

湿原における熱収支と蒸発散の観測

北海道開発局開発土木研究所 正会員 ○中津川 誠
 北海道開発局開発土木研究所 正会員 藤田 満士
 北海道開発局帯広開発建設部 平野 令緒
 日本気象協会北海道本部 中林 宏典

1. はじめに

近年、ラムサール会議の開催にみられるように、湿原の保全と利用について国際的にも関心が寄せられている。北海道では釧路をはじめ多くの湿原が分布しており、そこには豊かな生態系が形成されている。湿原の自然環境を維持する物理的条件として、降水がどのように植生や土壌に供給され、貯留、流出するかといった水文素過程が明らかにされる必要があるが、なかでも蒸発散現象は大きな不確定要因である。そこで、そのような湿原の環境を調べるために試験地を設け、各種計測を実施した。本研究では、湿原の地表面における熱環境、蒸発散の特性について観測結果に基づき報告する。

2. 湿原試験地の概要

水文現象や植生の遷移など湿原の特性を調べるため、図-1に示す北海道千歳市の美々に試験地を造成した。ここは元来湿原となっていた個所を30m×25m四方の矢板で囲い、ポンプや堰によって流入流出量をコントロールできるようにしている。このような流入量や試験地内の水位コントロールの下で熱収支や水収支などの物理的環境、植生の変遷などを調べることができる。今回は図-2に示す計測機器により、湿原の地表面における熱環境を観測し、それにとりもなう蒸発散の状況を調査した。なお、観測期間中はポンプや堰により流入量をコントロールし、試験地内の水位をほぼ一定に保つようにした。

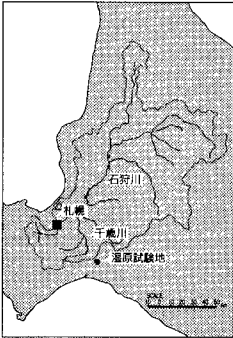


図-1 湿原試験地の位置

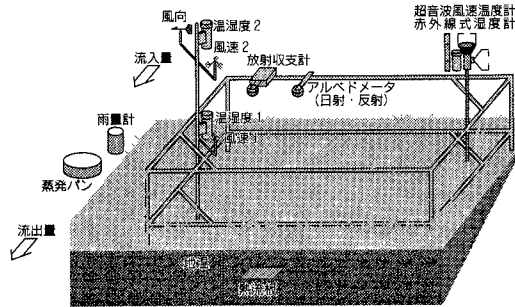


図-2 設置した計測機器

3. 湿原の地表面における熱収支

湿原植生に覆われた地表面における熱収支は次式のように表される。

$$R_n + H + LE + G = \rho_w C_w \frac{\partial T_w}{\partial t} z_w + \rho_a C_a \frac{\partial T_{veg}}{\partial t} z_{veg} \quad (1)$$

ここで、 R_n は正味放射量、 H は顕熱、 LE は潜熱、 G は地中伝達熱量、 ρ は密度、 C は比熱、 T は温度、 z は層厚をあらわし、添字 a 、 w 、 veg はそれぞれ空気層、水層、植生層をあらわす。この中で、 R_n は放射収支計、 G は地温計や地中熱流計、右辺の各項は水中や植生層の温度計の計測結果から推算することが可能である。また、顕熱と潜熱については、観測結果に基づき、傾度法と渦相関法により推定をおこなった。傾度法（式(2)）と渦相関法（式(3)）による顕熱と潜熱の推定式は次のように表される。

$$H = \rho_a C_a \kappa^2 \frac{(T_{a2} - T_{a1})(u_2 - u_1)}{(\ln((z_1 - d)/(z_2 - d)))^2} (\Phi_M \Phi_H)^{-1}, \quad LE = \rho_a \kappa^2 \frac{(q_{a2} - q_{a1})(u_2 - u_1)}{(\ln((z_1 - d)/(z_2 - d)))^2} (\Phi_M \Phi_E)^{-1} \quad (2)$$

$$H = \rho_a C_a \overline{w'T'}, \quad LE = \rho_a \overline{w'q'} \quad (3)$$

ここで、 κ はカルマン定数、 u は水平風速、 d は地面高修正量、 q は比湿、 w' 、 T' 、 q' はそれぞれ鉛直風速、温度、比湿の変動量、添字1、2は高度レベルをあらわす。また、 Φ_M 、 Φ_H 、 Φ_E は大気不安定度をあらわす指標で、リチャードソン数の関数として与えられる。なお、 d は2高度の風速に対数則をあてはめ、0.8mという結果を得た。

図-3には晴天日である1995年10月10日の熱フラックスを示す。ここでは、顕熱と潜熱について上記2手法で推定された結果を比較している。渦相関法は乱流計測により直接的に熱フラックスを計測する手法であり、傾度法の結果はそれに追従していることから、傾度法によって顕熱量と潜熱量がパラメタライズできることが確認できた。ただし、雨天や湿度の高い日はセンサーに水滴が付着し、湿度変動計による計測はできないため、今のところ、渦相関法による熱フラックスの推定は晴天日に限られている。

