

大型ライシメータを用いた開放浸透層内の気相成分変動

佐々木長市*・小関 恭**

Gas Fluctuation in the Open System Percolation Layer using a Large Lysimeter

Choichi SASAKI* and Kyo KOSEKI**

* 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 fluctuation of concentrations of gas component : oxygen, carbon dioxide, in the subsoil of open system percolation at a stratified paddy field using a large lysimeter (length 15 m) for two years. Soil air extracted at 37 cm depth was selected from the exposed edge of the large lysimeter to the opposite edge of the lysimeter (2.5 m, 5.0 m, 10.0 m, 15.0 m horizontally from the edge). The stratified paddy field kept inundation for two years and air penetration occurred horizontally. The first year, the field was barren but the second year, rice was planted.

Oxygen concentrations in the layer of the open system percolation decreased in summer but increased in winter. Carbon dioxide concentrations increased in summer but decreased in winter. It was thought that these annual changes depended upon soil temperature. The oxygen concentration lowered with the horizontal distance from the exposed edge, whereas the carbon dioxide concentration heightened with distance. Formation of carbon dioxide was only equal to oxygen consumption at 2.5 m from the exposed edge. The redox potential at 10.0 m and 15.0 m lowered when the oxygen concentration became lower than 2%. Then at 15.0 m elements of iron and manganese were detected in the downward water in the subsoil.

Key words : Stratified paddy field, Soil air, Oxygen, Carbon dioxide, Large lysimeter

1. はじめに

火山灰地水田の開放浸透層(心土層)の気相成分変動については、既報(佐々木ら, 1998)でその実態を報告した。この報告では、酸素濃度は畦から水田中央部に向かい水平に供給されること、濃度が周年変動をもつこと及び酸素濃度と二酸化炭素濃度の和がほぼ21%になるという相補性を明らかにした。しかし、このような事例は、地下水位が2m以上と低く、開放浸透層も1.5m以上もある条件での成果であった。現在、乾田と湿田の分類におけるの地下水位の目安は約1mである。また、汎用水田における夏期の地下水位の許容範囲の下限は約50cmである。地下水位が1m未満で、開放浸透層厚が薄い場合の気相成分がどのようになるか、果たして30a区画の水田中央部で酸化層を形成できるのかということ

は残された課題であった。これまでの酸素及び二酸化炭素濃度の測定は、地表下1から2m範囲内の調査が主流であった(長谷川, 1998)。根圏の環境を知る観点からは当然の範囲と考えられる。一方、水田では水平方向からの酸素疎通の可能性があることが実証された。その実態は複雑である。それ故、実験装置を開発し、現地の実態を推測することは、水田の特性を知る上での重要事項の一つと考えられる。本研究では、前報(佐々木ら, 2000)で述べた大型ライシメータを用い、開放浸透層が薄い水田の土壌空気中の酸素及び二酸化炭素濃度の変動実態を解明することを目的とした。

実験では、30a区画の水田(30m×100m)を想定し、畦畔から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、大気開放面から層内への空気の疎通距離と酸素及び二酸化炭素濃度の変化を調査した。ただ

* 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: 成層水田, 土壌空気, 酸素, 二酸化炭素, 大型ライシメータ

し、開放浸透層厚は 35 cm とし、同層には礫を用いた。

2. 試験方法

2.1 装置及び成層水田

2.1.1 装置の概要 水田は、開放浸透層の厚さが薄い場合の水田を想定した。また、これまでの円筒実験データ (佐々木, 1994) との比較を考え、これと同じ層厚とした。

