

開放浸透層を心土層にもつ水田モデル土層 における物質動態

佐々木長市*・江成敬次郎**小関 恭***・中山正与**

Study on the Removal of Soluble Ions in Stratified Paddy Field Model with the Open System Percolation

Choichi SASAKI*, Keijirou ENARI**, Kyo KOSEKI*** and Masatomo NAKAYAMA**

* Faculty of Agriculture and Life Science, Hirosaki University,
3 Bunkyo-cho Hirosaki-shi Aomori-ken 036-8561, Japan

** Tohoku Institute of Technology, 35-1 Yagiyama Kasumi-cho
Taihaku-ku Sendai-shi Miyagi-ken 982-0801, Japan

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

Abstract

This study was conducted on a model made under the following conditions. Groundwater level was set at approximately one meter. Plow layer and plowsole were closed system percolation and made into a reducing layer. Subsoil above the groundwater level was open system percolation and made into an oxidation layer. Subsoil below the groundwater level was closed system percolation and was made into a reducing layer. This model was used to evaluate eluviation and illuviation of soluble ions in percolating water.

Findings are listed as follows.

1. Iron ion in the percolating water were found in the reducing layer, but the concentration of the iron ion was reduced in the oxidation layer. Manganese ion was found in both the oxidation layer and the reducing layer.

2. In the closed system percolation concentration of iron ion in percolating water can affected concentrations of calcium, magnesium, sodium and potassium ion. when concentration of iron ion is higher, the ion concentration of calcium, magnesium, sodium and potassium start to increase.

3. Nitrogen ion concentration in the form of ammonium ion was high in the plow layer and plowsole, and the concentration was considerably lower in the subsoil. However, nitrate ion concentration was low in plow layer and plowsole, and increased sharply in the open system percolation (oxidation layer) in upper subsoil, and lowered considerably in the closed system percolation (reducing layer) of the lower subsoil.

As the above results demonstrate that percolation systems were found to be an important factor for eluviation and illuviation of soluble ions.

Key words : stratified paddy field, the open system percolation, the closed system percolation, nitrogen ion concentration

* 弘前大学農学部 〒036-8561 弘前市文京町3

** 東北工業大学 〒982-0801 仙台市太白区八木山香澄町35-1

*** 宮城県農業短期大学 〒982-0215 仙台市太白旗立2-2-1

キーワード: 成層水田, 開放浸透, 閉鎖浸透, 窒素濃度

1. はじめに

水田の土層環境は、夏期湛水期に作土・スキ床層が還元層、心土層が地下水より上部が酸化層で地下水以下が還元層となることは多くの土壌学のテキスト(前田, 松尾, 1983)に記載されている。この酸化層は、落水期の亀裂による心土層に供給された酸素消費(微生物等による)が少ないため周年維持されると考えられている。しかしながら、スキ床層が発達している水田では湛水期に心土層が切上法面等から水平方向に大気疎通が確認されている(徳永, 佐々木, 1990)。また、開放浸透(土層中の気相が大気と連続する状態の流れ)は、層内に進入した大気中の酸素の影響で酸化層が形成されること等が成層水田のモデル土柱で検証されている(佐々木, 1993a, b)。このような水田の地下排水は酸化層下の還元層を経由して排水路及び下位田等へ湧出している場合も多いと推測される。ゆえに、心土層に酸化層を持つ水田モデルの検証は現実の水田の物質動態の解明には重要と判断される。しかしながら、成層土層の浸透型(開放浸透と閉鎖浸透)に対応した酸化還元を意識して、物質の動態を検討した事例は極めて少ない。

これまでの水田模型における鉛直方向の水質の変動は、作土層を中心に検証(石川ら, 1992)がなされている。ゆえに、実際の水田土層の酸化還元環境とは異なる。さらに、浸透型の相違が発生するという観点は十分認識されていない。このような浸透型並びに土層構成を意識して円筒模型を作製(還元層-酸化層-還元層の3層構成)し、物質動態(塩基類及び窒素等)の実態を解明することを本研究の目的とした。なお、同一模型で全層還元層とした場合の検討も行った。

