

あわらにおけるフラックス・蒸発量観測 2012

宇治橋康行*

Observation of heat flux and evaporation at Awara in 2012

Ujihashi Yasuyuki

Abstract

The heat fluxes and evaporation rate are observed by three methods at Awara observation site near Lake Kitagata, Aware City Fukui Prefecture in 2012. One is the water balance method using soil columns and two are meteorological methods, Bowen ratio method and eddy correlation method with heat budget equation. The measured latent heat flux by using Bowen ratio is 8.2% smaller than that of by eddy correlation method. The difference of evaporation rate between measured by soil columns and meteorological methods are ranging -0.3 to 0.28 mm/h. The differences are mainly caused by poor accuracy of the soil column method.

Keywords : evaporation, Bowen ratio method, eddy correlation method, boundary layer, heat flux

1. はじめに

地表面からの蒸発は大気－陸面間の主要な熱・水交換過程の一つであり、地域スケールの気象環境から地球規模の気候システムに大きな影響を持ち気候モデルにおける重要な要素となっている。また、工学的にも地表面からの蒸発量を知ることは水資源の維持・利用および開発に必要な情報である水資源賦存量（＝対象地域の総降水量－蒸発量）の推定、農作物の成長における土壌水分管理の上からも不可欠な情報である。したがって、長期間の蒸発量を正確に把握することは極めて重要な課題である。

地表面蒸発量の直接的な観測法の代表的なものとしてライシメータ法があるが、正確な長期連続自動観測を行うには大型の装置を必要とし、現在、国内外でこの方法はほとんど行われていない。他の直接法として土壌水分変化量から蒸発量を求める方法もあるが、土壌の空間的不均一性が強いことや、植生の根茎が地表面付近にある場合正確な測定が難しいなどの問題がある。このため、現在では傾度法、空気力学的方法、熱収支 Bowen 比法、渦相関法などの気象学的方法が広く用いられている。熱収支 Bowen 比法は地表面の熱収支観測と 2 高度での気温、比湿の観測データから蒸発量が容易に求められるが、観測場所や大気の安定度にその適用が制限される。地表面からの蒸発は乱流による水蒸気輸送現象であり、10Hz 以上のサンプリング間隔で乱流変動による熱輸送（潜熱フラックス）を直接計測することによって測定できる。それが渦相関法であり、最も理論的に正確な測定法であると言われているが測定に難しさがあるとともに、得ら

* 建築生活環境学科

れた値はある高度での値であり、我々が知りたい地表面からの蒸発量であるかどうかという根本的な問題もある。

本研究では、福井工業大学あわら学舎観測露場において 2012 年に行った 2 重円筒式土壌カラム（簡易重量式ライシメータの一種）を用いて直接測定した蒸発量と微気象法である Bowen 比法および渦相関法と地表面熱収支式を用いた蒸発量測定結果について述べる。

2. 渦相関法と乱流輸送

単位質量の空気中にある物質質量（スカラー量）を C ，空気の密度が ρ のとき鉛直風速 w があるときこれによって単位時間，単位面積あたりに輸送される物理量のある時間の平均値は

$$F_{lux} = \overline{w \cdot \rho C} \quad (1)$$

と表せる。ここに、オーバーバーは時間平均を表す。鉛直風速および物質質量をそれぞれ平均値と平均値からの変動量（プライム：'）との和として次のように表わされる。

$$C = \overline{C} + \hat{C} \quad (2)$$

$$w = \overline{w} + \hat{w} \quad (3)$$

式 (2)，(3) を式 (1) に代入すると， $\overline{\hat{C}} = 0$ ， $\overline{\hat{w}} = 0$ であるからフラックス F_{lux} は

$$F_{lux} = \rho \overline{w \hat{C}} + \rho \overline{\hat{w} \hat{C}} \quad (4)$$

となる。平面上では流れが 2 次元的であるから $\overline{\hat{w}} = 0$ となり，乱流によるフラックスは，

$$F_{lux} = \rho \overline{\hat{w} \hat{C}} \quad (5)$$

で求められる。いま，物質質量として顕熱 ($c_p T$) を考えると，顕熱フラックス H は

$$H = c_p \rho \overline{\hat{w} \hat{T}} \quad (6)$$

で求められる。ここで， c_p ：空気の定圧比熱 ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)， T ：温度 (K) である。

3. 地表面熱収支と Bowen 比法による蒸発量測定

地表面の熱収支は

$$R_{net} - G = H + lE \quad (7)$$

と表される。ここで， R_{net} ：正味放射量， G ：地中伝導熱量， lE ：潜熱フラックス， l ：水の気化潜熱， E ：蒸発量である。フラックスの符号は正味放射量については地表面に入射する向きを正に，その他の項は地表面から放出される向きを正にとる。正味放射量は次式で表される。

$$R_{net} = (1 - Al)SR\downarrow + L_{\text{Down}} - L_{\text{Upword}} \quad (8)$$