実験装置は、幅 30 cm、高さ 70 cm、長さ 15 m のフリュームとした。このフリュームの周囲に鉄のアンクルで骨組みを作製し、その内部に塩ビ板 (厚さ 3 mm) を張り付け作製した。排水は、底面から 5 cm 上に排水孔 (径 20 mm, 2 m 間隔で設けた) を通じて行った。完成した装置の 2.5 m, 5.0 m, 10.0 m 及び 15.0 m 測定地点に、採水用及び圧力水頭測定用のガラスフィルタ (各 10 mm 径) 及び酸化還元電位測定電極 (径 20 mm) をセットした。また、地温測定は圧力水頭測定孔と酸化還元電位測定孔のほぼ中間部 (深度は作上中央部と心土層中央部を目安にした) に設けた。土壌空気の成分変動の測定には、心土層の中央部に設けたゴム栓付き三方活栓 (吸気孔として利用) を用いた。開放浸透層への通気孔は、大気開放面側 (装置の一端) の心土層に径 10 mm 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。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、ガラス室内に作製した。ガラス窓は、夏期には外気温に近づけるように常時開放とし、冬期には凍害防止のため閉鎖した。

2.1.2 成層水田 成層水田の模型は 4 層構成とし、下層から作製した。作上層及びスキ床層は各層厚 10 cm (黒泥土使用)、心土層は層厚 35 cm (径 5 mm の礫使用) とした。心土層の下には砂を使用し、心土層の支持層 (層厚 10 cm) を設けた。

各層の作製は、0.5-1 m 間隔に仕切板 (2 mm 厚) を入れ、区間内の密度が一定になるように行った。各層の実験終了後の乾燥密度は、作上層で 0.69 Mg/m^3 、スキ床層で 0.79 Mg/m^3 、心土層で 1.57 Mg/m^3 、砂層で 1.44 Mg/m^3 であった。

なお、装置及び成層水田の作製方法等の詳細は前報 (佐々木ら, 2000) に示した。

2.2 供試試料及び測定項目

2.2.1 供試試料 供試試料は仙台市若林区の水田作土及び宮城県を流れる白石川産のものを用いた。水田土壌の採取地区は、泥炭地帯であり、作土層はこの分解が進んだ黒泥土である。なお、供試試料の理化学性一覧は、前報 (佐々木ら, 2000) に示した。

2.2.2 測定項目 測定項目は、各層内の圧力水頭、

酸化還元電位 (Eh)、土壌空気の酸素濃度及び二酸化炭素濃度、降下浸透水の鉄 (Fe)、マンガン (Mn) である。水温、地温及び日減水深も併せて測定した。これらの測定は、実験開始 1 年目は水稲無作付け、2 年目は水稲 (品種: ササニシキ, 株間 25 cm, 成苗, 一株 3 本植え) を作付け (6 月 17 日) した条件下で行った。また、実験 1 年目は施肥しなかったが 2 年目は元肥のみ施用した。窒素 (硫酸), リン酸 (過リン酸石灰), カリウム (塩化加里) を成分量で 5 g/m^2 相当量ずつ秤取りし、作土と混合した。各測定は、大気開放面から 2.5 m, 5.0 m, 10.0 m 及び 15.0 m 地点とした。

2.3 測定方法

土壌空気の濃度測定は、土壌空気採取位置の三方活栓から注射器で 10 mL 採取後これを捨て、再度 50 mL の空気を採取して行った。酸素濃度は、佐々木らの水置換法 (1998) で実施した。酸素濃度の測定は、DO メータ (本体: UC-12 型, 電極: UC-203 型, セントラル科学社製) を用いた。二酸化炭素濃度は、真空法ガス採取器 (AP-1 型, 光明理化学工業製) と検知管 (SH 型, 北川産業製) を用いて実施した。

各層内の圧力水頭測定には、ガラスフィルタとマンメータ装置を用いた。採水は、採水ガラス管に接続したエクステンションチューブの位置を上下させ、一定吸引圧で実施した。水質分析は、採水ガラス管内を土壤水が満水後、採水ガラス管を取り外し直ちに実施した。圧力水頭測定及び採水の位置は、地表面下 2.5 cm, 7.5 cm, 12.5 cm, 17.5 cm, 25 cm, 35 cm, 45 cm の 7 ヲ所及び湛水とした。

