

芦原北潟湖畔における地表面熱収支特性

宇治橋 康 行*

Surface energy budget at Awara near the Lake Kitagata

Yasuyuki Ujihashi

Abstract: Surface boundary layer has important role for water and energy exchange between atmosphere and land surface. The transportation process of water and energy in the surface boundary layer affects the local and regional hydro-meteorological environment. The author has observed micro meteorological phenomena in the layer at Awara campus of Fukui University of Technology since 2000. In this paper the author reports the observation results, especially surface energy budget and evaporation in 2002. Latent heat flux amounts to 90% of net radiation. The amount of evaporation from January to September is estimated to be about 800mm. These values may be slightly overestimated

1. はじめに

局所スケールから地域、グローバルスケールに至る水文・気象環境は大気、水、エネルギーおよび物質循環過程の中で形成される。したがって、水文・気象環境の形成、変動過程の解明および予測のためには大気-陸面間の水、エネルギー、物質循環過程を理解する必要がある。地表面から高さ 1000m ぐらいまでの大気層は大気境界層と呼ばれ、水蒸気、熱、運動量等の乱流輸送過程に大きな影響をもつ¹⁾。特に、水蒸気、熱、運動量の乱流輸送に強い影響をもつのが地表面から 50~100m ぐらいまでの接地境界層（あるいは単に接地層）と呼ばれる大気の下層である。接地層内で起こる微気象現象、なかでも地表面熱収支特性を明らかにし土壌面実蒸発量を知ることは地域水文・気象環境の形成、変動過程を理解する上で重要である。このような目的で、平成 12 年に福井工業大学芦原学舎に接地境界層内の水、エネルギー循環とこれを支配する微気象現象を計測するシステムが導入、設置された。ここではこの計測システムを用いて観測された結果をもとに芦原学舎における地表面熱収支特性と熱収支解析から推定された蒸発量とその季節変化について述べる。

2. 観測システム

観測システムの設置場所は福井県坂井郡芦原町に位置する福井工業大学芦原学舎である。図-1 に示すように観測露場のすぐ北西に北潟湖があり、さらにその北西約 2 km には日本海が広がっている。観測システム周辺は、校舎等の建造物、樹木、起伏があり、気象観測に適した広い一様な地形ではない。接地気層内微気象現象計測システムの概要を以下に述べる。本計測システムは、ドップラーソーダと自動気象観測システム (Automatic Weather Station, 以下 AWS

* 建設工学科地球環境工学専攻

と略記する)から構成されている。ここでは熱収支特性の解明に関連する観測を行なっている AWS についてのみ述べる。

AWS は高さ 10m のタワーとフラックス観測系とから構成されている。表-1 に観測項目と測器および設置位置の概要を示す。観測データはすべてヴァイサラ社製データロガー QLC50 の 20MB のフラッシュメモリーに記録される。記録間隔 1 秒の超音波風速計のデータは 3, 4 日おきに、他のデータは 1 週間に 1 回データを回収した。観測システムの全景を写真-1 に示す。表-1 に示された観測項目から分るように、本システムでは下向き太陽放射量とその反射量、アルベド、直達日射量、下向き長波長放射量、上向き長波長放射量、地中伝導熱量の各項目が測定でき、地表面の受ける正味放射量が測定できる。また、超音波風速計により顕熱伝達量が測定可能である。ただし、比湿の乱流変動を計測できないため潜熱を計測することは出来ない。しかし、後述するように潜熱を除く熱収支の項を計測できるので熱収支式の残差項として、また、気温、風速、湿度の鉛直プロファイルをタワーにより観測しているのでボーエン比法によっても潜熱を求めることが可能であり、地表面蒸発量の推定が可能である。

3. 地表面熱収支と蒸発量

地表面からの実蒸発量を非破壊連続測定するには大型のウェイングライシメーターなどの設備が必要であり容易ではない。したがって、通常、蒸発量は間接測定、すなわち、蒸発を支配する気象因子を計測し、何らかの方法で計算により求めている。もっとも直接的な方法は、乱流変動を計測し、比湿と風速の共分散を計算して蒸発量を求める渦相関法である。しかし、この方法は前述のように本システムでは適用できない。そこで本研究では熱収支に基づくボーエン比法による潜熱および顕熱の推定を試みた。地表面の熱収支式は次式で表される²⁾。