ここで， $SR\downarrow$ ：全天日射量， Al ：アルベド， L_{Down} ：大気放射量， L_{Upword} ：地表面放射量である。したがって，正味放射量，地中伝導熱量および顕熱フラックスの観測値があれば式 (7) の熱収支式から残差項として潜熱フラックスが求められる。

Bowen 比は顕熱と潜熱の比として次式で定義されている。

$$B = \frac{H}{l E} \quad (9)$$

式 (7), (9) から潜熱フラックスは Bowen 比を用いて

$$l E = \frac{R_{net} - G}{l + B} \quad (10)$$

と求められる。

乱れによる拡散係数が分子拡散と同様の形式で表されると仮定すると、顕熱フラックスは

$$H = c_p \rho \overline{\dot{w} \tilde{T}} = -K \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (11)$$

と書ける。これを Boussinesq 近似といい、 K を渦拡散係数 (eddy diffusivity) と呼ぶ。これを用いれば、顕熱フラックスは

$$H = -c_p \rho (K_m + K_H) \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (12)$$

と表される。ここで、 K_m : 分子拡散係数、 K_H : 渦拡散係数である。通常、 $K_H \gg K_m$ であるので、顕熱フラックスは

$$H \approx -C c_p \rho (K_m + K_H) \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (13)$$

と表せる。いま、あまり離れていない 2 つの高度 z_1, z_2 での気温をそれぞれ T_1, T_2 とすると、

$$H = -c_p \rho u_*^2 \frac{K_H}{K_M} \frac{T_2 - T_1}{u_2 - u_1} \quad (14)$$

が得られる。ここで、 u_* : 摩擦速度、 K_M : 運動量の渦拡散係数、 u_1, u_2 : 高度 z_1, z_2 での風速である。ここで、気温と風速の分布に対数分布則を用いれば u_1, u_2 はそれぞれ

$$u_1 = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right), \quad u_2 = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right)$$

と表される。ここで、 $\kappa \approx 0.4$: カルマン係数である。上の 2 式から z_0 を消去すれば

$$u_* = \frac{\kappa(u_2 - u_1)}{\ln(z_2/z_1)}$$

を得る。さらに、大気の状態が中立と仮定し、 $K_H/K_m \approx 1$ を用いれば、結局、顕熱フラックスは

$$H = -c_p \rho \frac{\kappa^2 (u_2 - u_1) (T_2 - T_1)}{\{\ln(z_1/z_2)\}^2} \quad (15)$$

で求められる。

潜熱フラックスも顕熱フラックスの場合と同様に、渦による潜熱(水蒸気)の拡散係数を用いて

$$l E = l \rho \frac{\partial q}{\partial z} \quad (16)$$

と表される。ここに、 q : 比湿 (= 水蒸気の密度 / 湿潤空気の密度) である。比湿は水蒸気圧 e を

用いて近似的に

$$q = 0.623 \frac{e}{p}$$

と表される。ここに、 p ：大気圧である。上式を用い、顕熱の場合と同様に風速，比湿(水蒸気圧)の分布に対数側を適用すれば，

$$l E = -l \rho \frac{0.623}{p} \frac{\kappa^2 (u_2 - u_1)(e_2 - e_1)}{\{\ln(z_1/z_2)\}^2} \quad (17)$$

を得る。上の結果から，式 (15)，(17) を用いれば Bowen 比は

$$B = \frac{H}{l E} = \frac{c_p(T_2 - T_1)}{l(q_2 - q_1)} \quad (18)$$

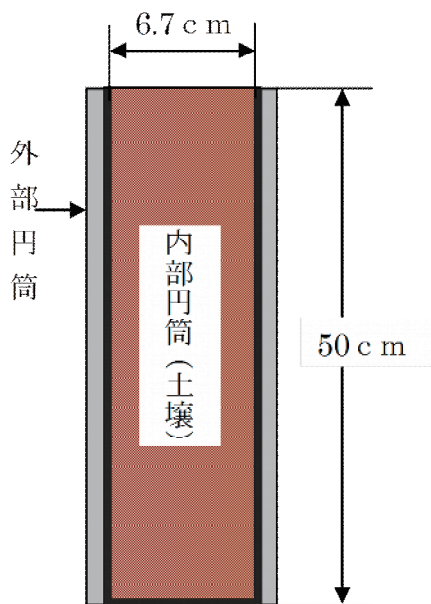
となり，2 高度での気温および比湿（あるいは水蒸気圧または相対湿度）のデータから Bowen 比を求めることができ，式 (10) から潜熱フラックスを求めることができる。また，顕熱フラックスは式 (9) から

$$H = B l E$$

と求められる。

4. 観測とデータ処理

観測は福井工業大学あわらキャンパス内の観測露場で行った。地表面蒸発量の直接観測は，図－1 に示す内径 6.7 cm の小型 2 重円筒型土壌カラム 4 本および内径 12.7 cm の大型カラム 2 本を用いて行った。観測は 9 時～18 時あるいは 19 時まで 1 時間間隔で内部円筒の重量を測定し，蒸発量を求めた。



