

## 水稻耕作地における熱収支

楊 冬梅\* 岩田 徹\*\* 三浦健志\*\* 大滝英治\*\*

### Heat Budget on Rice Field

Dongmei YANG\*, Toru IWATA\*\*, Takeshi MIURA\*\* and Eiji OHTAKI\*\*

(Received November 25, 2003)

Experience of flux measurements over tall canopies has revealed that the eddy flux of sensible plus latent heat is about 30% smaller than the available radiant energy flux. A systematic observation was carried out to investigate the imbalance problem on rice field. The rice field represents a complex system consisting of rice plant, irrigated water and soil. Data obtained in this experiment show that appreciable underestimations of sensible and latent heat fluxes are not recognized but underestimations of 15 to 23% are counted in the soil heat flux.

**Key words:** Heat budget, Eddy correlation method, Sensible heat flux, Latent heat flux, Soil heat flux

#### 1 始めに

近年、地表面の状況によって熱収支が閉じない(インバランス)問題が議論されている。一般的には裸地面ではその程度が小さく、植被面では大きい。放射収支量に対する割合では20~30%、場合によってはそれ以上のインバランスになる場合がある(塚本, 2001)。また、世界フラックスネットワークの観測結果は、渦相関法で観測した顕熱と潜熱の和が有効エネルギーより小さいことを示している(e.g., Blanken *et al.*, 1997; Goulden *et al.*, 1996; J. J. Finnigan *et al.*, 2002)。

従来の熱収支のインバランスの研究では、地中貯熱量は1日の積算量で見ると殆どゼロになることが多いので、顕熱や潜熱にインバランスの原因究明の目的が絞られることが多かった(塚本, 2001)。しかし、顕熱と潜熱の測定精度は向上しており、残された主な不確定要素は植物群落の貯熱量と地中貯熱量である。

本研究の目的は最長期間にある水稻耕作地で、熱収支の各項、特に植物群落の貯熱量、水中・地中貯熱量等の特徴を明らかにすることである。

#### 2 観測方法

観測は岡山県玉野市にある岡山大学農学部附属八浜農

場(34°32'N, 133°56'E)で行った。八浜農場は岡山市の南方約15km、玉野市八浜町児島湾干拓地にある。八浜農場はおよそ300×300m<sup>2</sup>の広さを有しており、周辺も同様の農耕地に囲まれている。卓越風は夏には南東もしくは南西、冬には北西であり、最短の吹送距離は南方向で約500mである。

圃場では5月中旬に稲稈が播種され、2週間後に発芽する。7月~8月に水稻の生長は最も著しく、8月上旬に水稻群落の高さは約0.7mになる。8月下旬には出穂し、9月上旬に水稻の高さは1.0mに達し、11月上旬に稲が収穫される。このように、圃場では6月から11月上旬まで水稻群落で覆われている。その間、6月中旬に灌漑水が導入され、9月末までの水稻生育期間に、一週間周期で排水と湛水を繰り返している。2003年は月曜日に排水、木曜日に取水された。

風速、気温、水蒸気などの変動要素の信号は10Hzでサンプリングしハードディスクに、純放射は60秒毎にサンプリングしてハードディスクに、また、水中温度、地中温度、水稻体温度、地中熱流量などのデータは30秒毎にデータロガーに記録している。水深はアナログデータとして記録される。水深は日平均値を使い、他の熱収支の項は気象要素の30分平均値を使って議論した。

表1には測定項目及び使用した測定器をまとめた。

表1 測定項目及び使用した測定器

	測定項目	測定器	測定高度(cm)	記録間隔
変動要素	風速	超音波風向風速計(カイジョー(株)、DA-600-3T)	200	0.1 s
	気温			
	水蒸気	二酸化炭素・水蒸気変動計(アドバネット(株)、E009B)		
平均要素	純放射	放射収支計(米国・REBS社、Q*7)	200	60 s
	地中熱流量	熱流板(英弘精機(株)、MF-81)	0, -13	30 s
	水稻体温度	熱電対	50	
	灌漑水温度	熱電対	4	
	地中温度	熱電対	-1, -2, -5, -10, -18, -31, -49	
	水位	減水位計(池田計器、RR-200)	—	2 hr

### 3 解析方法

水稻群落を含む地表層の熱収支は、次の式で表される(近藤, 1994)。

$$NR = H + LE + G \quad (1)$$

ここで、 $NR$ は純放射、 $H$ は顕熱フラックス、 $LE$ は潜熱フラックスである。この $H$ と $LE$ は渦相関法で測定した。 $G$ は地表層貯熱量である。なお、 $NR$ 、 $G$ は下向きを正とし、他の項は上向きを正とする。