2. 実験方法

1) 実験計画及び供試土料

成層水田模型は、同じ土柱を用い表1に示すような条件で実験に供した。なお、模型は同一条件で2本作製した。浸透強度は、水田における最適浸透量とした。浸透型は、湛水期の作土層及びスキ床層は閉鎖浸透で心土層は地下水位が低く開放浸透となる水田(乾田)と地下水位が高く閉鎖浸透となる水田(湿田)を想定した。ゆえに、浸透型の層内の物質動態に及ぼす影響の比較は、心土層で閉鎖浸透と開放浸透を切り換えて検討することとした。浸透型のコントロールは、成層土層間の透水性の比(土壌条件)と地下水位(水理条件)などが考えられる。浸透型は同一模型で排水位をコントロールし、第I・II層が閉鎖浸透、第III層を開放浸透となる実験①と全層閉鎖浸透となる実験②を計画した。第IV層は周

表-1 上層構成と浸透型

Table 1 The soil layers composition and the percolation pattern

実験名	上柱浸透実験	
	①	②
成層状態	5-15 mm/day	
第I層・作土 (代かき)	閉鎖浸透・黒ボク土	
第II層・スキ床 (突固め)	閉鎖浸透・黒ボク土 k 最小層	
第III層・心土 (不攪乱採土)	開放浸透 黄褐色ローム	閉鎖浸透
第IV層・心土 (突固め)	閉鎖浸透・豊浦標準砂	

実験①, ②は同じ土柱を使用した。

心土は地下水面より上を第III層, 以下を第IV層とした。

() は各層の作製方法を示す。

年地下水面下を想定しているので閉鎖浸透とした。

用いた試料の採取は、第I・II層は岩手山麓の黒ボク土(岩手大学附属滝沢農場水田耕土, 1992年5月採土, 代かき後)、第III層は福島県安達太良山麓の黄褐色ローム(安達町高日向の農道の切通し断面から1992年4月採土, 牧草保護法面)からとした。第IV層を豊浦標準砂としたが、その理由は、第III層上部の圧力調節を容易にするため、粘土分及び有機物の少ない層を想定したためである。浸透型の判別指標である限界負圧は、大型円筒を用いた測定法(佐々木, 1992)で2.5 cm から5.0 cm 区間の詳細な変動を調査した。透水係数も同じく実験に用いる円筒について定水位試験で行った。その結果、第II層が透水係数が 10^{-9} cm/s と全層の中で最小となった。限界負圧は、第II層で15~25 cm, 第III層では5~10 cm となった。

供試土壌(風乾後)の基本的理化学性は表2に示す。ただし、全鉄, 全マンガンは、熱塩酸溶出法(船引ほか, 1953)、遊離酸化鉄は浅見・熊田法(志賀, 1987)、置換性マンガンは中性N酢酸アンモニウム法(小林, 1987)有機物含有量は重クロム酸法(土質工学会, 1982)を用い、各測定を行った。

2) 実験装置及び作製方法

成層水田の模型は、直径10 cm, 長さ125 cmの円筒(アクリル円筒と真鍮円筒を一体化させたもの)内に土を充填し作製した(図1参照)。模型は4層構成とし、第

表-2 供試土の理化学性

Table 2 Physical and chemical properties of samples

測定項目 試料	密度 (g/cm ³)	土性	全鉄*	全マンガン*	遊離鉄*	置換性 マンガン*	有機物含有量 (%)
黒ボク土	2.55	SL	5039	26.2	2750	1.11	9.5
安達太良ローム	2.73	SL	6054	9.0	4500	1.52	0.7
豊浦標準砂	2.63	S	320	5.1	54	0.04	0.0