図－1 小型 2 重円筒型土壌カラム



写真－1 超音波風速計

渦相関法を用いた顕熱フラックスの観測には、写真-1に示す Gill 社製超音波風速温度計 R3 1210-K 2 台（設置高さ 4.7m(第 1 層)および 8.9m(第 2 層))を用いた。この測器のサンプリング間隔は 10Hz、風速、温度を測定するトランスデューサーは 120 度間隔で取り付けられているが、出力は直交 3 成分 u , v , w が出力される。フラックス計算の前に、 x 軸を主流方向とする座標軸の水平回転の後、平均鉛直成分を 0 にする座標回転を行った。

$$U = u \cos \theta + v \sin \theta \quad (19)$$

ここで、 U ：主流風向風速， θ ：座標軸水平回転角。

回転後の鉛直風向成分を W とするとその平均値は

$$\overline{W} + \overline{W'} = -(\overline{U} + \overline{U'}) \sin \varphi + (\overline{w} + \overline{w'}) \cos \varphi \quad (20)$$

となる。ここで、 $\overline{W'} = 0$, $\overline{U'} = 0$ であり、回転角 φ は $\overline{W} = 0$ とする角度であるから φ は

$$\varphi = \tan^{-1} \left(\frac{\overline{w}}{\overline{U}} \right) \quad (21)$$

と求められる。超音波風速温度計により測定される温度は仮音温度と呼ばれ、気圧、水蒸気圧の影響を受ける。気圧の影響は小さく無視できるが、水蒸気の影響は必要である。しかし、本研究では比湿の時間変動を測定していないことおよび温度変動成分への影響は小さいので、水蒸気補正は行わずに顕熱フラックスを計算した。平均時間は 30 分とし、30 分ごとに上記の座標変換を行った。

5. 観測結果と考察

5.1 フラックス測定結果

フラックスの観測は毎日おこなっているがここでは土壌カラムを用いて蒸発量の測定を行った 2012 年 8 月 21 日～23 日、27 日および 9 月 29 日の 5 日間の測定結果について示す。図-3 は 2 高度で測定された顕熱フラックスおよび潜熱フラックスを比較したものであり、第 1 層の測定値を横軸に、第 2 層の測定値を縦軸にとってプロットしたものである。図中の式と R^2 はそれぞれ、