本研究では地表層貯熱量 $G$ は次の2つの方法により求めた。一つは水田の中にある裸地地表面に設置した熱流板による貯熱量( $G_0$ )であり、もう一つは、次式による水稻体、水中、土中の温度測定から貯熱量を求める方法である。

$$G = G_p + G_w + G_s \quad (2)$$

ここで、 $G_p$ は植物群落が貯留する熱量、 $G_w$ は水田の灌漑水に貯留される熱量、 $G_s$ は土壌表層に貯留される熱量である。以下において、 $G_p$ 、 $G_w$ 、 $G_s$ の求め方をまとめておく。

#### 3.1 植物群落貯熱量 $G_p$

植物群落貯熱量 $G_p$ は次式で近似した。

$$G_p = C_w m_w dT_p / dt \quad (3)$$

ここで、 $C_w$ は水の比熱、 $m_w$ は単位面積当りの水稻体の平均含水量、 $dT_p / dt$ は水稻体の単位時間の温度変化である。水稻群落貯熱量は、水稻乾物量の貯熱量と水稻に含まれる水体の貯熱量の和として与えられる。水稻群落の場合には、水体貯熱量が乾物貯熱量より大きいので、式(3)のように近似した。

$G_p$ を推定するために、水稻のサンプルを取り、水稻1本当りの平均含水量と乾物量を測定し、単位面積当りの水稻本数から $m_w$ を計算した。たとえば、2003年9月3日に測定した値は、単位面積当りの水稻体の平均含水量 $m_w$ は約2.3kg、含水率は約70%である。また、銅-コンス

タンタンの細線で作った熱電対を水稻の茎の中に差込み、水稻体の温度を測定した。

2003年9月7日~8日に測定した $G_p$ の日変化を図1に示す。水稻群落の温度は正午にピークを迎えるため、 $G_p$ は午前中に正を示し、午後を負となり、夜間ほぼゼロになる。 $G_p$ の値は $-6 \sim 10 \text{ W m}^{-2}$ であり、後述する $G_s$ 、 $G_w$ に比べると1桁以上小さい。この結果は、Seo(1958)やOke(1978)の指摘と同じであり、エネルギー収支では無視できる量である。

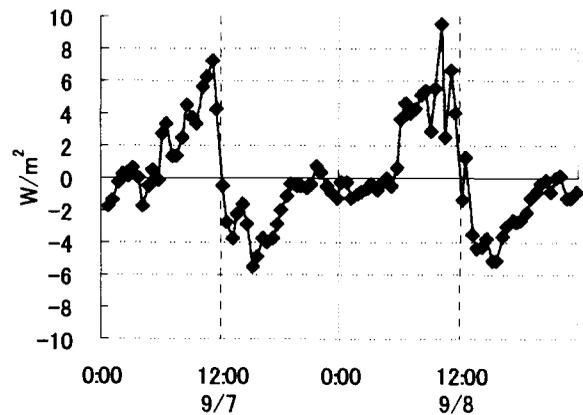


図1 水稻群落貯熱量の日変化

#### 3.2 灌漑水の貯熱量 $G_w$

灌漑水の貯熱量 $G_w$ は次式で求めた。

$$G_w = C_w \rho_w D_w dT_w / dt \quad (4)$$

ここで、 $C_w$ は水の比熱、 $\rho_w$ は水の密度、 $D_w$ は灌漑水の深さ、 $dT_w / dt$ は灌漑水の単位時間の温度変化である。

#### 3.3 土壌層貯熱量 $G_s$

2003年夏、八浜農場の水・土壌温度の鉛直分布を測定し、

土壌温度の日変化が1°C以下になる深さは約40cmであることを知った。今回の観測では、この40cmの土壌をD<sub>1</sub>~D<sub>6</sub>の6層に分けて(図2)、土壌層の貯熱量G<sub>s</sub>を計算した。