以上から、式(1)で示される各項を時系列的に推算した結果（日平均値）を図-4に示す。図中の QW 、 QV はそれぞれ植生層、水層の蓄熱量をあらわす（式(1)右辺の第1項と第2項）。なお、項別に推算した熱量は式(1)を満足していることを確認している。図から大気から供給される放射の大半は顕熱と潜熱（蒸発散）に分配されて失われ、地中や植生層、水層への熱輸送はわずかであることがわかる。また、9月中旬頃までは潜熱の寄与が大きい、それ以降気温が下がると、顕熱の寄与が大きくなる。ただし、総じて見ると湿原という条件の割に顕熱の寄与が大きかった。

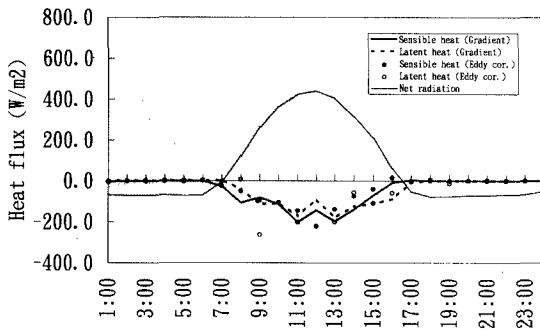


図-3 傾度法と渦相関法で推算された熱量
(1995 10/10)

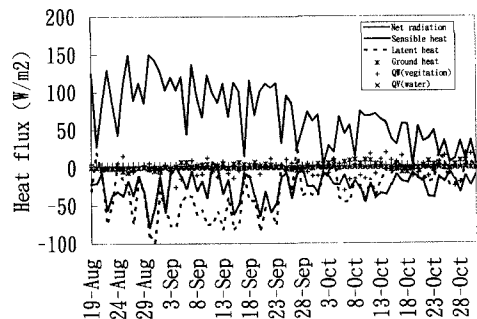


図-4 熱フラックスの日変化
(1995 8/19-10/31)

4. 蒸発散量の推算

次に傾度法によって実蒸発散量を推算し、蒸発皿（PAN）で計測された蒸発量、ペンマン法で推定される可能蒸発散量と比較した結果を図-5に示す。一般的に、蒸発散量は気温の低下とともに減少する傾向にあるが、とくに9月下旬以降においてそれが顕著であった。このことは降雨の影響を別とすれば、夜間に凝結が起き、蒸発散量の日総量から差し引かれたことも影響していると考えられる。すなわち、これが秋期にPAN蒸発量と実蒸発散量の差が拡大する一つの原因と考えられる。なお、1995年8月19日から10月15日までの期間で実蒸発散量はPAN蒸発量の46%となっていた。また、湿原では水供給が充分である一方、草が生い茂ると水面が遮蔽されるため、実蒸発散量はペンマンの可能蒸発散量より小さいことが示されている。この期間において、実蒸発散量は可能蒸発散量の64%であった。このことから、実蒸発散量はペンマンの可能蒸発散量に対し一定の比率であらわされることが確認できたが、その比率は季節とともに傾向的に変化していくように見える。

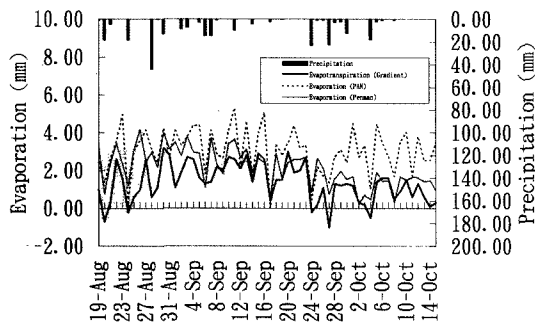


図-5 蒸発散量の変化
(1995 8/19-10/15)

5. おわりに

湿原試験地における熱環境、蒸発散に関する観測をおこない、その特徴を明らかにした。この中で、大気から供給される放射エネルギーは大半が顕熱と潜熱に分配され、夏期には後者が卓越するものの、湿原植生の蓄熱効果にともない、予想よりは顕熱の寄与も大きかった。また、蒸発散量についてはPAN蒸発量の約5割、ペンマンの可能蒸発散量の約6割強となっていた。とくに可能蒸発散量に対する比率は季節的にある傾向をもって変化しているようであり、今後はより期間を伸ばして観測し、この点について汎用的な分析をおこないたいと考える。

参考文献: 1) 竹内, 近藤: 大気科学講座1, 地表に近い大気, 東大出版会. 2) 近藤: 水環境の気象学, 朝倉書店.