土性は国際土壌学会区分による。*：単位はmg/乾土100gである。

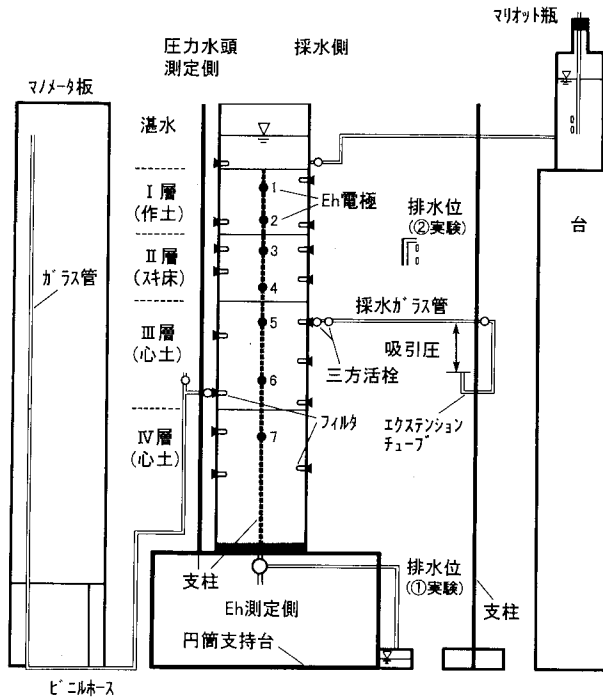


図-1 実験装置

Fig. 1 The device of experiment.

I層(作上層), 第II層(スキ床層)を各10cm, 第III層(地下水水位以上の心土層)を35cm, 第IV層を45cm(地下水水位以下の心土層)の長さとした。第I層の作製は, 代かき状にした土(乾燥密度0.49g/cm³)を, 突固め作製した第II層(透水利限層, 乾燥密度0.52g/cm³)の上に載せて行った。第III層は安達太良ローム(乾燥密度0.89g/cm³)を35cm円筒に不攪乱採土したものをを用いた。採取時の圧縮量は1%程度であった。第IV層は豊浦標準砂を4回に分け突固め作製(乾燥密度1.46g/cm³)した。

装置は, 夏期湛水時の水田を想定したので, 簡易恒温室(室温: 25~30℃)内にセットし, マリョット瓶で一

定湛水(蒸留水使用)が維持されるようにした。また, 湛水の溶存酸素量が実際の水田のそれに近似するようにエアポンプで給気を行った。浸透強度は, 15mm/dayを目安とした。排水位は, 実験①では表層下70~80cm, 実験②では表層下15cm前後に固定した。なお, この排水位の上昇により第I層~第II層上部の動水勾配が低下し, 実験②における浸透強度は約2mm/dayに低下したと判断される。

圧力水頭測定装置は, 円筒側壁にガラスフィルタ(長さ3.5cm, 径7mm)とガラス管を接続して作製した。採水装置は圧力測定用フィルタと対称に円筒側壁に取り付けたフィルタと厚肉採水ガラス管を用いた。各層の酸

化還元状態は円筒側壁から ORP 電極を取り付け測定した。円筒側壁には、ORP 電極と対称に孔 (径 10 mm) を設け、円筒内への通気孔とした。なお、この通気孔は負圧時は開放し、正圧時は閉じることとした。

3) 測定項目及び方法

測定項目は降下浸透水の圧力水頭、酸化還元電位及び浸透水の水質である。これらの測定は深度別に実施した。採水は、円筒側壁に取り付けた厚肉ガラス管 (長さ約 70 cm) を用いて図 1 に示すように吸引圧を作用させて実施した。降下浸透水の溶存酸素量 (DO) は溶存酸素計 (セントラル科学社, 本体: UC-12 型, 電極: UC-203 型) を用い測定した。降下浸透水のイオン濃度は、鉄 (Fe), マンガン (Mn), カルシウム (Ca), マグネシウム (Mg) は原子吸光分析法, カリウム (K), ナトリウム (Na) は炎光分析法で行った (両測定法とも日本ジャーナル・アッシュ社の AA-855 型)。窒素濃度 (硝酸態, 亜硝酸態, アンモニア態) 及びリン酸濃度は N・P 自動分析装置 (ブランルーベ社, AACS 型) を用いた。酸化還元電位は、セントラル科学社の ORP 電極 (UC-203 型) を円筒にセットし、電極端子を本体 (セントラル科学社, UC-23 型) に接続し測定した。なお、浸透水の pH 測定は、酸化還元電位測定器本体にガラス電極 (UC-502 E 型) を接続して行った。浸透強度はメスシリンダを用い、水温・地温の測定は日記計を使用した。

測定は、圧力水頭、採水、酸化還元の調査を週 1 回の目安で実施した。土柱浸透実験 ① の実験期間は約 250 日、同じく実験 ② は約 450 日とし、実験 ① の後に実験 ② を実施した。この期間は、土層の還元化の進行を見て決定した。