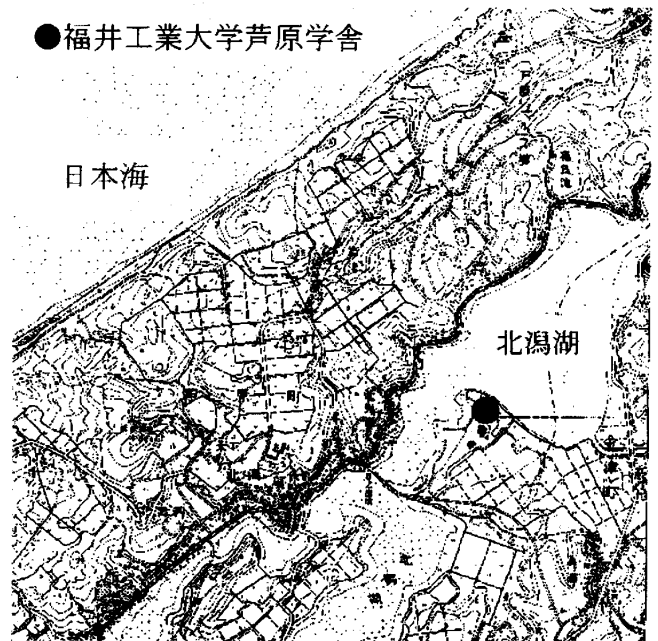


図-1 観測地点位置

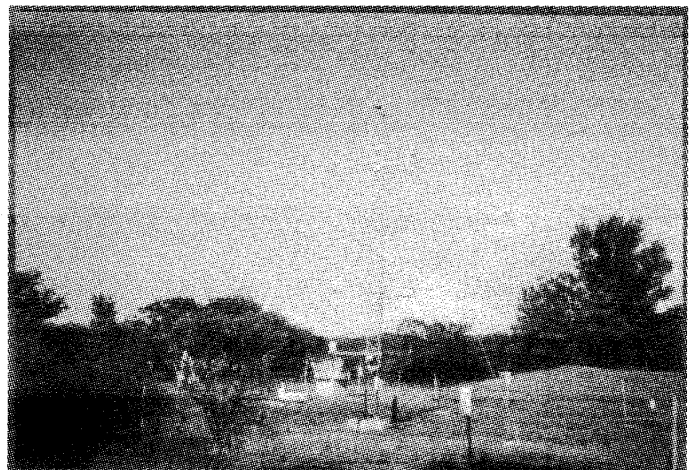


写真-1 観測システム全景

表－１ 観測システム諸元

観測項目	測 器 名	設置高さ	観測時間間隔	記録時間間隔
風 速	WAA151 (ヴァイサラ社製)	2, 4, 6, 8, 10m	1 sec	5 min
風 速	超音波風速計 R3(Gill 社製)	4 m, 8 m	1 sec	1 sec
気温, 湿度	HMP45D(ヴァイサラ社製)	2, 4, 6, 8 m	1 sec	5 min
風 向	WAV151(ヴァイサラ社製)	10m	1 sec	5 min
直達日射	PHSX-2(ブリード社製)	1.5 m	1 sec	5 min
全天日射	CM14 (Kipp & Zonen 社製)	1.5 m	1 sec	5 min
放射収支	CNR1 (Kipp & Zonen 社製)	1.5 m	1 sec	5 min
アルベド	CM11 (Kipp & Zonen 社製)	1.5 m	1 sec	5 min
地中熱流速	UT03 (Hukseflux 社製)	3 cm, 5 cm	1 sec	5 min

$$R_n = H + lE + G \quad (1)$$

ここに, R_n は正味放射量であり,

$$R_n = (1 - Alb)S\downarrow - \varepsilon(\sigma T_s^4 - L\downarrow) \quad (2)$$

である。ここに Alb : 地表面のアルベド, $S\downarrow$: (下向き) 太陽放射, ε : 地表面の赤外放射に対する射出率 (≈ 1), σ : ステファン・ボルツマン定数 ($= 5.6698 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), T_s : 地表面温度, $L\downarrow$: 下向き太陽放射である。 H は顕熱, lE は潜熱, G は地中伝導熱である。式(1)は地表面に与えられた熱が顕熱潜熱および地中伝導熱に分配されることを示している。

