

植生下における田面水の対流を誘発する要因について

花山 奨¹・安中武幸¹

Causes inducing convection of ponding water in a vegetated paddy lysimeter

Susumu HANAYAMA¹ and Takeyuki ANNAKA¹

Abstract: This study investigated the convective velocity of ponding water in a vegetated paddy lysimeter. We improved the measurement method for convective velocity by reducing the heat to the constantan line of the sensor. Then, to clarify the causes of ponding water convection in the vegetated paddy lysimeter, we conducted a model experiment under conditions of inhibited evaporation and with similar water temperature profiles to those in the vegetated paddy lysimeter. In the vegetated paddy lysimeter, the convective velocity of ponding water increased from 0.1 to 0.6 mm s⁻¹ between 7:00 and 17:00, an increase that was related to air-water vapor pressure differences. In the model experiment, the convective velocity remained constant at approximately 0.6 mm s⁻¹ and 0.2 mm s⁻¹ during night and day, respectively. In addition, less heat was lost by air-water temperature differences during the day than at night. These results suggest that evaporative heat loss induces the convection of ponding water in a vegetated paddy lysimeter.

Key Words : ponded water, convection, vegetation, heat loss, evaporation

1. はじめに

湖沼において水の対流は生態系を維持する上でその重要性が認識されている (Horne and Goldman, 1994; 花里, 1998; 奥宮ら, 2001). 湖沼の場合, 夏場の表層に密度成層が形成される. ここで密度成層とは, 密度の小さい水が上部にあり下部に向かって密度の大きい水が分布する状態である. そのため湖水の対流が抑制される. 対流の抑制は湖底への酸素供給を減少させ, 底泥直上の溶存酸素が底泥表面に蓄積された有機物のさまざまな生物による分解作用によって消費され枯渇する. その結果, 底泥からリン酸やアンモニアが放出され水質汚濁を招く. 一方, 土壌と田面水が接する土水界面もまた水田土中で生物相および物質の変化の最も激しい場である. しかし, 水田において土水界面は活発な生物活動があるにもかかわらず, 湖沼で起こるような水質汚濁はあまり生じない. その理由として田面水の対流が関与していると推測され

る. 田面水の対流は大気-水面間のガス交換を促進し, また, 対流は田面水中の溶存酸素濃度を一様にする能力を有する (Mowjood and Kasubuchi, 1998, 2002). この対流によって大気から田面水に供給された酸素が土水界面に供給されることにより, 土壌から田面水へのリン酸やアンモニアの放出が抑制されると考えられる. それゆえ, 田面水の対流現象の把握は水田の生態系の維持向上のみならず田面水の水質汚濁防止にも寄与する.

近年水田の稲の生育状況によってその対流特性が異なることが明らかにされてきた. Hanayama et al. (2009) はライシメーターを使って植生下と非植生下の田面水の対流速度を測定した. 非植生下の対流速度は一日の間に約 0.4 mm s⁻¹ から約 1.6 mm s⁻¹ の範囲で変化した. 一方, 植生下の対流速度は約 0.4 mm s⁻¹ から約 0.7 mm s⁻¹ となり, 非植生下の田面水の対流速度に比べ植生下の対流速度は遅くなることを明らかにした. 植生下の場合, 植生による日射および蒸発の減少により日中水面の温度が地表面の温度より約 1 °C から 2 °C ほど高くなり, 田面水中に密度成層が形成された. つまり, 植生下の場合, 朝から昼過ぎにかけて発達した田面水の密度成層が対流を抑制したと推測される.

非植生下の場合, 蒸発による水面温度の低下と日射による地表面温度の上昇より水面温度と地表面間に温度差が生じ対流が発生するとされる (Mowjood et al., 1997). しかし, 植生下の場合, 日中密度成層が形成されるため, 非植生下の対流発生のメカニズムで植生下の日中の対流現象を説明できない. Hanayama et al. (2009) は, 植生下の対流を水平方向の温度差による水平対流と推測した. 一方, 新野 (1992) は, 密度成層を形成した水層において水面を冷却することで対流が発達することを確認した. そして, 対流の発達は水面で与えられる熱エネルギー流束によって規定されることを示した. この指摘は, 植生下において生ずる蒸発および大気-水面間の温度差が対流を引き起こす要因となりうることを示唆する.