3. 結果及び考察

得られた結果を図-2 の (1), (2) に示す。以下にその結果について検討する。なお、2 本の測定値の傾向はほぼ同じ結果になった。ゆえにその掲載は 1 例とした。

実験 ① では実験開始後 17 日目で降実験条件はほぼ一定となったのでこの日の値を代表値として用いた。また、実験 ② の実験期間は、心土層の還元化が進行し Fe イオンの同層全体における溶出を確認するまでとした。そのため代表値には 436 日目の値を用いた。

1) 圧力分布と浸透型

浸透実験 ① の圧力水頭分布は、第 I 層及び第 II 層上部が正圧の閉鎖浸透となっている。第 II 層下部及び第 III 層は負圧の 10 cm 前後の一定圧となるが、II 層下部の圧力は限界負圧より高く閉鎖浸透、第 III 層の圧力は限界負圧より低く開放浸透と判断される。しかし、地下水位の影響を受ける第 IV 層上部は負圧の 25 cm となるが限界

負圧より圧力が高く閉鎖浸透と判断される。浸透水のポテンシャルロスは、第 I 層下部から第 II 層全層で大きく、浸透制御層となっていることが分かる。

排水位を ② の位置まで上昇させた場合は、全層正圧の閉鎖浸透となった。

以上の結果より、浸透型は実験 ① では閉鎖浸透-開放浸透-閉鎖浸透の成層となり、現実の乾田に近いパターンと判断される。しかし、実験 ② では全層閉鎖で湿田の場合の検討が可能と考えられる。

2) 降下浸透水の DO 値と土層の Eh 分布

実験 ① の降下浸透水の DO 値は湛水で飽和に近い値であるが、第 I 層上部で 2 mg/l 台となり、第 II 層末端まで同じ値となる。この原因は浸透水中における微生物の酸素消費作用によると考えられる。第 III 層では DO 値が急上昇し 6 mg/l 前後の値となる。このような急激な値の増加は、開放浸透層の特性の一つと推測される。しかし、閉鎖浸透層である第 IV 層では値が低下し、第 I・II 層と同じ値となる。実験 ② では、第 III 層が閉鎖浸透になったため、全層で低 DO 値となった。

以上の結果より、DO 値は浸透型に対応して値を増減させる傾向があると判断された。

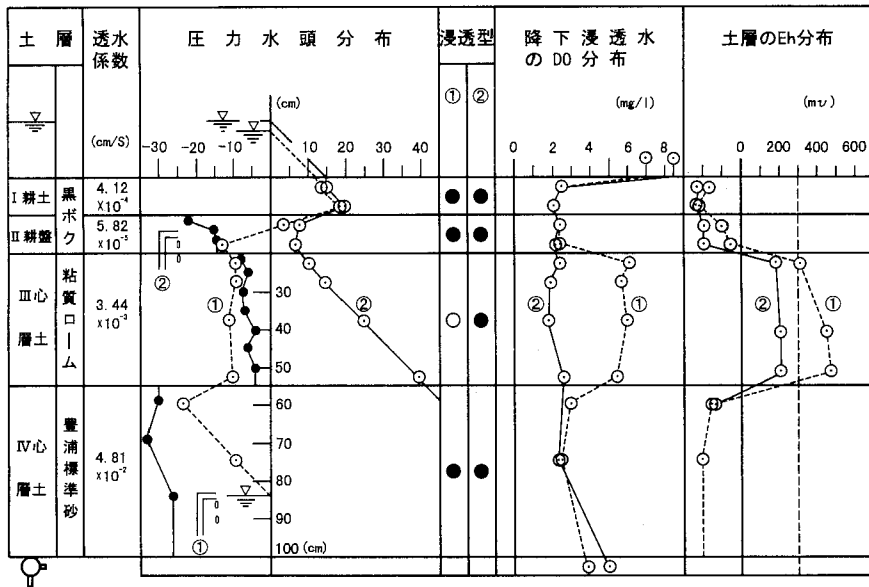
実験 ① の Eh の値は、第 I・II 層の閉鎖浸透層では 0 mV 以下の値を呈し還元層と判断される。第 III 層の値は、300 mV 以上となり酸化層と判断される。第 III 層上部の値は、実験開始 24 日目には 400 mV 台となった。この原因は、電極先端の土との接触部の練り返し等が空気の疎通を低下させていることなどが考えられる。閉鎖浸透層の第 IV 層は、Eh の値が -100 mV 以下となり還元層と判断される。ただし、第 IV 層下部の値は円筒解体時に電極を差し込み測定したものである。この層は、砂層であるが層全体が還元色を示す青灰色を呈していた。実験 ② では、第 III 層も還元層となり、全層還元層となっている。