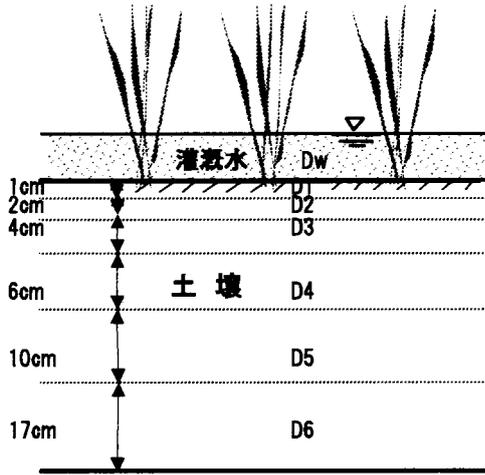


図2 灌漑水,土壌の層の分け方

$$G_s = \sum_{i=1}^6 C_{si} \rho_{si} D_{si} dT_{si} / dt \quad (5)$$

実際にG<sub>s</sub>を計算するには、土の体積熱容量C<sub>s</sub>ρ<sub>s</sub>と土壌各層の中間部での温度T<sub>s</sub>の値が必要である。

地中zにおける地中熱フラックスG(z)と温度T<sub>s</sub>との関係はフーリエの法則で表される。

$$G(z) = -\lambda \partial T_s / \partial z \quad (6)$$

ここで、λは熱伝導率である。式(6)を連続の式と結びつけば時間依存の熱伝導微分方程式が得られる(Campbell, 1985; Monteith, 1973)。

$$\partial T_s / \partial t = a \partial^2 T_s / \partial z^2 \quad (7)$$

ただし、a=λ/(C<sub>s</sub>ρ<sub>s</sub>)は熱拡散係数であり、熱拡散係数と比熱とが深さによって変化しないと仮定している。表面温度が次式

$$T_s(0,t) = A(0) \cos \omega t + \bar{T}_s \quad (8)$$

で与えられる時、任意の深さzと時間tにおける温度は次式で与えられる。

$$T_s(z,t) = A(0) \cos(\omega t - \epsilon) + \bar{T}_s \quad (9)$$

ここで、A(0)は土の表面における温度変化の振幅、 $\bar{T}_s$ は土表面の平均温度、ωは角振動数、 $\epsilon = z(\omega/2a)^{1/2}$ は位相の遅れである。

式(6)と位相遅れεの情報を使ってλとC<sub>s</sub>ρ<sub>s</sub>の値を求める。2003年8月~9月の晴天、かつ急な水位の変動のない日のデータを選んで、地中温度(-10cm、-18cm)と熱流板(-13cm)により観測した熱流量を用いて、熱伝導率λ、位相差ε、熱拡散係数a、体積熱容量C<sub>s</sub>ρ<sub>s</sub>を計算した(表2)。灌漑水のある日のC<sub>s</sub>ρ<sub>s</sub>の平均値は4.59±1.54 J cm<sup>-3</sup> °C<sup>-1</sup>、灌漑水のない日のC<sub>s</sub>ρ<sub>s</sub>の平均値は3.46±0.62 J cm<sup>-3</sup> °C<sup>-1</sup>である。C<sub>s</sub>ρ<sub>s</sub>の値は乱れているが、灌漑水有無により異なったC<sub>s</sub>ρ<sub>s</sub>の値が得られており、有意な

結果を示しているように思える。

表2 土壌の体積熱容量

単位	λ W cm <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup>	ε hr	a cm <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>	C <sub>s</sub> ρ <sub>s</sub> J cm <sup>-3</sup> °C <sup>-1</sup>
灌漑水のある日				
8月2日	0.0084	5.0	0.0014	6.17
8月3日	0.0077	4.0	0.0021	3.61
8月4日	0.0063	5.5	0.0011	5.62
8月22日	0.0063	4.0	0.0021	2.97
灌漑水のない日				
8月6日	0.0168	3.0	0.0038	4.46
8月7日	0.0141	3.0	0.0038	3.74
9月8日	0.0140	2.5	0.0054	2.58
9月17日	0.0174	2.5	0.0054	3.20
9月29日	0.0131	3.0	0.0038	3.46
9月30日	0.0124	3.0	0.0038	3.29

#### 4 結果及び考察

##### 4.1 灌漑水のある日の熱収支例

水稻の生育が最も旺盛な時期で、晴天日の熱収支例を示すために、2003年8月2日~4日を選んだ。水田には約4~7cmの灌漑水が存在していた。NR、H、LEの日変化を図3に示す。NRの最大値は約620 W m<sup>-2</sup>である。NRが分配される熱フラックスの中では、LEが最大で、最大値は約400 W m<sup>-2</sup>に達している。Hの最大値は約50 W m<sup>-2</sup>である。計算されたGo、Gw、Gsを図4に示す。裸地表面に設置された熱流板で観測したGoの最大値は約230 W m<sup>-2</sup>である。Gwは水深が深い8月2日に大きく、水深の浅い8月4日に小さい。Gsは8月2日に最大値が約100 W m<sup>-2</sup>であり、3日、4日にはGwとほぼ同じく約130 W m<sup>-2</sup>である。