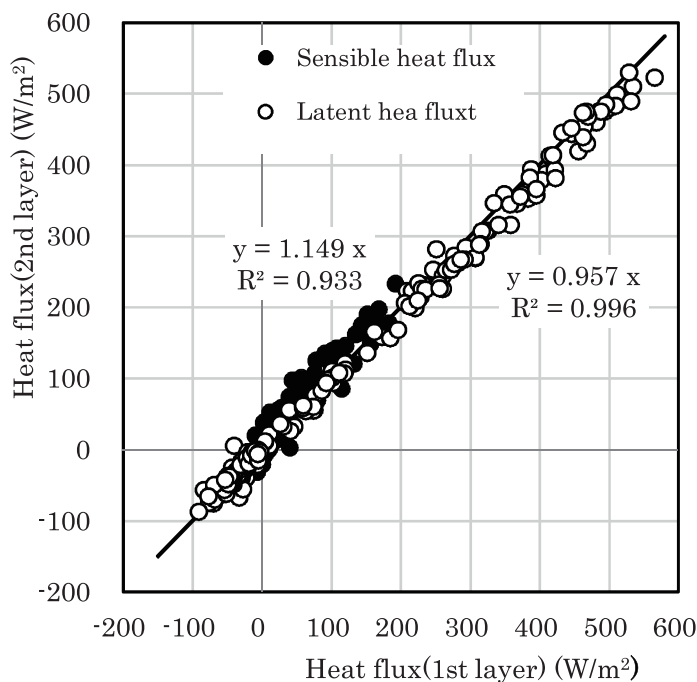


図-3 第 1 層と第 2 層のフラックス測定値の関係

各フラックスの原点を通る回帰式と寄与率を示している。図-3 から分かるように顕熱フラ

ックスに関しては、地表面に近い第1層の値より第2層の値が平均値として約15%、過大、最大約 52 W/m^2 の差があるが、両者の相関は高い。接地層内において水平方向の移流が無ければ一様水平面においては鉛直方向フラックスは一定となることが知られている。しかし、本研究の観測露場周辺の地表面および微地形は一様ではなく、また風速分布は対数分布側に従っておらずフラックスは鉛直方向に一様に輸送されていないことが2高度での差の要因となっていると考えられる。潜熱フラックスについては、本研究では熱収支式の残差項として求めているので顕熱フラックスの場合とは逆に第1層のフラックスが平均して4.3%過大、その差の最大は約 120 W/m^2 となっているが両者はほぼ完全相関に近い。

Bowen 比法によるフラックス測定に用いる2高度のデータの組合せについては、本研究の気象観測タワーには4高度に温室時計が設置されているので5通りの組合せが可能であるが、高さ2m, 6mのデータを用いた場合を除

いて良い結果が得られなかったので渦相関法による測定値や土壌カラムを用いて測定した蒸発量との比較には2m, 6mのデータを用いて求めたフラックスを用いた。図-4はその値を用いたBowen比法と渦相関法により第1層で測定されたフラックスを比較したものである。図から潜熱フラックスについてはBowen比法による測定値が平均して約8.2%過小であるが相関は高い

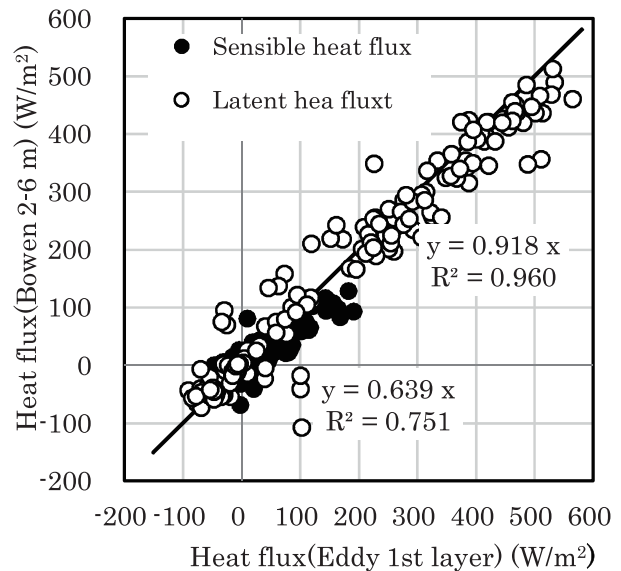


図-4 渦相関法と Bowen 比法によるフラックス測定値の比較

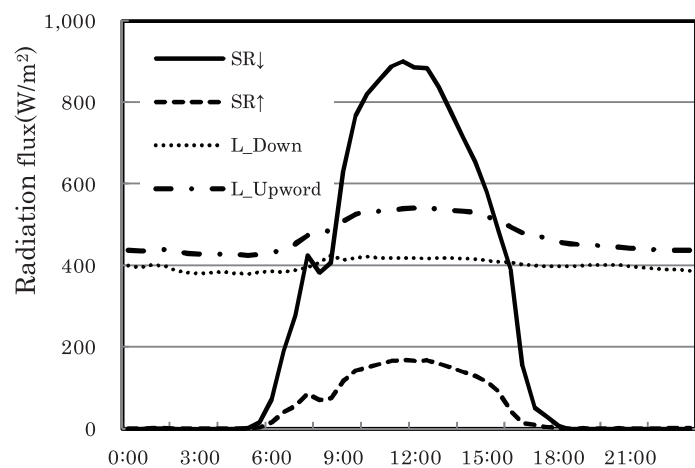


図-5 放射量の日変化 (2012/8/23)

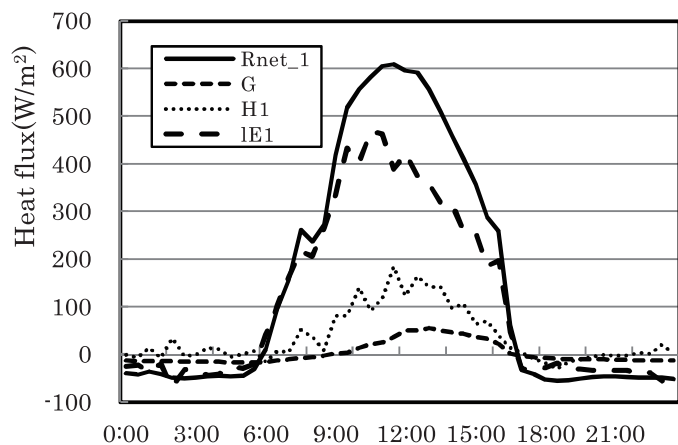


図-6 フラックスの日変化 (2012/8/23)