そこで本研究は, 田面水に密度成層を形成させたモデル水田を使い, 蒸発が田面水の対流速度におよぼす影響を調べた. そして, モデル水田の結果をもとに植生下の田面水の対流を引き起こす要因について検討することを目的とした.

¹Faculty of Agriculture, Yamagata University, 1-23 Wakaba-machi, Tsu-ruoka, Yamagata, 997-8555, Japan. Corresponding author : 花山 奨, 山形大学農学部

2010年12月7日受稿 2011年4月20日受理
土壌の物理性 118号, 19-24 (2011)

2. 実験方法

実験はライシメーターにおける植生下の田面水の対流速度および水温などの環境要因の測定を最初に行った。次に、植生下の水温分布をもとにモデル水田における対流速度の測定を行った。

2.1 植生下の田面水の対流速度測定

実験は Hanayama et al. (2009) の報告とほぼ同様にして行われた。山形大学農学部実験ほ場内のライシメーター（内寸：縦 1.8 m × 横 1.8 m × 深さ 1.8 m）における稲の栽培は慣行栽培とし、2009 年 5 月上旬に田起こしと代掻きを行い、基肥として窒素 5 kg m^{-2} を同時に施肥した。苗（品種：はえぬき）は 5 月 17 日に $30 \text{ cm} \times 15 \text{ cm}$ の間隔で移植された。移植後から 9 月上旬まで田面水の落水は行わなかった。なお、田面水の水深は 8 月から 10 cm とした。

計測期間は 2009 年の 8 月中旬とした。しかし、当年東北地方は冷夏であり、この期間において晴天日は 8 月 16 日と 17 日しかなかった。計測結果は両日ともほぼ類似したものとなったことを予め述べておく。

各種計測機器は次のように設置した。気温、水温、地温を測定するために地表面を基準として 30 cm（大気）、10 cm（水面）、7.5 cm, 5 cm, 2.5 cm, 0 cm（地表面）、-2.5 cm, -5 cm, -10 cm, -20 cm, -40 cm の位置に熱電対を設置した。また、水平方向の水温差を調べるため、ライシメーターの中心と中心から東西方向の 15 cm と 30 cm の 5 箇所に地表面から 5 cm の水中にそれぞれ熱電対を設置した（Fig. 1）。その他、植生上と植生内の日射量を測るため、日射計（LI200X, Campbell Scientific）をそれぞれ地表面から 30 cm と 150 cm の位置に、3 杯交流発電機式風速計（03101-5, Campbell Scientific）を地表面から 110 cm の位置に設置した。また、地表面から 30 cm 上に湿度センサー（CHS-UPS Ab2, TDK）を設置した。これらのセンサーはリレーマルチプレクサー（AM16/32, Campbell Scientific）をともなったデータロガー（CR10X）に接続された。測定は 1 分毎とし、10 分毎に平均化されたデータがデータロガーに記録された。ところで、本実験で使用した風速計は、風による 3 杯の回転から得られる交流の周波数を風速に変換する方式のものである。この風速計を上記のデータロガーに接続して使う場合、交流の周波数が風速に変換される際、オフセット値を 0.2 m s^{-1} と設定することになっている。それゆえ、風速は無風でも 0.2 m s^{-1} と測定されることになる。

田面水の対流速度は Fujimaki et al. (2000) によって開発された熱線風速計の原理を応用した装置を使って測定した。この測定法は対流によって加熱されたセンサー周辺の熱の移動に及ぼす対流の影響を温度変化として検出する方法である。詳細な測定原理は花山ら (2008) の論文を参照されたい。センサーの主要部は対流による温度変化を検知するニッケル（Ni）線（直径 0.10 mm、長さ