H、LE、Goの合計値とNRとの比較を図5に示す。H、LE、Goの合計値はNRの値とよく一致している。NRが正の値を示す時間帯のNRの積分値とH+LE+Goの積分値を比較すると、3日間NR積分値の平均は7.45×10<sup>8</sup> J m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>であり、H+LE+Goとの不一致さは2%以下である。

次にGoの代わりに土中、水中の温度変化から推定したGsとGwの値を用いて、NRと比較してみる(図6)。12時のピーク値は両者よく一致しているが、前と同じ方法で計算したH+LE+Gw+Gsの積分値はNRの値より約16%小さい。この差は午前の立ち上がり時のH+LE+Gw+Gsの値がNRより小さいことが差異の主因となっている。Gsに含まれるC<sub>s</sub>ρ<sub>s</sub>に起因する不確実さを解決することが、熱収支のインバランス問題のキーポイントである。

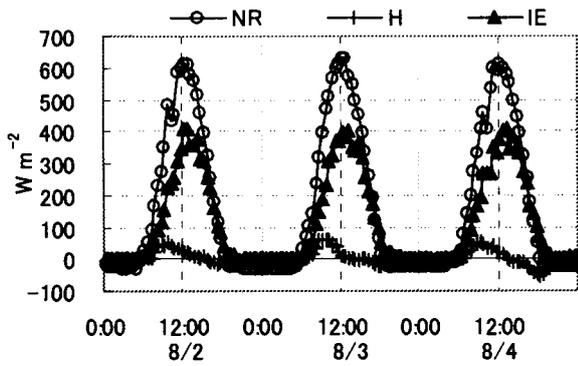


図3 NR, H, LE の日変化

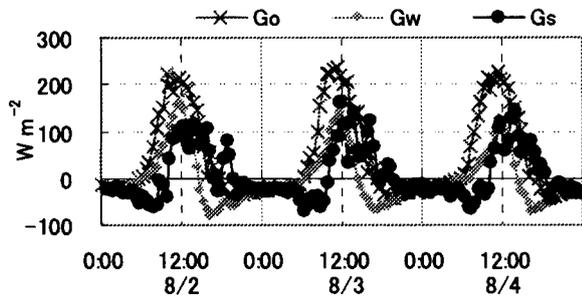


図4 Go, Gw, Gs の日変化

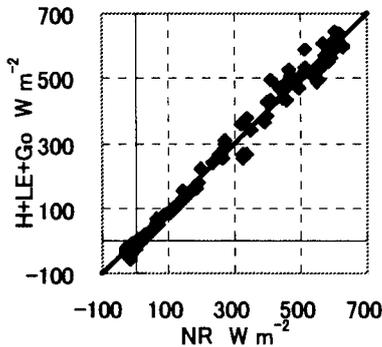


図5 NR と H+LE+Go の比較

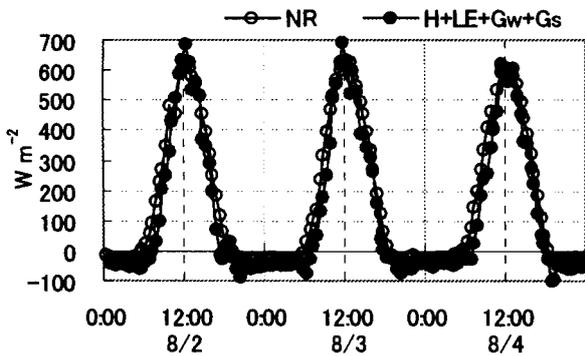


図6 NR と H+LE+Gw+Gs の日変化

#### 4.2 灌漑水のない日の熱収支例

灌漑水のない日の例として2003年8月6日の熱収支を調べる。

$H, LE, Go$  の合計値と  $NR$  との比較を図7に示す。 $H+LE+Go$  の値と  $NR$  の値はよく一致している。 $NR$  が正の値を示す時間帯の積分値は  $6.68 \times 10^8 \text{ J m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  であり、 $H+LE+Go$  の値は  $6.64 \times 10^8 \text{ J m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  である。両者の差は1%以下である。 $Go$  の代わりに  $Gs$  の値を用いた  $H+LE+Gs$  と  $NR$  の日変化を図8に示す。灌漑水のある日の例と同じく、午前中の  $H+LE+Gs$  の立ち上がりの力が弱い。 $NR$  と  $H+LE+Gs$  の差は約23%である。