ことが分かる。一方、顕熱フラックスについては Bowen 比法による測定値は平均して渦相関による測定値の約 64%に過ぎず、相関も他の場合に比べかなり悪い。この理由としては、渦相関法は大気の状態にかかわらず精度良い測定が可能であるのに対して、Bowen 比法の適用には大気の安定度や観測露場周辺の地表面条件などの影響を受けているからであると考えられる。

図-5, 6 はそれぞれ放射量およびフラックスの日変化の例を示したものである。図-5 から長波長放射量の日変化は小さく長波長放射収支は負であること、正味放射量の主要な成分は日射量であり、地表面アルベド($SR\uparrow/SR\downarrow$)は太陽の角度(時刻)によって変化するが平均値はおよそ 0.18, すなわち日射量の約 18%が地表面で吸収されずに反射されていることが分かる。今回の 5 日間の

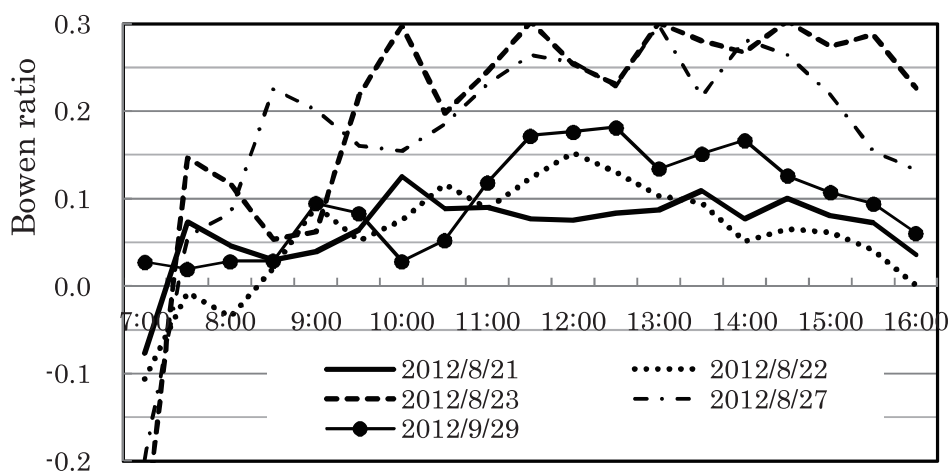


図-7 Bowen 比の日変化

観測を通じて全体の傾向はほぼ同じであった。

図-6 から地表面で吸収された正味放射量の大部分(約 94%)は顕熱と潜熱に配分され、Bowen 比の平均値が約 0.22 であることから正味放射量の約 74%が潜熱、すなわち蒸発に使われていることが分かる。図-7 の測定を行った 5 日間の Bowen 比の日変化に示すように 8 月 23 日は観測日の中で Bowen が大きく顕熱に配分される熱量が最も大きい日であった。他の 4 日では、日中の平均 Bowen 比は、それぞれ 0.075, 0.079, 0.177 および 0.105 であった。以上の結果から地表面に吸収された放射量の 74~94%が潜