Eh の測定は、ガラス電極からの液絡開始後 15~30 分経過後に行った。測定深は、採水及び圧力水頭測定位置と同じ深さとした。使用機械は、pH/ORP メータ (本体: UC-23 型, 電極: UC-702 型, セントラル科学社製) である。なお、測定方法等の詳細は既報 (佐々木, 1992) を参照されたい。

降下浸透水の鉄 (Fe) 及びマンガン (Mn) の分析は、原子吸光法で実施した。使用した機械は、原子吸光炎光共用分析装置 (日本ジャーレル・アッシュ (株), AA-855 型) である。

水温、地温 (地表面下 5 cm および 35 cm) の測定は、自記計を用いた。日減水深の測定は、ノギスの深さゲージで水面までの距離を測定し行った。得られた結果はほぼ 10 mm/d 前後となった。

圧力水頭、Eh の測定及び土壌溶液の測定は週 1 回の目安で実施した。土壌空気の測定は、月 2 回とし、吸引による土壌空気の移動を最小限になるようにした。実験は 1994 年 12 月~1996 年 12 月の 2 年間実施した。

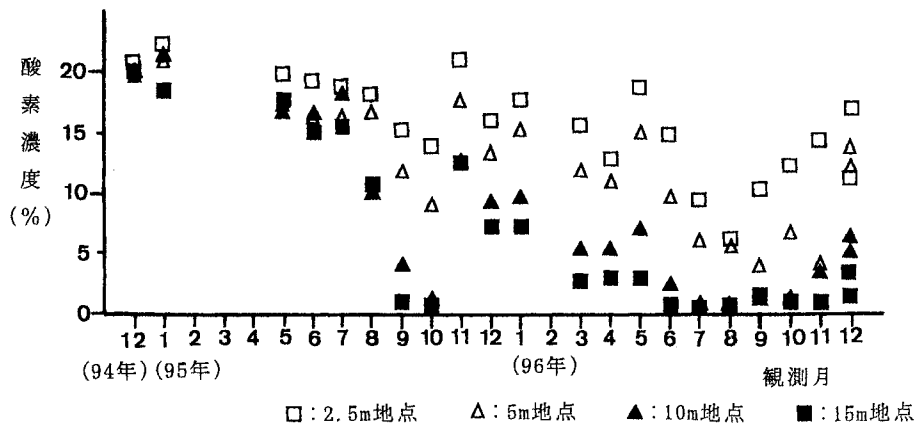


図-1 土壌空気の酸素濃度

Fig. 1 Oxygen concentration in soil air

3. 結果および考察

3.1 圧力水頭分布と浸透型

圧力水頭分布は、2年間とも4測定地点で類似した傾向となった。それ故、ここでは2.5m測定地点の圧力水頭分布についてのみ詳細に述べることにする。同測定地点の作土層は、正圧でかつ45度勾配の圧力水頭分布となったが、スキ床層上部では正圧、下部は負圧(-3cm前後)となり、スキ床層でポテンシャルロスの発生が確認された。心土層の圧力水頭は負圧の-3cm前後で、同層の限界負圧-1.5cmより低い圧となった。それ故、心土層は開放浸透層と判断された。ただし、スキ床層下部は2.5m測定地点以外は正圧となった。従って、作土・スキ床層は閉鎖浸透、心土層は開放浸透となる条件がほぼ15m区間で形成されていたと判断した。

3.2 酸素濃度

実験開始当初は、心土層の4測定地点の濃度は20%前後とほぼ大気と同じ値となった(図-1参照)。その後各測定地点の値は徐々に低下し、1995年10月頃に最小値を示した。10月以降は再び上昇傾向が見られた。2年目も、徐々に値が低下し、1996年8月頃に最小値を示した後、再び上昇傾向を示した。この変動パターンは、季節的な地温の変動と連動した傾向である。つまり、微生物の酸素消費に適した地温の時期には水平方向からの酸素供給量を消費量が凌駕し酸素濃度が低下する。しかし、地温が低下し微生物活動が低下してくると酸素供給量が消費量を上回り、酸素濃度が上昇すると推察される。いずれにしても、心土層内の濃度は酸素消費(微生物による消費が主体)と供給(酸素拡散)のどちらの量が大きいかで増減が決まると考えられる。

