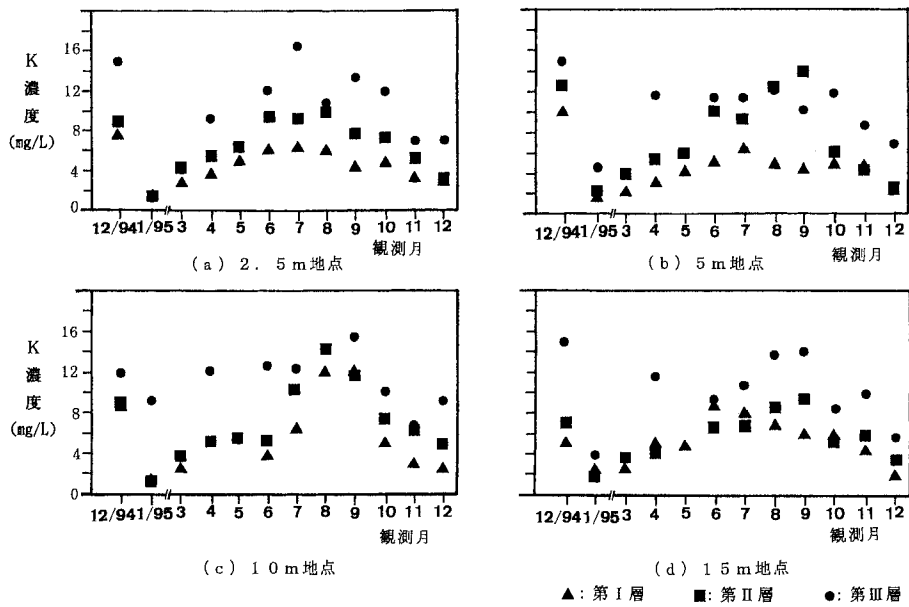


図-5 降下浸透水の K 濃度

Fig. 5 Concentration of potassium element in downward water

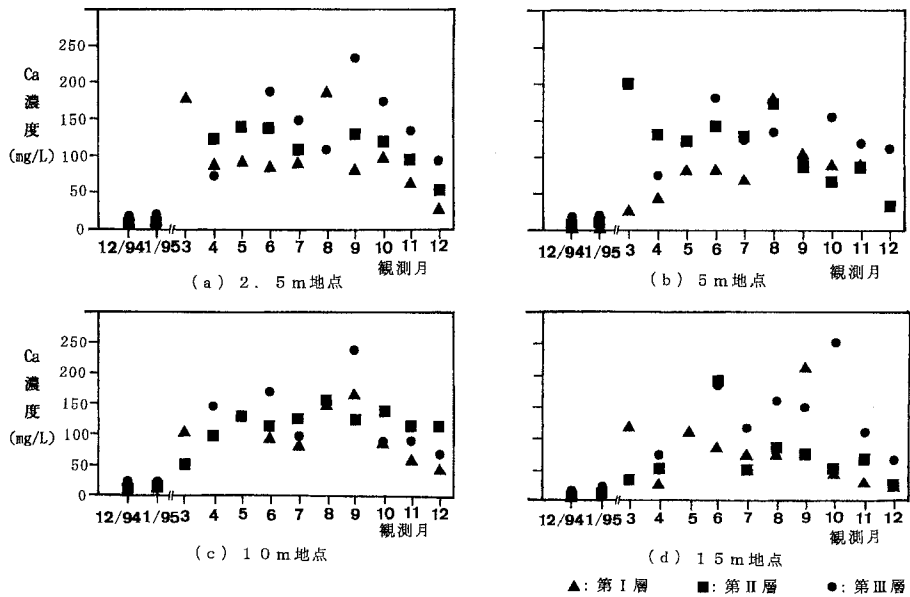


図-6 降下浸透水の Ca 濃度

Fig. 6 Concentration of calcium element in downward water

表-2 跡地土壌の鉄・マンガン濃度

Table 2 Concentrations of iron and manganese element in soil over the experiment

層名	調査地点	1 m 地点		4 m 地点		8 m 地点		14 m 地点	
		全鉄	全マンガン	全鉄	全マンガン	全鉄	全マンガン	全鉄	全マンガン
第I層 (0-10 cm)		75.4	0.60	66.1	0.52	53.3	0.55	79.7	0.56
第II層 (10-20 cm)		52.9	0.55	49.2	0.51	40.5	0.53	42.9	0.52
第III層	集積部位 (20-21 cm)	122.8	3.55	71.1	2.84	131.3	2.40	93.3	1.30
	上部 (21-30 cm)	38.3	0.48	46.0	1.03	28.4	0.61	34.2	0.53
	下部 (30-40 cm)	39.9	0.55	31.0	0.40	35.3	0.71	20.6	0.38