以上の結果より、実験 ① 土層は計画どおり還元層-酸化層-還元層の乾田の模型となったと判断される。しかし、実験 ② では全層還元層となり湿田の模型と考えられる。現実の地下水は、このような酸化還元層を経由して排水路等へ移動すると推察される。

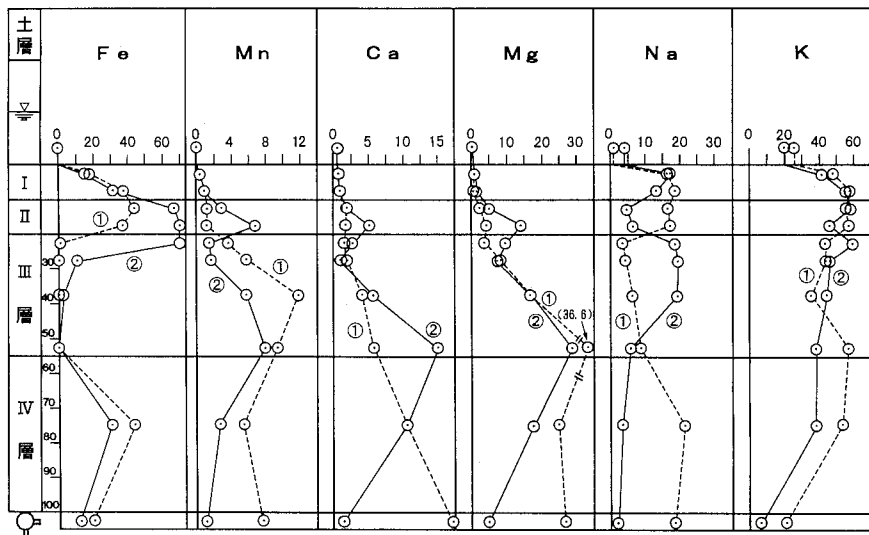
3) 降下浸透水の各種成分濃度

① Fe 及び Mn イオン濃度

降下浸透水中で土層の酸化還元の影響を受ける水溶性の物質として Fe・Mn は広く知られている。この濃度の増減は、微生物の影響が大きいことも明らかにされている。実験 ① の降下浸透水中の Fe イオン濃度は、閉鎖浸透層の第 I・II 層では下層ほど値が高くなる傾向が認められた。しかし、第 III 層の開放浸透層ではほとんど検出



(1) 浸透型と DO, Eh の関係



(2) 降下浸透水中の各種イオン濃度 (mg/l)

○-○-①: 実験① (実験開始後 17日目の値, 浸透強度: 12.4mm/day)
 ○-○-②: 実験② (実験開始後436日目の値, 浸透強度: 2.1mm/day)
 ●-●-: 限界負圧 (cm) ○: 解放浸透 ●: 閉鎖浸透 ▭: 排水位

図-2 土柱浸透実験結果

Fig. 2 The result of experiment about the down percolation in soil column.

されなくなった。このことより、III層上部で沈澱集積現象が発生しているものと判断される。第IV層では、再びFeイオンが検出される。実験②の第I・IIの層は実験①と同様な傾向である。しかし、第III層のFe濃度は、上部で検出が顕著に認められるが下方に行くにしたがいその濃度を著しく低下させる。これらの原因は、酸化還

元電位がFeの溶出開始境界値(約200mV)に前後する値であること及び鉄還元菌の棲息動態と対応していると考えられる。なお、詳細な原因説明は今後の課題である。しかし、第III層に比べ還元化が進行している第IV層では再びFeイオンの検出が認められる。

実験①のMnイオン濃度は、第I・II層で検出され、

下層ほど値が大きくなる傾向はFeイオン濃度と同様である。しかし、酸化層である第Ⅲ層ではMnイオン濃度の検出が明瞭である。この傾向は、250日の観測期間のいずれの場合にも認められた。