2年間の酸素濃度の変動範囲は、2.5m測定地点で7~21%、5.0m測定地点で3~21%、10.0m測定地点で1~21%、15.0m測定地点で0.1~21%となった。大気開放面からの疎通距離が大きくなるに従い、その濃度が低下する傾向が認められた。1995年の10月以降の酸素濃度は、大気開放面からの距離が近いところほど早く上昇することを示している。一方、10.0m及び15.0m測定地点の値の上昇は10%前後と他の2測定地点の値に比べ低くなった。この値から酸素消費が開始されるならば、夏期には濃度上昇が大気値に近い2.5m及び5.0m測定地点の値より低下すると予想された。10.0m測定地点及び15.0m測定地点の値は、このことを反映し、1996年の7~10月の4ヶ月間は2%以下に低下した。この酸素濃度の低い期間は、1年目に比べ長くなった。また、その他の2測定地点も1年目に比べ全体的に低い値が観測された。この原因には、稲の作付けによる根の吸収及び施肥による微生物の増殖による呼吸量の増大も加味されていると考えられる。

1996年は11月20日から落水し、田面からの蒸発を可能とした。亀裂が発生して4測定地点の酸素濃度が同一となるか、あるいは田面乾燥が進み、心土層内の水分減少分の酸素の吸入が水平方向から発生するかどうかを知るために落水を実施した。得られた12月のEh値(詳細は後述する)は、作土層が酸化層(450mV)となるがスキ床層下部は約-100mVと還元的であり、上方からの酸素供給は困難であったと推測される。しかし、心土層における酸素濃度は、各測定地点とも2%ほどの上昇傾向がみられた。図-1の12月の値が各測点とも2個あるが、値の大きい方が乾燥が進んだ後の値である。乾燥による水平方向からの空気の吸い込み現象は、酸素濃度の

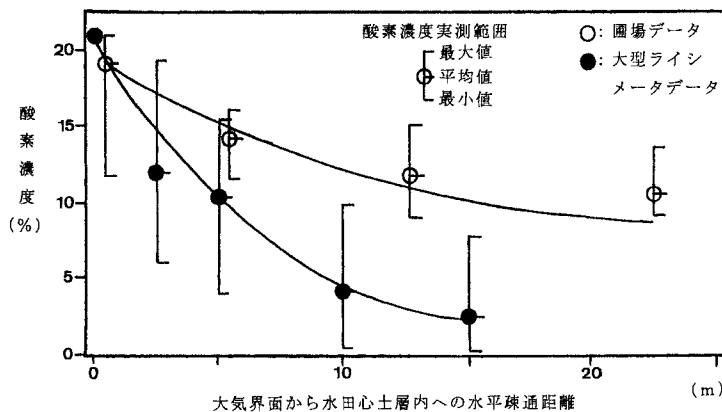


図-2 土壌空気酸素拡散による濃度分布の計算
(G.S. Campbell のプログラム使用)

Fig. 2 Example of computing oxygen concentration in soil air
(with G.S. Campbell's program)

増大をもたらすことが佐々木・徳永の圃場研究 (1998) でも確認されている。10.0 mあるいは15.0 m測定地点への空気の水平移動は、より大気開放面から近い測定地点からの空気の移動によりなされるため、急激な値の上昇は、期待できないと考えられる。もし、急激な酸素濃度の上昇を期待するならば、疎通距離が短い田面からとなるであろう。