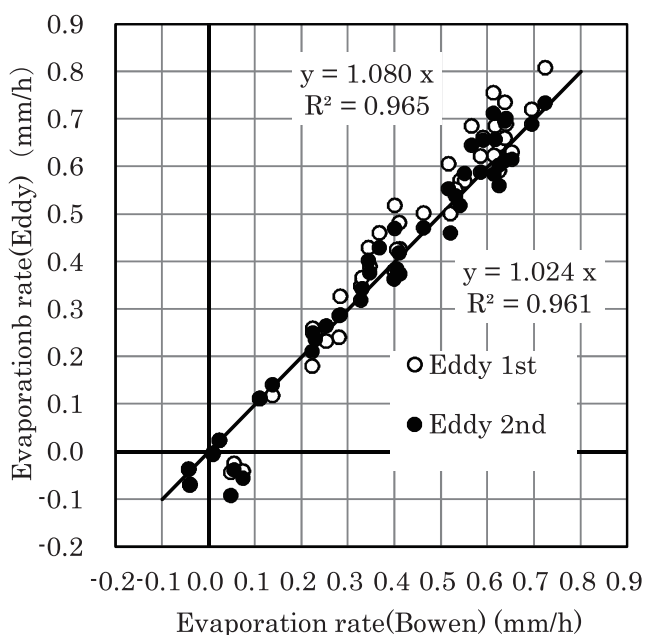


図-8 Bowen 比法と渦相関法による蒸発量の比較

熱フラックス，すなわち蒸発に使われる熱であることが分かる。

5.2 蒸発量の測定結果

図-8はBowen比法と渦相関法を用いて求めた5日間の時間蒸発量を比較したものである。渦相関法に基づいて求めた値に対してBowen比法を用いて求めた値が過小になっている。両者の差は，第1層の値とは平均8%，第2層の値とは平均2.4%であり，時間蒸発量にして最大0.1mm程度である。図-9，図-10は，それぞれカラム蒸発量と3つの微気象法による測定値とその日変化を比較したものである。日変化の傾向はほぼ同じであるが

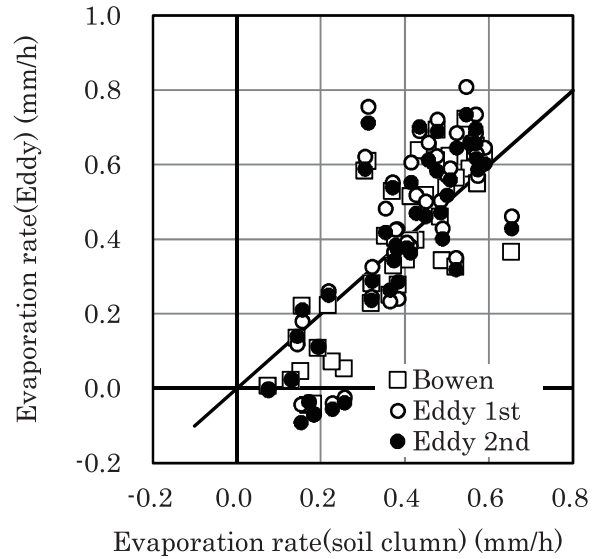
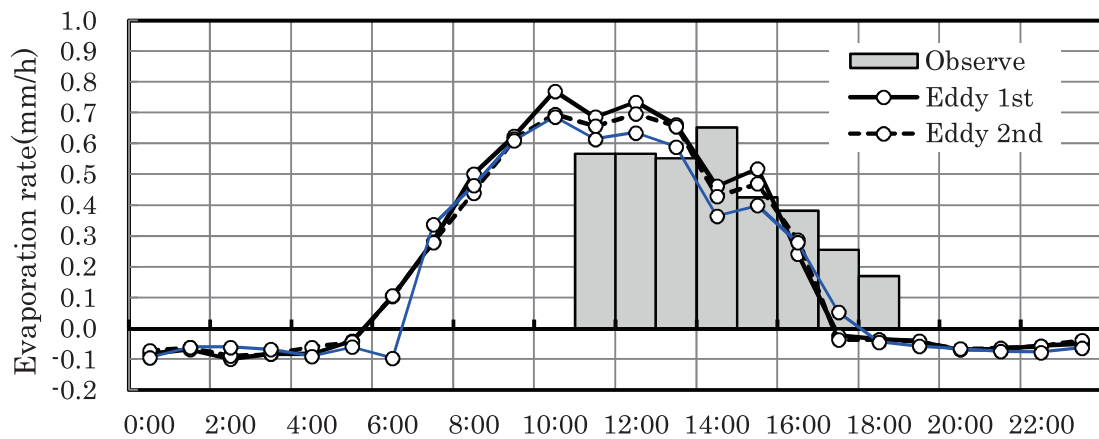
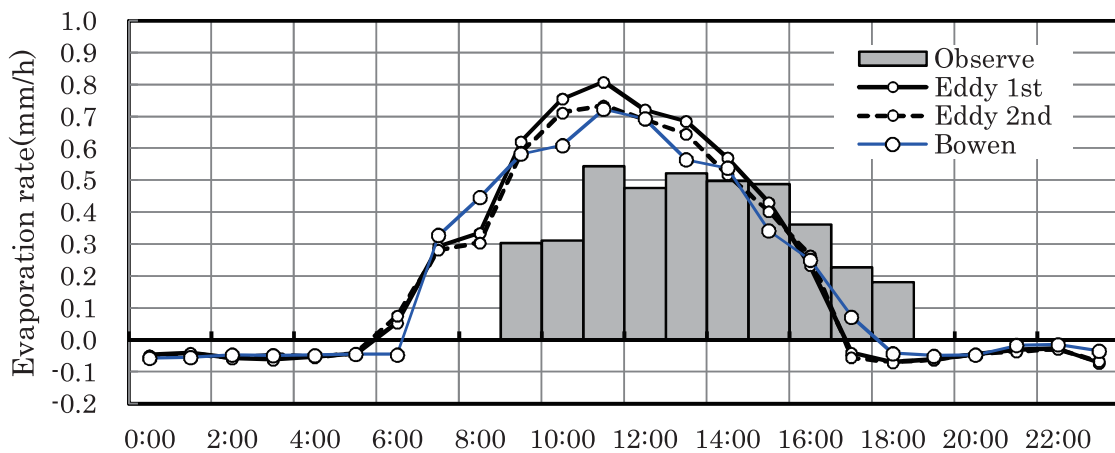