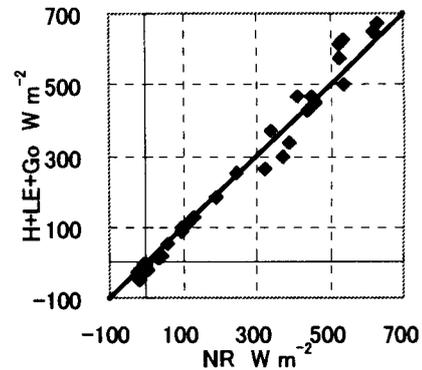


図7 NR と H+LE+Go の比較

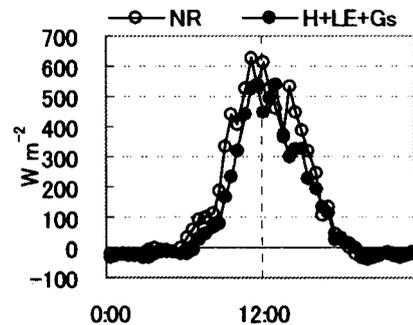


図8 NR と H+LE+Gs の日変化

以上の結果は次のようにまとめることができる。灌漑水の有無に関わらず、 $NR$  と  $H+LE+Go$  の値はよい一致を示した。しかし、 $H+LE+Go$  と  $H+LE+Gs$  (または、 $Gs+Gw$ ) との間には約15~23%の不一致が認められた。本研究では、土壌各層で  $C_s \rho_s$  は一様であるとした理論に基づいて解析を行った。現実の八浜農場では、土壌水分量が常に変化していて、 $C_s \rho_s$  が一様という仮定に疑問を感じるが多かった。有意な差異を小さくする努力が求められているが、今回の一連の研究により、土中の温度分布を高精度で測定すれば、土壌を解析可能な単純系として扱えることが実感できた。

## 5 終わりに

水稲生育時の水田における熱収支を解析した。得られた知見は次のようにまとめることができる。

- 1) 水稲群落の貯熱量は  $10\text{W m}^{-2}$  以下であり、小さいことが確認できた。
- 2) 水稲最生長期において、灌漑水の有無に関わらず熱流板で測定された熱流量と顕熱、潜熱の合計値は純放射とよく一致した。この結果は、渦相関法によって計算された顕熱、潜熱の値が信用できることを意味している。
- 3) 土壌表面を層分けして土層と水層の温度変化から  $G_s$  と  $G_w$  を推定した値は  $G_o$  より小さい値を示した。これは土層と水層での体積熱容量の測定精度、或いは、基礎としている理論の適用性の限界を示唆しているが、土層の温度分布を高精度で測定すれば、土壌を単純系として扱い得ることが分かった。

謝辞：岡山大学農学部附属八浜農場での観測に当たり、農場の使用を快く許可して下さった多田正人主任に感謝します。

### 参考文献

- Blanken, P. D., Black, T. A., Yang, P. C., Neumann, H. H., Nesic, Z., Staebler, R., den Hartog, G., Novak, M. D., and Lee, X. (1977): Energy balance and canopy conductance of a boreal aspen forest: Partitioning overstory and understory components, *J. Geophys. Res.* 102(D24), pp.28,915-28,927.
- Campbell G. S. (1985): パソコンで学ぶ土の物理学 (中野政詩訳)、鹿島出版会
- Finnigan J. J., Clement R., Malhi Y. Leuning R., and Cleugh H. A. (2003): A re-evaluation of long-term flux measurement techniques ( I ), *Boundary-layer meteor* 107, pp.1-48
- Goulden, M.L., Munger, J. W., Fan, S-M., Daube, B. C., and Wofsy, S.C. (1996): Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance methods and a critical evaluation of accuracy , *Global Change Biol.* 2, pp.169-183
- 近藤純正 (1994): 水環境の気象学、朝倉書店
- Monteith J. L. (1973): *Principles of Environmental physics*. Edward Arnold
- Oke. T. R. (1978): *Boundary laryer climates*, Routledge, Taylor and Francis Group, Great Britain
- Seo T. (1958): A microclimatological study of thermal exchange at the earth's surface (III). *Research Report of the Kochi Univercity*, Vol. 7, No. 21, pp.11-16
- 塚本修 (2001): 地表面フラックス測定法、気象研究ノート(第 199 号)、日本気象学会、pp.2-4