今回のEhの値はMnの還元化が発生すると言われてる400mV台の値である。故に今回の浸透水中にはMnが検出されたものと推測される。しかし、第Ⅲ層下部では500mV台となっても検出された。この原因の解明は今後の課題である。

以上のことより、降下浸透水の酸化還元に対応し移動集積する特性はFeイオン濃度では明瞭に認められるが、Mnイオン濃度では対応関係は認められないと判断された。

② Ca, Mg, Na, Kの各イオン濃度

これら4種類の陽イオンは、酸化還元に影響を受けにくい成分でかつ可動性が高いこと(久馬ら, 1991)が知られている。イオン動態は荷電数に影響をうける。故にイオン動態は、プラスの電荷が2価のCa, Mgのグループと1価のNa, Kイオンのグループに分けて検討する。

実験①のCa, Mgイオンは、第Ⅰ・Ⅱ層では下層に行くに従い増大する傾向が認められる。第Ⅲ層の酸化層では更に下部ほど値が上昇し全層中最大値を示している。第Ⅳ層の還元層では値が増加する傾向が認められる。土壌のpHが低くなると溶出量が増大する傾向があることが指摘(岡島・今井, 1993)されている。pHの値は、第Ⅰ・Ⅱ層の土壌水で6.1~6.5, 第Ⅲ層で5.2~6.2, 第Ⅳ層は6.4前後であった。このCa, Mgイオンの濃度は、pHの変化により影響をうけ溶出量を変化させると推測される。実験②の両成分の値は、第Ⅰ~Ⅲ層では実験①とほぼ同じ傾向でFeイオンのような酸化還元の影響は認め難いと推察される。ただし、排水及び第Ⅳ層の濃度は実験①の値が実験②に比べ大きくなる傾向がみられる。Feイオン等の溶出がCa, Mgイオン等と置換し、その濃度を増加させていると推測される(三土, 1976)。

Na, Kイオン濃度は、Feイオン濃度のような酸化還元に対応した移動集積の特徴は認められないようである。実験①と実験②の濃度を比較すると、いずれの実験でも第Ⅰ・Ⅱ層では濃度差ははっきりしない。しかし、第Ⅲ層では実験②の濃度が実験①より高く、第Ⅳ層では実験①の方が実験②に比べ高くなる傾向がある。この原因は、Feイオン濃度の増大がNa, Kイオンのような塩基を交換浸出する塩基置換作用による影響と考えられる。Kイオン濃度は植物の吸収が大きく影響すると考えられるが、今回はこのような影響のない条件である。ただし、現実の水田の値に比べ、Kイオン濃度が高

く、ORP電極からの液絡が関与している可能性も考えられる。

以上の結果より、4種類の塩基イオン濃度は、Feイオンの濃度差に影響され、その濃度を増減させる傾向が認められる。ただし、このFeイオンの増減の素因は浸透型に起因する。ゆえに、浸透型の影響を受けるものと推測される。

③ 窒素, 磷イオン濃度

窒素濃度は、硝酸態窒素($\text{NO}_3\text{-N}$)、亜硝酸態窒素($\text{NO}_2\text{-N}$)、アンモニア態窒素($\text{NH}_4\text{-N}$)について測定した。得られた結果(実験①開始後約90日目と200日目の値)の一例を表3に示す。いずれの値も、90日目の値に比べ200日目の値は低下し、特性が明確でなくなるので90日目の値について以下に検討する。

硝酸態窒素は、第Ⅰ・Ⅱ層では(0.02~0.005)mg/lの範囲で低濃度である。しかし、酸化層である第Ⅲ層では100倍ほどの急激な増加を示し、更に下層ほど濃度が上昇する傾向が認められる。第Ⅳ層では、第Ⅲ層と同程度であるが、還元層を通過した排水では値が数十分の一に低下する。第Ⅲ層における値の急上昇は、これまでの浸透実験中に第Ⅲ層に吸着されたアンモニア態窒素及び易分解性有機物の硝化作用によると考えられる。この硝酸態窒素も第Ⅳ層の還元層で脱窒されるため排水では著しく濃度を低下させたものと思われる。なお、210日目の測定でも同じような硝酸態窒素の増減特性がみられる。このような窒素の無機化及び脱窒過程には積算温度や微生物の影響が大きいことが知られている(山根, 1982)が、これらの検証は今後行う予定である。なお、硝酸イオン濃度の増大は、Caイオン等の塩基濃度に少なからぬ影響を及ぼすと考えられる。今回は採水の量が少なくその他のイオン濃度の測定はできなかった。この結果より、地下水の硝酸汚染は本模型のような開放浸透層をもつ成層水田では軽減される可能性があると考えられる。