500 mm）に発熱体のコンスタンタン（Co）線（直径 0.11 mm、長さ 500 mm）を張り合わせた Ni + Co 線である。筆者らがこれまで行ってきた対流速度測定において、Co 線に 3V の電圧を付加して発熱量を 0.52 W m^{-1} とした（花山ら, 2008; Hanayama et al., 2009）。本実験では、Co 線に 1.5 V の電圧を付加して発熱量を 0.13 W m^{-1} とした。発熱量を 0.52 W m^{-1} で Co 線を発熱させるとセンサーの極近傍にて水の流れが生じてしまい、 0.3 mm s^{-1} 以下の対流測定が困難となる（花山ら, 2008）。花山・安中 (2009) は、発熱による対流測定への影響を少なくするため発熱量 0.13 W m^{-1} にすることで 0.3 mm s^{-1} 以下の対流速度の測定が可能であることを示した。後述のモデル水田の実験において蒸発の防止により対流速度が極めて遅くなるものと予測される。そこで、ライシメーターおよびモデル水田の実験において Co 線の発熱量を抑制して対流速度を測定することにした。なお、対流センサーは区画のほぼ中央に地表面から 5 cm 上の水中に固定され、対流速度の測定は 2 時間毎とした。

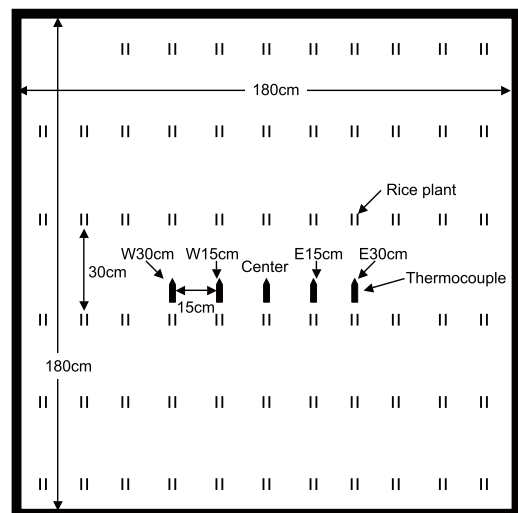


Fig. 1 植生下の水平方向の水温測定における熱電対の配置図。Schematic layout of thermocouples to measure horizontal water temperature in the vegetated paddy lysimeter.

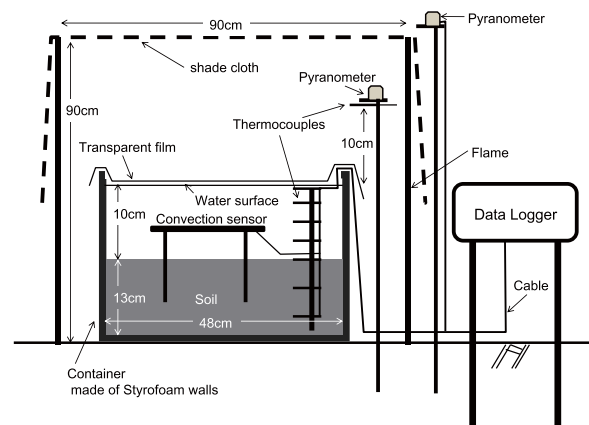


Fig. 2 モデル水田における対流測定の概要図。Schematic of the model experiment system.