酸素濃度とその疎通距離との関係でどのようになるかをCampbell (1987) の提案しているプログラムを用いて数値計算を試みた。得られたデータ (図-1の1996年の値のみ使用) を用いて作成したものが図-2である。間隙率が0.2、酸素消費は $2.08 \times 10^{-6} \text{ gm}^{-3} \text{ s}^{-1}$ で一定として計算したものである。このプログラムを用いて圃場研究のデータの数値計算したもの (間隙率0.2、酸素消費量 $2.20 \times 10^{-7} \text{ gm}^{-3} \text{ s}^{-1}$) も併せて記載した (佐々木・徳永, 1998)。精度をどの程度に設定するかによるが、かなり近似した値が試算されていると判断した。圃場の値に比べ、短い距離で酸素濃度が著しく低下した原因は、ガラス室内での実験のため温度が比較的高く、また黒泥土からの降下浸透水への基質供給量が多く、微生物活動が高かったためと推測される。

以上のように、酸素濃度は大気からの疎通距離が長くなるにつれて低下し、かつ季節的周年変動をもつことが明らかとなった。

3.3 二酸化炭素濃度

二酸化炭素は、土壌微生物が酸素を消費し二酸化炭素を排出することにより存在すること、また二酸化炭素が水に良く溶ける性質をもつこと (長谷川, 1998) などが知られている。得られたデータ (図-3参照) を概観する

ならば、土中の二酸化炭素は1年目も2年目も9月頃に最大値を示し、1~2月頃に最小値を示す周年変動がみられた。この変動は、酸素濃度とは逆の傾向である。それ故、酸素が二酸化炭素に置換され、土壌空气中に放出される傾向にあることが推測される。

二酸化炭素濃度の変動範囲は、2.5 m測定地点では0.05~7%、5.0 m測定地点で0.2~11%、10.0 m測定地点で0.2~12%、15.0 m測定地点で0.2~15%となった。二酸化炭素濃度の最大値は、大気疎通距離の増加につれて大きくなる傾向があった。1年目も2年目も周年最小値はほぼ2.5 m測定地点、最大値はほぼ15.0 m測定地点となった。5.0 m測定地点及び10.0 m測定地点の濃度差はあまり明瞭とはならなかったが、10.0 m測定地点の方がやや高めであった。しかし、1996年の2月頃は、その差はあまり明瞭とならなかった。この現象は、低温のため土壌微生物の活動が低下し、かつ二酸化炭素の溶解度が高まったことが一因と考えられる。1996年10月からの各測定地点の濃度低下を見るならば、明らかに2.5 m、5.0 mと大気開放面から近い場所ほど二酸化炭素濃度の低下が速やかであった。空気の拡散距離が短いことが、このように変動の遅速を生み出しているものと考えられる。即ち、空気の拡散距離の短い方がより早く、より多くの空気を供給することができ、それが酸素濃度を高め、二酸化炭素濃度を低下させているものと推測される。同じような傾向は、佐々木・徳永 (1998) の圃場研究でも畔から水田内へ5 mほど入った測定地点 (心土層) では確認されている。