顕熱と潜熱の比はボーエン比と呼ばれ, 顕熱と潜熱の拡散係数が等しいと仮定すると, ボーエン比は 2 高度の気温, 比湿から次式で計算される。

$$B \equiv \frac{H}{lE} = \frac{c_p(T_2 - T_1)}{l(q_2 - q_1)} \quad (3)$$

$$l = 2.50 \times 10^6 - 2400T \text{ (J kg}^{-1}\text{)} \quad (4)$$

ここに, c_p は乾燥空気の定圧比熱 ($= 1006 \text{ J} \cdot \text{C}^\circ \cdot \text{kg}^{-1}$), l は水の気化潜熱, T_1 , T_2 , q_1 , q_2 はそれぞれ 2 高度における気温および比湿である。ここでは高さ 2 m および 8 m での測定値を用いた。比湿は水蒸気密度の湿潤空気の密度に対する比であり, 次式で求められる。

$$q = \frac{0.622(e/p)}{1 - 0.378(e/p)} \approx 0.622 \frac{e}{p} \quad (5)$$

ここに, p は大気圧(hPa), e は水蒸気圧(hPa)である。水蒸気圧 e は相対湿度を rh とすると,

$$e = e_{SAT} \cdot rh \quad (6)$$

で求められる。ここに、 e_{SAT} は飽和水蒸気圧であり、水面に対しては次式の Goff・Gratch³⁾ の式で求められる。

$$\log_{10} e_{SAT} = -7.90298 \left(\frac{373.16}{273.16 + T} - 1 \right) + 5.02808 \cdot \log_{10} \frac{373.16}{273.16 + T} - 1.3816 \times 10^{-7} \left\{ 10^{11.344 \left(1 - \frac{273.16 + T}{373.16} \right)} - 1 \right\} \\ + 8.1328 \times 10^{-3} \left\{ 10^{-3.49149 \left(\frac{373.16}{273.16 + T} - 1 \right)} - 1 \right\} + \log_{10} 1013.246 \quad (7)$$