2.2 蒸発を防止したモデル水田における田面水の対流速度測定

測定は発光スチロール製の容器（内寸：縦 48 cm × 横 38 cm × 深さ 24 cm，壁厚 4 cm）を使ったモデル水田で行った（Fig. 2）。モデル水田は，前述のライシメーターから採取された代掻き土を用いた厚さ 13 cm の土層と水深 10 cm の堰水層で構成され，非植生とした。水面からの蒸発は水面を食品包装用の透明フィルムで被覆し防止した。また，モデル水田は遮光ネットを取り付けたフレーム（縦 60 cm × 横 90 cm × 高さ 90 cm）の中に設置された。遮光した理由は植生下の田面水と類似した水温分布を形成させるためである。

気温，水温，地温の測定はライシメーターにおける測定と同様とし，地表面を基準として 15 cm（フレーム内大気），10 cm（水面），7.5 cm，5 cm，2.5 cm，0 cm（地表面），-2.5 cm，-5 cm，-10 cm の位置に熱電対を設置した。大気とフレーム内の日射量を測定するため，日射計（LI200X）をフレーム内外にそれぞれ設置した。また，対流センサーを容器のほぼ中央に地表面から 5 cm 上の水中に固定した。これらのセンサーを使った測定は前項 2.1 で示された方法と同様である。なお，無蒸発状態で，8 月中旬における植生下の田面水の水温分布に類似した状況を作るため，本実験は 2009 年 9 月上旬に行った。

3. 結果と考察

3.1 植生下における田面水の対流速度

ライシメーターにおける植生下の計測結果として 2009 年 8 月 16 日の結果を示す。稲の生育は登熟期で，葉の色は緑色であり，稲の草丈は 91.9 ± 3.1 cm であった。植生上および植生内の積算日射量はそれぞれ 23.7 MJ m^{-2} と 7.5 MJ m^{-2} であった。Fig. 3 は植生上の風速変化を示し，11 時ごろから 15 時過ぎまでこの時期としては比較的強い風速が観測された。Fig. 4 は大気（地表面 30 cm 上）と水面間の水蒸気圧差の変化を示す。本実験では田面水の蒸発量を直接測定することができなかったので，大気と水面間の水蒸気圧差から蒸発の程度を推定した。水蒸気圧差は以下に示す Tetens の式を用いて求めた（近藤，2000）。

$$e_s(t) = 6.11 \times 10^{7.5t} / (237.3 + t) \quad (1)$$

ここで $e_s(t)$ は飽和水蒸気圧 (hPa) であり， t は温度 (°C) である。水面直上の水蒸気圧は飽和と仮定し，水面温度を (1) 式に代入して求めた。また，大気の水蒸気圧は気温（地表面 30 cm 上）を (1) 式に代入し，相対湿度を掛けることによって求めた。7 時から 17 時にかけて水蒸気圧差は増加し，夜間より日中において蒸発が増加したものといえる。

Fig. 5 は気温，水温，地温分布を示す。3 時，19 時および 23 時の夜間において気温が水温より低く，また水中の鉛直温度分布は一様となった。7 時において大気（地表面 30 cm 上）から地表面までほぼ同じ温度となっ

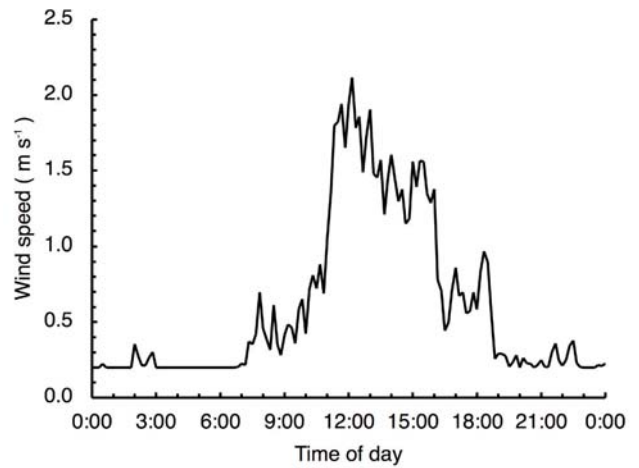


Fig. 3 植生上の風速変化。
Change in the wind speed at 100 cm above water surface in the vegetated paddy lysimeter with time.