図-9 カラム蒸発量と微気象法による蒸発量との比較

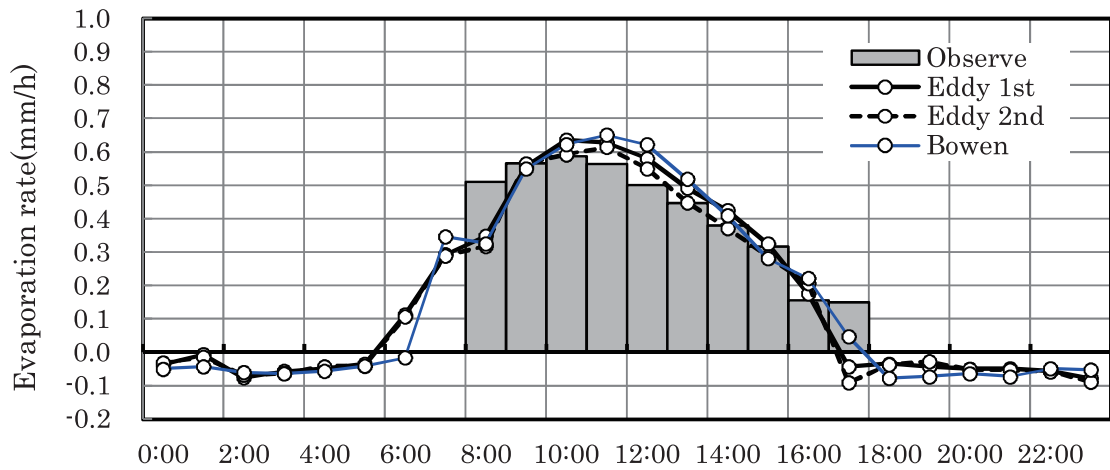


(a) 2012年8月21日

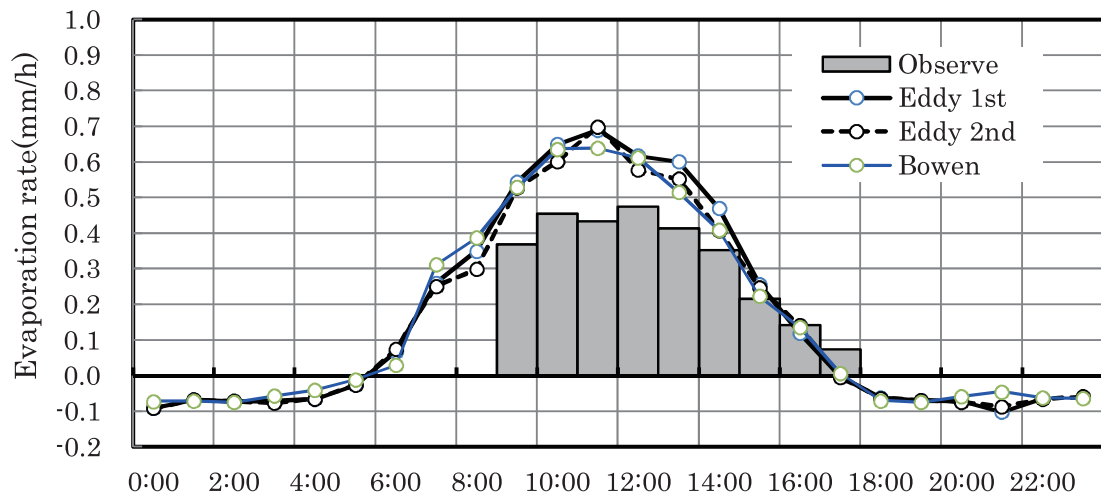


(b) 2012年8月22日

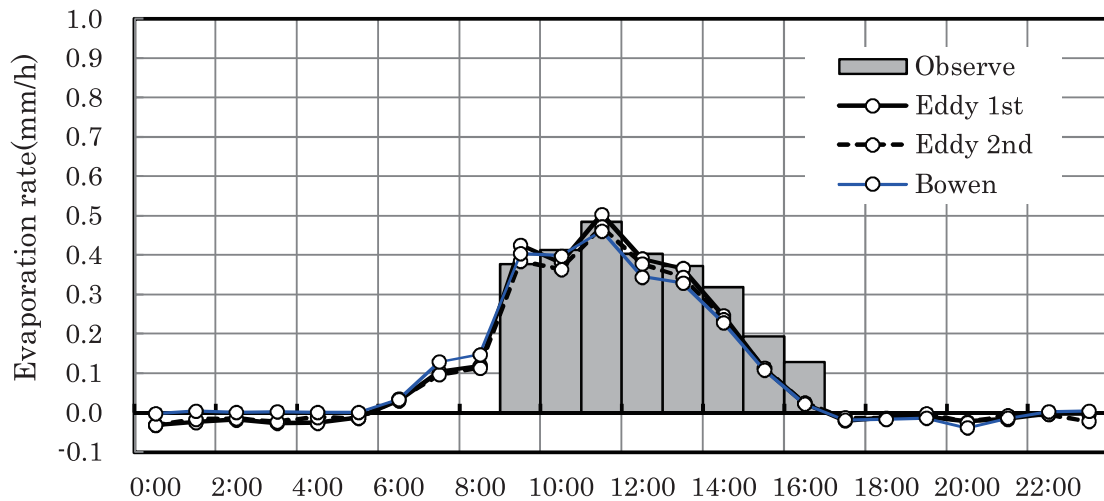
図-10 カラム蒸発量と微気象法による蒸発量の日変化の比較



(c) 2012 年 8 月 23 日



(d) 2012 年 8 月 27 日



(e) 2012 年 9 月 29 日

図-10(続き)

、図-9、10に見られるように8月23日、9月29日の2日を除いてカラム蒸発量は蒸発の最盛期には微気象法による測定値より過小、蒸発の減少期に過大となる傾向がみられる。特に、微気象法では蒸発ではなく凝結と計算される夕方に0.1mm前後の蒸発が観測されている。この差の原因として、1) 微気象法により観測されたフラックスがある高さ、渦相関法に基づく測定では4.7m および 8.9m、Bowen 比法では 2-6m、での測定値であり、地表面からのフラックスと異なる、2) 微気象法による測定は熱収支式に基づいているが、この測定値に含まれる誤差および3) カラム蒸発量の測定誤差の3つが考えられる。1) についてはすでに述べたようにフラックス観測における根本的問題の一つであるが、今回の観測では、観測高さが4.7m、8.9m 低くいため地表面フラックスとの差がそれほど大きくないと考えられる。2) の熱収支各項についても蒸発量にこれほどの差が出るほどの観測誤差は考えにくく、3) の土壌カラムを用いた観測値の誤差が主な原因であると考えられる。