酸素が消費され相当量の二酸化炭素が放出されるので、その合計は21%になること (相補性という) (遅沢

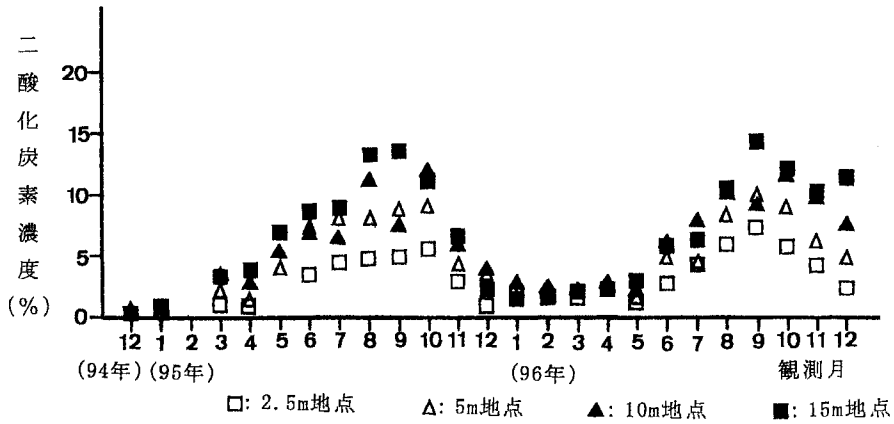


図-3 土壌空気中の二酸化炭素濃度

Fig. 3 Carbon dioxide concentration in soil air

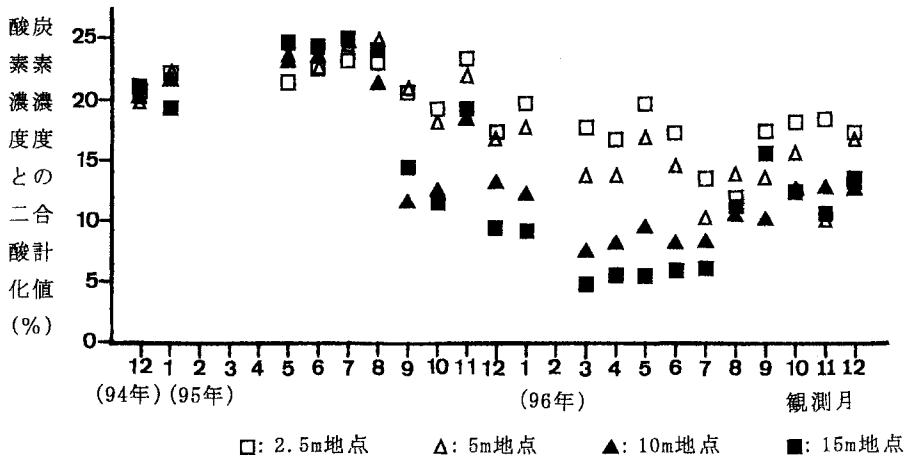


図-4 酸素と二酸化炭素の合計値

Fig. 4 Total concentration of oxygen and carbon in soil air

ら、1989) が指摘されている。今回のデータを酸素と二酸化炭素の合計値として表現したものが図-4である。2.5m 測定地点は21%に近い傾向であるとみられるが、2年目になると10.0 m 及び15.0 m 測定地点は、明らかに合計値が21%に比べて低い値となった。この原因は、酸素の消費量に対応した二酸化炭素濃度の上昇現象が発生しなかったためである。二酸化炭素は地温の低下に伴い土壌水への溶解度を増し、かつ流去したため、酸素と二酸化炭素の合計値が21%に上昇できなかったものと推測される。詳細については今後の課題である。ただし、初期の値が21%を越えているのは測定誤差によると思われる。

以上の結果より、二酸化炭素濃度は酸素濃度と逆の周年変動をもち、かつ大気疎通距離が長くなるに従い二酸化炭素濃度を高める傾向が認められた。相補性は、大気疎通距離が2.5m 測定地点では認められるが、それ以上の疎通距離では傾向が明確とはならないと判断された。