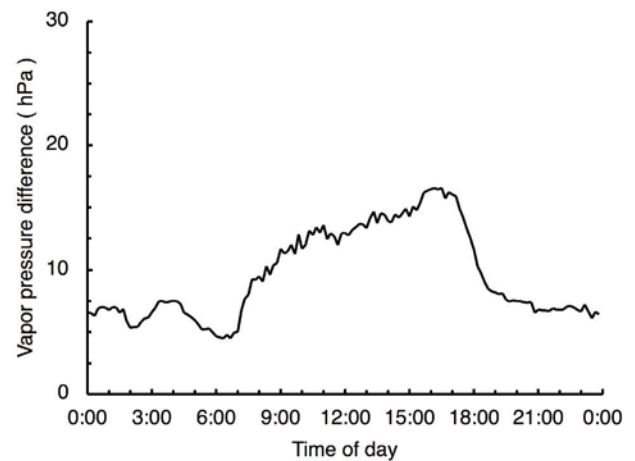


Fig. 4 植生内における水面と水面直上 20 cm との間の水蒸気圧差の変化。
Change in the vapor pressure differences in the vegetated paddy lysimeter with time.

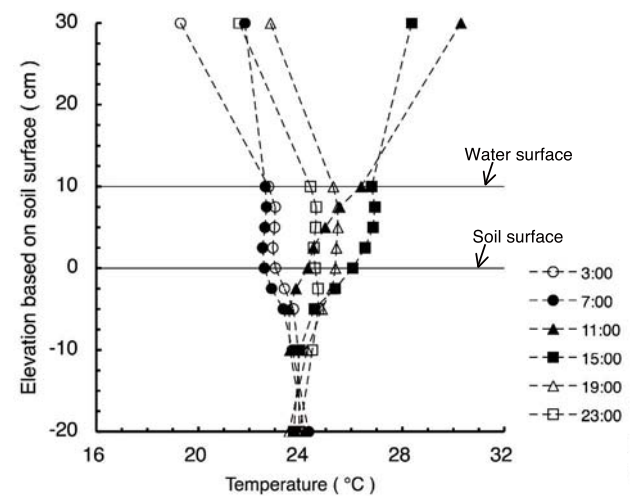


Fig. 5 植生下における気温・水温・地温分布。
Temperature profiles of ponding water and the soil layer in the vegetated paddy lysimeter.

た。11時から15時にかけて水面温度が地表面温度より高く、15時において水中の鉛直温度分布が水面から徐々に地表面に向かって様になり始めた。Fig. 6は田面水の対流速度的日変化を示す。対流速度は3時から7時にかけて減少し、7時に約 0.1 mm s^{-1} で最小となり、その後増加し13時に約 0.6 mm s^{-1} で最大となり、そして19時以降再び減少した。

Fig. 6で示された対流速度的変化は、Hanayama et al. (2009)で示された植生下の対流速度的変化とほぼ類似した傾向を示した。本計測でも田面水に密度成層が形成されている時間帯(11時)において、田面水の対流が観測された。また、7時に最低対流速度的 0.1 mm s^{-1} を観測した。この最低対流速度は、Hanayama et al. (2009)で示された最低対流速度的(0.4 mm s^{-1})より遅い。本計測7時における最低対流速度は植生下の対流の誘発要因を検討する上で大きな意味をもつと考えられる。その理由は次節で述べる。

Hanayama et al. (2009)は植生下の対流の誘発要因として水平方向の温度差を推測した。しかし、センサーを中心として周囲30 cm以内の水平方向の温度分布はほぼ一様であり、水平対流は生じてないと判断される(Fig. 7)。この結果から第1節「はじめに」で述べた水面における放熱が対流におよぼす影響を次に検討した。