土壌カラムを用いた蒸発量としては小型カラム4と大型カラム2本の平均値を用いたが、各カラムの観測値にかなりのばらつきが見られ、他のカラムの値と大きく異なるものは除外したが、カラムの土壌特性、特に、密度および植生は一様ではなく、また周辺露場の植生とは必ずしも同じではないことおよび土壌の空間的不均一性の影響が考えられる。以上のことから、今後土壌カラムを用いた蒸発量の観測精度のより一層の向上を図るとともに各季節の観測を行い、長期の蒸発量の評価の適した微気象法の検証を行っていく必要がある。

6. 結語

2012年福井工業大学あわら学舎の観測露場で8、9月の5日間に行われたフラックスおよび蒸発量観測の結果を要約すると以下のようなものである。

- 1) 日射量の約82%が地表面で吸収され、これが正味放射量の主成分である。
- 2) Bowen 比の平均値は0.075~0.22であり、正味放射量の74%~94%が潜熱に配分されている。
- 3) 2高度において超音波風速温度計を用いて渦相関法で測定した顕熱フラックスは高度の高い第2層が約15%過大、熱収支式の残差項として求めた潜熱フラックスは4.2%過小であった。
- 4) Bowen 比法による潜熱フラックス測定値は渦相関法に基づく測定値より平均8.2%過小であった。
- 5) 微気象法による蒸発量測定値土壌カラムを用いた測定値は日変化の傾向はほぼ同じであるが、時間蒸発量の値は8月23日、9月29日を除いて差が大きかった。

参考文献

- 1) 塚本修他：乱流変動法による運動量・顕熱・潜熱(水蒸気)のフラックス測定，気象研究ノート，第3章，第199号，2001年。
- 2) J.C.Kaimal, J.J.Finnigan：Atmospheric Boundary Layer Flows-Their Structure and Measurement, Oxford University Press, 1994.
- 3) 杉田倫明他：傾度法によるフラックス測定と水分測定による蒸発量評価，気象研究ノート，第4章，第199号，2001年。

(平成25年3月31日受理)