亜硝酸態窒素濃度は、第Ⅰ・Ⅱ層に比べ第Ⅲ層及び第Ⅳ層で上昇傾向が認められるが、排水における濃度低下があまり顕著となっていない。この原因については今後の課題である。しかし、硝酸態窒素濃度に比べ値は低く、水質に及ぼす影響は小さいと考えられる。

アンモニア態窒素は、第Ⅰ・Ⅱ層の還元層で下層に行くにしたがって値が上昇する傾向が認められる。しかし、第Ⅲ層の酸化層にはいるや否や値が低下したまま同層下端まで至る。第Ⅳ層においても値は第Ⅲ層とほぼ同じである。この結果は、第Ⅲ層で硝化作用が発生していることを示していると考えられる。

磷イオン($\text{PO}_4\text{-P}$)は、難溶性のため低濃度となったものと考えられる。還元層で溶出し酸化層で濃度が低下

表-3 降下浸透水中の深度別窒素・磷濃度分布

Table 3 Distributions of concentration of nitrogen and phosphorus in downward water

土柱浸透実験①（実験開始 90 日目）

土 層		NO ₃ -N (mg/l)	NO ₂ NN (mg/l)	NH ₄ -N (mg/l)	PO ₄ -P (mg/l)	浸透型
溝 水		0.170 (0.008)	0.002 (<0.001)	0.061 (0.011)	0.006 (<0.001)	
I 層	深度 (cm)					閉鎖 浸透
	2.5	0.027 (0.004)	0.002 (<0.001)	0.260 (0.024)	0.008 (0.001)	
II 層	7.5	0.004 (0.035)	0.003 (<0.001)	0.450 (0.018)	0.011 (<0.001)	閉鎖 浸透
	12.5	0.005 (<0.005)	0.003 (0.001)	1.400 (0.026)	0.008 (<0.001)	
III 層	17.5	0.006 (<0.005)	0.004 (0.002)	1.280 (0.290)	0.011 (<0.001)	開放 浸透
	22.5	2.660 (0.006)	0.004 (<0.001)	0.140 (0.028)	0.009 (0.002)	
IV 層	27.5	3.480 (0.110)	0.001 (0.001)	0.084 (0.061)	0 (0.002)	開放 浸透
	37.5	2.670 (0.200)	0.022 (0.003)	0.220 (0.033)	0 (0.004)	
	52.5	7.630 (0.190)	0.056 (0.011)	0.093 (0.012)	0 (<0.001)	
IV 層	75.0	6.000 (0.270)	0.071 (<0.001)	0.180 (0.023)	0 (0.001)	閉鎖 浸透
排水	100	0.110 (0.001)	0.024 (0.002)	0.150 (0.043)	0.001 (0.001)	閉鎖 浸透

() 内の数値は、実験開始後 210 日目の値である。

する傾向がみられた。しかし傾向の判別のためには、もう少し土壌溶液の磷濃度が高くなる土壌で検討する必要があると思われる。

以上の各イオンの動態傾向は、供試した 2 本の円筒のいずれでも同じように確認された。

同一土柱の全層閉鎖浸透（実験②）時には、上記の 4 種の各イオン濃度は開放浸透時に比べ更に低下し、各層ごとの濃度の増減は明確には認められなかった。そこで、このデータは記載しなかった。

4) 本研究成果の一般水田への適用

本研究におけるような開放浸透層をもつ水田は、排水路が深くなり、地下水水位が低下する条件下にある今日では多数存在すると推測される。特に下層に砂礫層をもつ水田地帯などでは可能性が高いと思われる。