調査地点の1m~14m地点とは、大気開放面からの距離である。

()内の数字は採土区間である。

(単位: g/kg)

ことが、肉眼で明瞭に確認された。全Feの値は、第I・II層では40~80 g/kg、第III層の集積部位では70~130 g/kg、第III層の集積部位以外では20~40 g/kgとなった。Mnの濃度は、第I・II層では0.50 g/kg、第III層の集積部位では1~3.5 g/kg、第III層の集積部位以外では0.40~0.70 g/kgであった(表-2参照)。大気開放面からのいずれの距離でも第III層の集積層のFe及びMnの値は、同層の集積のない部位に比べ倍以上の値となった。この集積部位の濃度は、常時湛水状態で2カ年経過した後の値である。従って、普通灌漑期間が100日程度であることから考えるならば、集積期間は稲作を6年経過後の集積結果に相当する。

この結果は、30a区画の水田の下層が開放浸透層でかつ酸化層をもつならば、Fe及びMnの面状集積が発生することを示唆している。しかも、酸化層に(第III層)に移行するやその表層1cmの厚さで沈積は完了していた。

5. まとめ

本研究では、心土が開放浸透層である成層水田の物質動態を調査する装置(長さ15.0m)を考案・試作し、この装置を用いて、水田周囲から中央部までの酸化還元環境及び物質動態(Fe, Mn, K, Ca)を究明することを試みた。成層水田は周年湛水状態とし、心土層への通気は水平方向からのみに限定した条件で、また無植生環境で実験をした。

その結果、成層水田の第I層(作土層)及び第II層(スキ床層)は周年閉鎖浸透で、大気開放面(畦部に相当)から2.5m, 5.0m, 10.0m及び15.0mの各測定地点で周年還元層となることが確認された。第III層(心土層)は、15.0m地点まで含め周年開放浸透で酸化層を形成することが明らかとなった。

降下浸透水中のFe及びMnは、4測定地点のいずれの測定でも第I・II層で検出され、その濃度は夏期に高くなり冬期に低下する季節変動が確認された。しかし、第III層ではFe及びMnの検出は周年どの測定地点でも認められなかった。このことより、水田集積層が15m区間にわたり形成されることが明らかに推定された。実験終了時には、第III層の表面に錆色のFeの集積が面状にかつムラもなく確認された。K及びCaもFe及びMnと同様に季節変動が認められた。その濃度は下層ほど高まる傾向であった。水田の物質動態は、水平方向にも鉛直方向にもわずかの距離で濃度変動をもつ実態が明らかとなった。

今後は、植生を与えた場合のFe, Mnなどの濃度変動及びガス濃度(酸素, 二酸化炭素)の動きについて検討したい。

引用文献

- 土質工学会(1982): 土の試験実習書, pp.95~102, 土質工学会, 東京.
- 土壌養分測定法委員会編(1970): 土壌養分分析法, pp.91~98, 養賢堂, 東京.
- 船引眞吾・青峰重範(1953): 土壌実験法, pp.91~98, 養賢堂, 東京.
- 佐々木長市(1991): 火山灰下層土の限界間隙に関する研究, 農土論集, 151: 65~73.
- 佐々木長市(1992): 成層モデル土柱における開放・閉鎖浸透水のDO値について, 農土論集, 159: 65~71.
- 佐々木長市(1994): 成層砂礫水田の浸透型が物質の移動集積に及ぼす影響, 農土論集, 172: 9~16.
- 佐々木長市・徳永光(1998a): 火山灰地水田における開放浸透層内の気相成分の変動, 農土論集, 195:

1～10.

佐々木長市・江成敬次郎・小関 恭・中山正与（1998

b）：開放浸透層を心上層にもつ水田モデル土層における物質動態，土壤の物理性，78：3～10.

佐々木長市・小関 恭・富田道久・小黒仁司・谷口 建

（1998 c）：開放ライシメータを用いた水田土壤の酸

化還元電位および土壤溶液の調査，土壤の物理性，80：33～40.

山根一郎（1982）：水田土壌学，pp.29～36，農文協，東京.

受稿年月日：1999年9月29日

受理年月日：2000年4月24日