3.2 蒸発が密度成層における田面水の対流速度的におよぼす影響

Fig. 8はモデル水田の温度分布を示す。モデル水田の水温分布はFig. 5の植生下の温度分布とほぼ同様となった。3時、19時そして23時の夜間では気温が水温より約 $2 \sim 5 \text{ }^\circ\text{C}$ 低くなった。7時では気温、水温、地温間にほとんど温度差が見られなかった。その後、気温が水温より高くなり、また、水面温度が地表面温度より高くなった(11時)。ただし、15時から水面温度は地表面温度より高いが、気温が水面温度より低くなり始めた。Fig. 9はモデル水田における対流速度的日変化を示す。7時から17時の間の対流速度は夜間の対流速度的より遅くなった。この対流速度的変化から、密度成層において水面からの放熱がないあるいは少ない場合、対流は抑制されるといえる。

モデル水田における田面水の対流速度的変化は大気-水面間の熱輸送に影響されることを示した。このモデル水田の結果を踏まえ、植生下の田面水の対流の仕組みを夜間、明け方(7時前後)、そして日中に分けて考察した。

夜間の3時、19時そして23時では気温が水温より低くなった(Fig. 5)。気温が水温を下回るとき、水面付近の水は下層水よりも重くなり、水面から地表面に向かう下降流が発生する(大西, 2008)。また、夜間においてほとんど無風状態であるが(Fig. 3)、大気(地表面30 cm上)と水面間の水蒸気圧差は平均して約 7 h Pa となり、わずかであるが蒸発があったと推測される(Fig. 4)。これらのことから、夜間の対流は水面からの顕熱および潜熱による放熱によって生じたと考えられる。

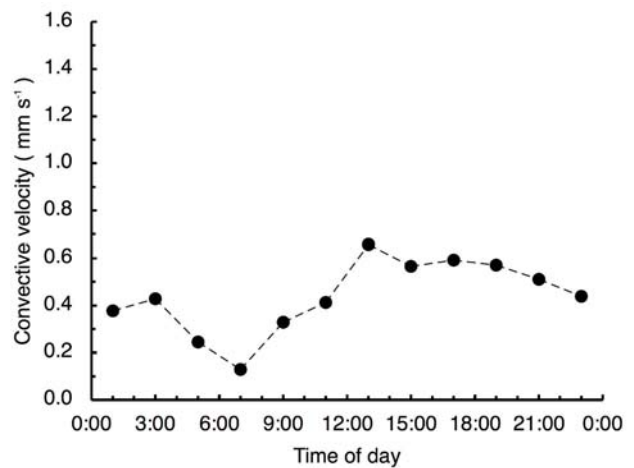


Fig. 6 植生下における田面水の対流速度的変化。
Change in the convective velocity of ponding water in the vegetated paddy lysimeter with time.

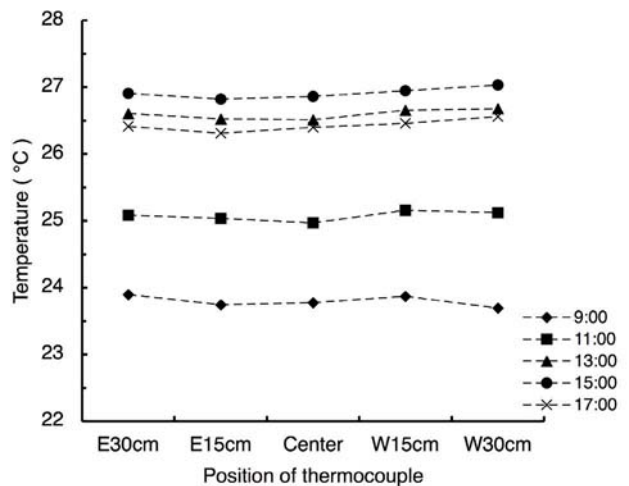


Fig. 7 植生下の水平方向の水温分布。
Horizontal temperature profiles of ponding water in the vegetated paddy lysimeter.