今回の成果をもとに排水路等の水質を考えるならば、作土層の還元層を経由するアンモニア態の窒素が心土層上部の酸化層で硝化され、その濃度を低下させる。硝酸

態窒素濃度は逆に同層で高まるが、還元層となっている層を経由することにより脱窒作用が働き窒素濃度が低下し排水路に流出すると考えられる。また、今回の土層は、還元層が薄く作土、スキ床層の酸化還元をコントロールしやすい条件にある。故に、還元層で発生しやすいメタン等の物質の低減も可能と推測される。酸化鉄等の暗渠への目詰まりを起こす物質は、スキ床層直下で激減することから考えるならば、良好な暗渠機能の維持にも効果が期待される。しかし、Ca イオン等の塩基類は、塩基飽和度が低い場合には心土層に吸着保持されるであろうが、飽和度が高くなった場合は、酸化還元に大きく依存することなく排水路へ至ると考えられる。さらに、その塩基濃度は、Fe イオン濃度の影響を受けると推測される。これらのことが河川等の塩基濃度を高めている原因の 1 つとも推測される。

4. おわりに

本研究では地下水位が1m前後まで低下し、作土、スキ床層が閉鎖浸透で還元層、地下水位より高い部分の心土層が開放浸透で酸化層、地下水以下の心土層が閉鎖浸透で還元層となる水田を想定した。この水田モデルを作製し降下する浸透水中の物質動態を検討した。以下に、得られた結果を述べる。

① 同一円筒で地下水位が高い場合は、作土、スキ床層が還元層で低DO値となり、開放浸透である心土層の上部が酸化層でかつ高DO値、閉鎖浸透層である心土層は還元層でやはり低DO値となった。しかし、排水位を上昇した場合は全層還元層で低DOとなった。

② 各層から採取した降下浸透水中のFeイオン濃度は、還元層で検出され、酸化層でその濃度を低減させる。Mnイオン濃度は酸化層還元層に関わらず検出がなされた。酸化層の酸化状態が弱くMnイオンの溶出可能性のある酸化条件であるためと推測される。

③ 降下浸透水中のCaイオン、Mgイオン、Naイオン、Kイオン濃度は、浸透型が素因となり、酸化還元に影響される鉄イオンの動態に影響される傾向が認められた。

④ 窒素濃度は、作土、スキ床層の還元層ではアンモニア態窒素イオン濃度が高く、心土層上部の開放浸透層である酸化層では硝酸イオン濃度が急上昇し、心土層下部の閉鎖浸透層である還元層では硝酸態窒素の濃度は激減する傾向が確認された。この変動は硝化脱窒現象によると推測される。リンイオン濃度は低く、酸化還元に対する動態は明瞭とはならなかった。

以上の結果より、浸透型が物質の動態に重要な因子であることが判明した。今後は、浸透型の違いが水稻の生育収量へ及ぼす影響等を検討する予定である。

〔謝 辞〕

本研究は東北工業大学土木工学科の斎藤孝市助手の協力により遂行できた。記して、厚く御礼申し上げます。

引用文献

- 土質工学会編 (1982): 土の試験実習書, 95~102, 土質工学会, 東京.
- 船引眞吾ほか (1953): 土壌実験法, 91~98, 養賢堂, 東京.
- 石川雅也・田淵俊雄・山路永司・中島淳 (1992): 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, 農土論集, 159: 91~99.
- 小林茂久平 (農林省農林水産技術会議事務局監修) (1987): 土壌養分分析法, 335~341, 養賢堂, 東京.
- 久馬一剛ら (1991): 新土壌学, 73~81, 朝倉書店, 東京.
- 前田正男・松尾嘉郎 (1983): 土壌の基礎知識, 99~106, 農文協, 東京.
- 三土正則 (1976): アーバンクボタ 13, 42~47, 久保田鉄工株式会社, 大阪.
- 岡島秀夫・今井弘樹 (1973): 土壌の養分供給能に関する研究 (第2報), 土肥誌, 44 (8): 296~300.
- 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 (1993a): 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, 農土論集, 164: 81~87.
- 佐々木長市 (1993b): 黒ぼく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, 農土論集, 164: 89~96.
- 志賀一一 (農林省農林水産技術会議事務局監修) (1987): 土壌養分分析法, 324-332, 養賢堂, 東京.
- 徳永光一・佐々木長市 (1990): 火山灰地における水田地盤の開放降下浸透の観測例, 農土誌, 58 (12): 29~34.
- 山根一郎 (1982): 水田土壌学, 181~211, 農文協, 東京.
- 受稿年月日: 1997年9月9日
受理年月日: 1998年3月2日