3.4 Eh, Fe 及び Mn 濃度

土中の酸素の消長がもたらす影響としては、土層の Eh 及び降下浸透水中の Fe・Mn 濃度の変動が考えられる。

3.4.1 Eh 変動 土層中の Eh は、酸素量あるいは酸化物により規定される。今回の実験で酸素濃度変動は、酸化還元電位にどのような影響をもたらしたかをみ

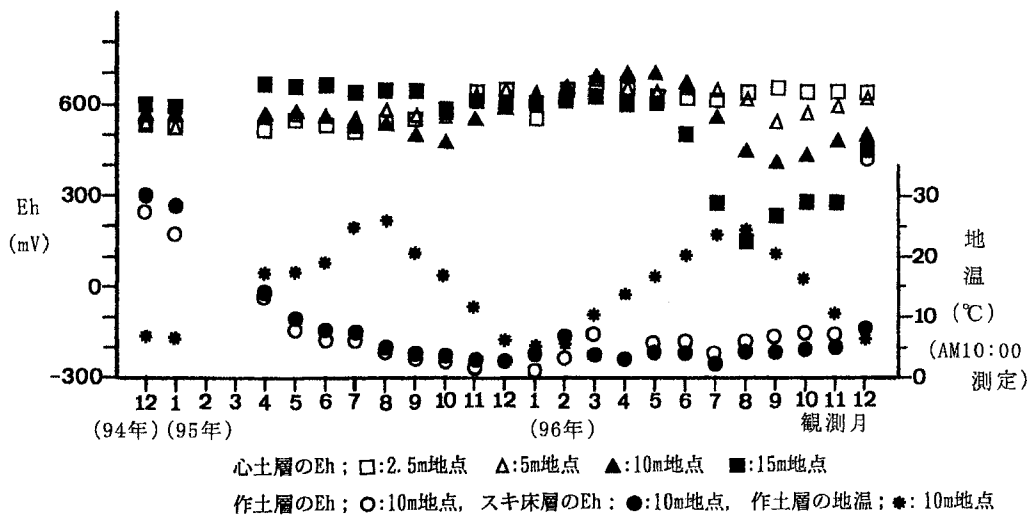


図-5 Ehの経時変化と地温

Fig. 5 Change of Eh values and soil temperature

るため、図-5に全測定地点の心土層(35 cm深)及び10.0 m測定地点の作土層(7.5 cm深)及びスキ床層(17.5 cm)のEhの経時変化を示した。

4測定地点の心土層のEh値は、実験開始から1996年5月までいづれの測定地点も500 mV以上の酸化的状態を示した。しかし詳細にみるならば、10.0 m測定地点及び15.0 m測定地点の1995年10月の値は若干低下傾向を示した。この時の酸素濃度は、2%以下となっていた。土壌の還元化が始まる酸素濃度の上限は2%であると言われている(Kohnke, 1968)ことを裏付ける結果と推測される。

1996年6月以降のEh値は、2.5 m測定地点を除いていづれも低下傾向が認められた。15.0 m測定地点は6月からEh値が低下し始め8月に最低値を示し、その後類似した値(200 mV台)で11月まで経過した。この時の酸素濃度は6月に2%以下となり11月まで同様な値で経過した。12月には酸素濃度が2%以上となり、これに対応しEh値が増加した。同様に、10.0 m測定地点のEh値も酸素濃度が2%以下となる7月頃からEh値が低下したが、15.0 m測定地点よりは少し高い値(400 mV付近)で10月まで経過し、その後酸素濃度が2%を越えるとEh値の上昇が認められた。最低値が15.0 m測定地点より下がらなかった原因は、15.0 m測定地点に比べ酸素濃度が高い傾向にあったためと考えられる。また、今回は5.0 m測定地点の酸素濃度が3%台となってもEh値の低下が確認された。しかし、Eh値の低下は小さく、酸化状態のままである。たとえ3~5%の濃度を維持

できても低濃度の期間が3ヶ月にも及ぶ場合はEhの低下をもたらすと推察される。

なお、閉鎖浸透層である作土層及びスキ床層(他の測定地点でも同様な値であったので10.0 m測定地点の値のみを示した。)は周年還元状態を呈する結果となった。

3.4.2 Fe及びMn濃度 降下浸透水中のFe及びMn濃度は、Ehの値に対応しその溶解性を変える。Mnは400 mV付近から、鉄は200 mV付近からそれぞれ溶解し始めることが知られている(長谷川, 1998)。この値から判断し、15.0 m測定地点のFe濃度は何らかの影響を受ける可能性が考えられる。1996年の10月の測定値は、それ以前の浸透水中の濃度である1 mg/L未滿から9.5 mg/Lに増大した。同様に、Mn濃度も11月にはそれ以前までの0.5 mg/L以下という値の6倍を越える3.7 mg/Lとなった。しかし、10.0 m測定地点は、FeもMnもはっきりとした検出は確認されなかった。