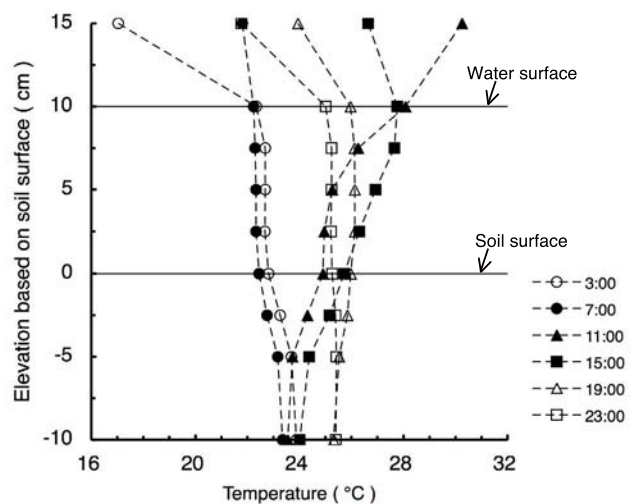


Fig. 8 モデル水田における気温・水温・地温分布。
Temperature profiles of ponding water and the soil layer in the model experiment.

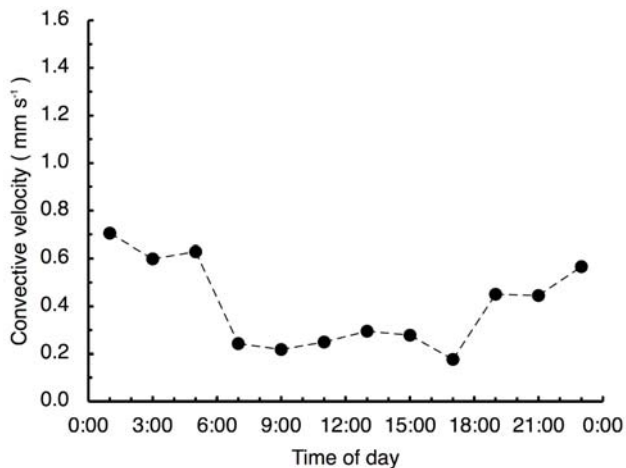


Fig. 9 モデル水田における田面水の対流速度の変化。
Change in the convective velocity of ponding water in the model experiment with time.

次に、明け方7時の対流速度が一日を通して最小であった (Fig. 6)。Fig. 4 と Fig. 5 から7時における大気-田面水間の熱輸送について推測する。7時における大気(地表面 30 cm 上)と水面の間の温度差は約 1°C、大気と水面間の水蒸気圧差は約 5 h Pa となり、大気と水面の温度差、そして大気と水面間の水蒸気圧差は一日の中で最も少なかった。なお、この時間において無風であったため (Fig. 3)、蒸発は水蒸気圧差によって生じたのみなせる。つまり、7時における大気-水面間の放熱は一日の中で最少であり、この最少の放熱ゆえに対流速度が最も遅くなったと考えられる。

最後に、日中の対流現象について考察する。11時および15時と水面温度が地表面温度より高く、密度成層においても対流速度が増加した (Fig. 5, 6)。11時および15時において気温は水温より高く、顕熱による放熱はないとみなせる。一方、大気(地表面 30 cm 上)と水面との間の水蒸気圧差および植生上の風速は7時以降増加し、蒸発による水面からの放熱も7時以降時間の経過に伴い増加したと推測される (Fig. 4, 5)。モデル水田の結果において、日中の密度成層をなした田面水において蒸発による放熱がない場合、対流は抑制された (Fig. 9)。浅枝ら (1981) は、静止した水の水面を冷却した場合、熱の放出がなされている境界部付近では熱的な擾乱によって下降流が発生し、水層全体の対流に発達することを明らかにした。濱上ら (2008) は、密度成層化した水槽において水面冷却による対流セルの形成および発達過程について粒子画像流速測定法で解析を行った。その結果、水面が冷却されると小さな冷水塊が沈降し始め、その冷水塊は密度成層の上向きの浮力を受けながらも対流セルに発達することを明らかにした。つまり、植生下の日中の対流は蒸発で引き起こされた水面における熱的擾乱によって生じたと考えられる。