上記の現象をもとに、以下のように考察した。30 a区画の水田中央部において、鉄の集積層は夏期には一部溶解移動を開始するかもしれないが、地温の低下に伴って再び心土層上部で集積が発生すると推測される。水路及び排水路の法面から水平方向に大気疎通が可能であれば、10.0 m測定地点まで集積現象は周年継続されると考えられる。暗渠管が100 m×30 m区画の水田に3本とした標準施工であれば、暗渠管の間隔は10 m程度となる。この暗渠管から層内へ水平方向に大気疎通が発生するならば大気疎通距離は5 m程度(隣接暗渠管の中心までの距離)となり、心土層への酸素供給も十分に進み酸化層

を周年維持できると思われる。それ故、鉄の集積を水田心土層で全面に発生させる可能性が高いと予想される。

以上の結果より、開放浸透条件下の心土層中の酸素及び二酸化炭素の増減は明らかに周年変動し、酸素濃度の低下は Eh の低下、ひいては Fe 及び Mn の動態に影響を及ぼしていることが確認された。

4. ま と め

本研究は、開放浸透層をもつ成層水田の心土層における気相成分変動を調査する目的で実施した。そのため大型ライシメータ(幅 30 cm×高さ 70 cm×長さ 15 m)を用い、水田周囲から中央部までの開放浸透層内の酸素濃度及び二酸化炭素濃度の変動を想定した実験を試みた。また、その影響が強く現れると考えられる Eh 及び Fe、Mn についての調査も併せて実施した。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という条件で、かつ 1 年目は無植生環境で、2 年目は稲を植えた条件下で実験をした。

大気開放面(畦法面を想定)から 2.5 m, 5.0 m, 10.0 m 及び 15.0 m の各測定地点で測定した酸素濃度は、大気疎通距離が長くなるに従い濃度が低下した。また、夏期には濃度が低下し、冬期には濃度が上昇するという周年変化が 2 年間確認された。二酸化炭素濃度は、酸素とは逆に大気疎通距離が長くなるに従って上昇した。また、夏期には濃度が上昇し、冬期には低下するという周年変動が認められた。相補性は、2.5 m 測定地点では確認されたがその他の 3 測定地点では明瞭とはならなかった。

10.0 m 測定地点及び 15.0 m 測定地点の Eh 値は、酸素濃度が 2% に低下するより低下し始めることが確認された。また、Eh の値が低下した 15.0 m 測定地点では、降下浸透水中に Fe 及び Mn の明確な検出がなされた。

一方、水稻根はスキ床層を貫通して心土層まで伸びて

いることが観察された。心土層の根は白く生気を帯びていたが、生育収量調査の結果からは心土層のガス成分が特に影響を与えているとは確認できなかった。

本装置を用いることにより、地下水位が高く(80 cm 程度で)、開放浸透層厚が 40 cm 弱の乾田での開放浸透層内の気相成分、その他の物質動態の一端が明らかとなった。今後は開放浸透層の試料を変えて変動範囲等を検証したい。

引用文献

- G. S. Campbell, (中野政詩, 東山勇監修) (1987): パソコンで学ぶ土の物理学, pp. 12~24, 鹿島出版会, 東京.
- 長谷川周一(環境土壌学編集委員会編) (1998): 豊かな土づくりを目指して一環境土壌学一, pp. 30~35, 農業土木学会, 東京.
- Kohnke, H. (1968): Soil Physics, McGraw-Hill Book Company, pp. 160~170, New York.
- 遅沢省子・久保田徹・宮崎 毅・中野政詩 (1989): 土の物質移動学(その 8), 農土誌, 57 (2): 55~62.
- 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・徳永光一 (1998): 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・小関 恭・富田道久・小黒仁司・谷口 建 (2000): 大型ライシメータを用いた成層水田の物質動態, 土壌の物理性, 85: 3~11.

受稿年月日: 1999 年 10 月 5 日

受理年月日: 2000 年 4 月 24 日