4. まとめ

本研究は、田面水に密度成層を形成させたモデル水田を使い、蒸発が植生下の田面水の対流速度におよぼす影響を調べた。そして、モデル水田の結果をもとに植生下の田面水の対流を引き起こす要因について検討した。モデル水田において田面水に密度成層が発達した場合、水面における放熱がなければ対流は抑制されることがわかった。このことから植生下における田面水の日中の対流は蒸発によって生じることが示唆された。今後この推定を検証するにあたり、大気-田面水界面および田面水-土壌界面における熱輸送の定量的な測定および解析が課題である。

引用文献

- 浅枝 隆, 玉井信行, 高橋由多加 (1981): 表層冷却時の対流形成に関する研究. 水理講演会論文集, 25: 643-649.
- Fujimaki, Y., Mowjood, M.I.M. and Kasubuchi, T. (2000): Measurement of convective velocity of ponded water in a paddy field. *Soil Sci.*, 165: 404-411.
- 濱上邦彦, 森 健, 平井康丸 (2008): 密度成層化した閉鎖性水域の不均一冷却過程. 農業農村工学会論文集, 256: 47-54.
- 花里孝幸 (1998): ミジンコ その生態と湖沼環境問題. pp.125-139, 名古屋大学出版会, 名古屋.
- 花山 奨, 粕渕辰昭, 安中武幸 (2008): 田面水の対流速度を測定する装置の改良. 土壌の物理性, 109: 51-56.
- 花山 奨, 安中武幸 (2009): 対流センサーのコンスタンタン線の発熱が対流速度測定におよぼす影響. 土壌の物理性, 113: 21-24.
- Hanayama, S., Kasubuchi, T. and Annaka, T. (2009): Convective velocity of ponded water in the vegetated paddy lysimeter. *Paddy and Water Environ.*, 7: 255-258.
- Horne A.J. and Goldman C.R. (1994): *Limnology*, 2nd edn. pp.70-99, McGraw-Hill, New York.
- 近藤純正 (2000): 地表面に近い大気の科学. p.30, 東京大学出版会, 東京.
- Mowjood, M.I.M., Ishiguro, K. and Kasubuchi, T. (1997): Effect of convection in ponded water on the thermal regime of a paddy field. *Soil Sci.*, 162: 583-587.
- Mowjood, M.I.M. and Kasubuchi, T. (1998): Dynamics of dissolved oxygen (DO) in ponded water of a paddy field. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 44: 405-413.
- Mowjood, M.I.M. and Kasubuchi, T. (2002): Effect of convection on the exchange coefficient of oxygen and estimation of net production rate of oxygen in ponded water of a paddy field. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 48: 673-678.
- 新野 宏 (1992): 大気および海洋混合層におけるエネルギー輸送の室内実験. 気象研究所技術報告, 30: 75-84.
- 奥宮英治, 中村由行, 中山恵介, 井上徹教, 石飛 裕 (2001): 湖沼の物質循環に及ぼす夜間の水面冷却の影響. 水工学論文集, 45: 1147-1152.
- 大西外明 (2008): 水圏の水理学. p.175, 森北出版, 東京.

要 旨

植生下と同様な環境を模したモデル水田を用いて植生下の田面水の対流を引き起こす要因を検討した。一日の植生下の対流速度は 0.1 から 0.6 mm s^{-1} の範囲で変化し、対流速度の日変化は植生内大気と水面との間の水蒸気圧差の日変化と対応していた。そこで、蒸発による水面からの放熱を抑制し、植生下と同様な水温分布を模したモデル水田における対流速度を測定した。夜間の対流速度は約 0.6 mm s^{-1} であり、7時から17時の日中における対流速度は約 0.2 mm s^{-1} と減少した。モデル水田の気温・水温分布から、大気－水面間の温度差は夜間より日中で小さくなり、水面からの放熱と対流速度との間に相関が見られた。この結果から、植生下における日中の田面水の対流は蒸発によって誘発されるものと推定された。

キーワード：田面水，対流，植生，放熱，蒸発