ボーエン比を用いて熱収支式(1)を整理すれば、

$$lE = \frac{R_n - G}{1 + B} \quad (8)$$

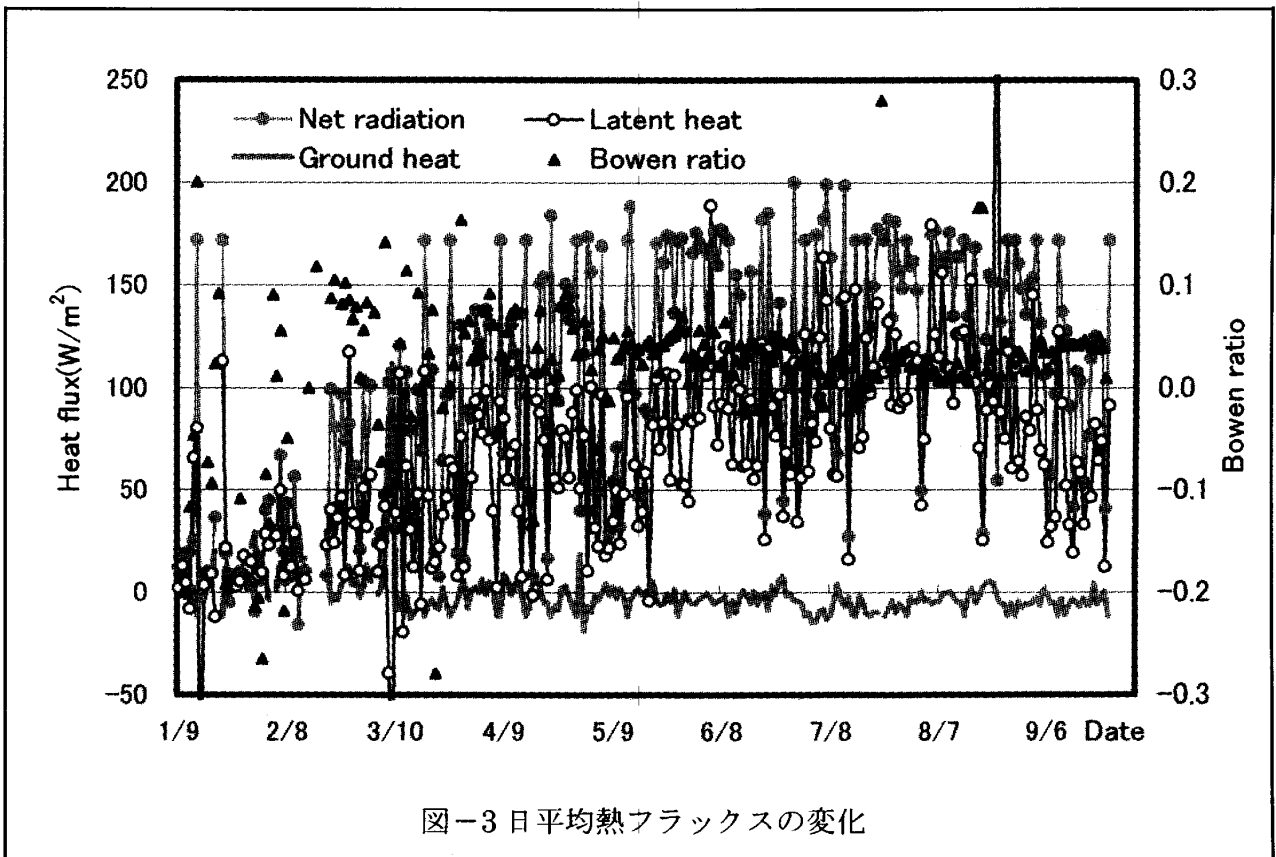
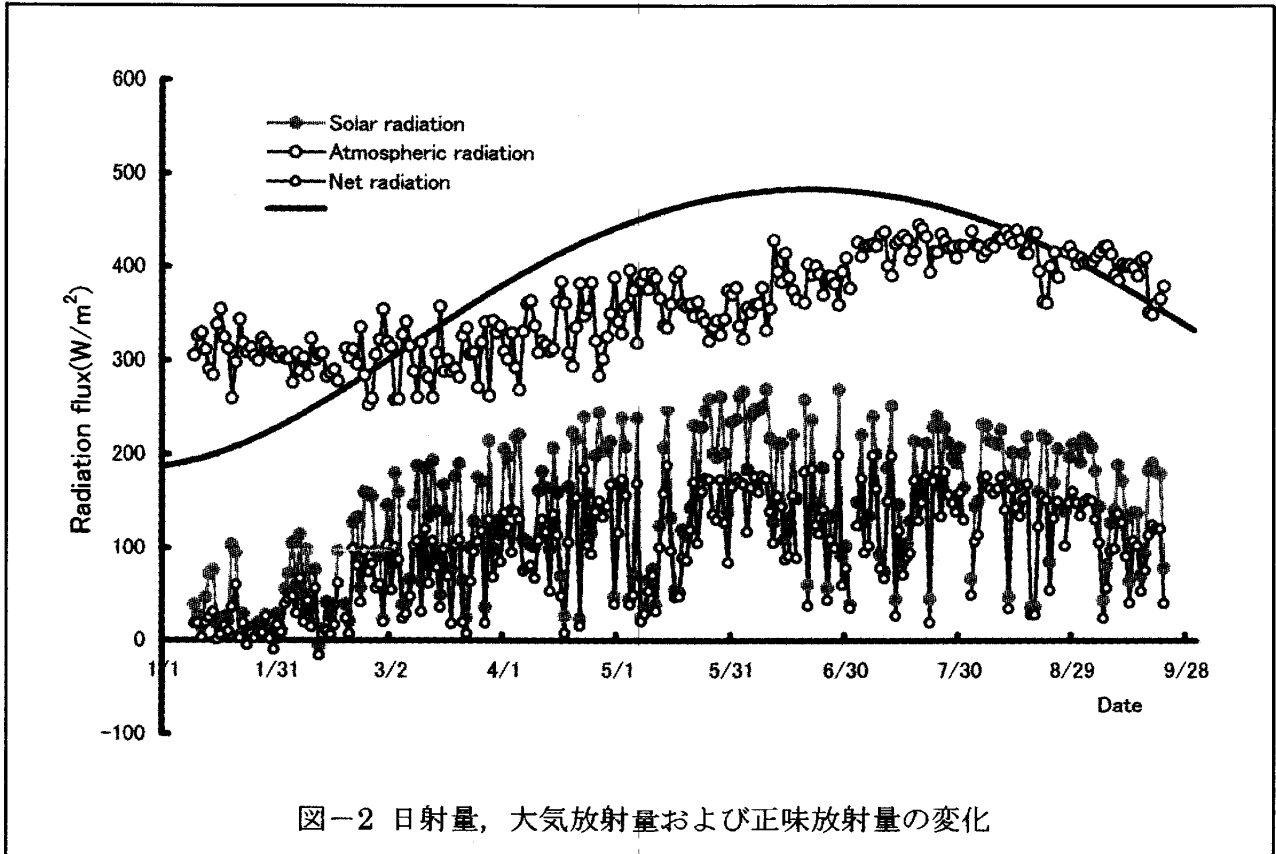
$$H = B \cdot lE \quad (9)$$

となり、式(8)を用いて潜熱、すなわち蒸発量を、式(9)を用いて顕熱を推定することができる。

4. 観測結果

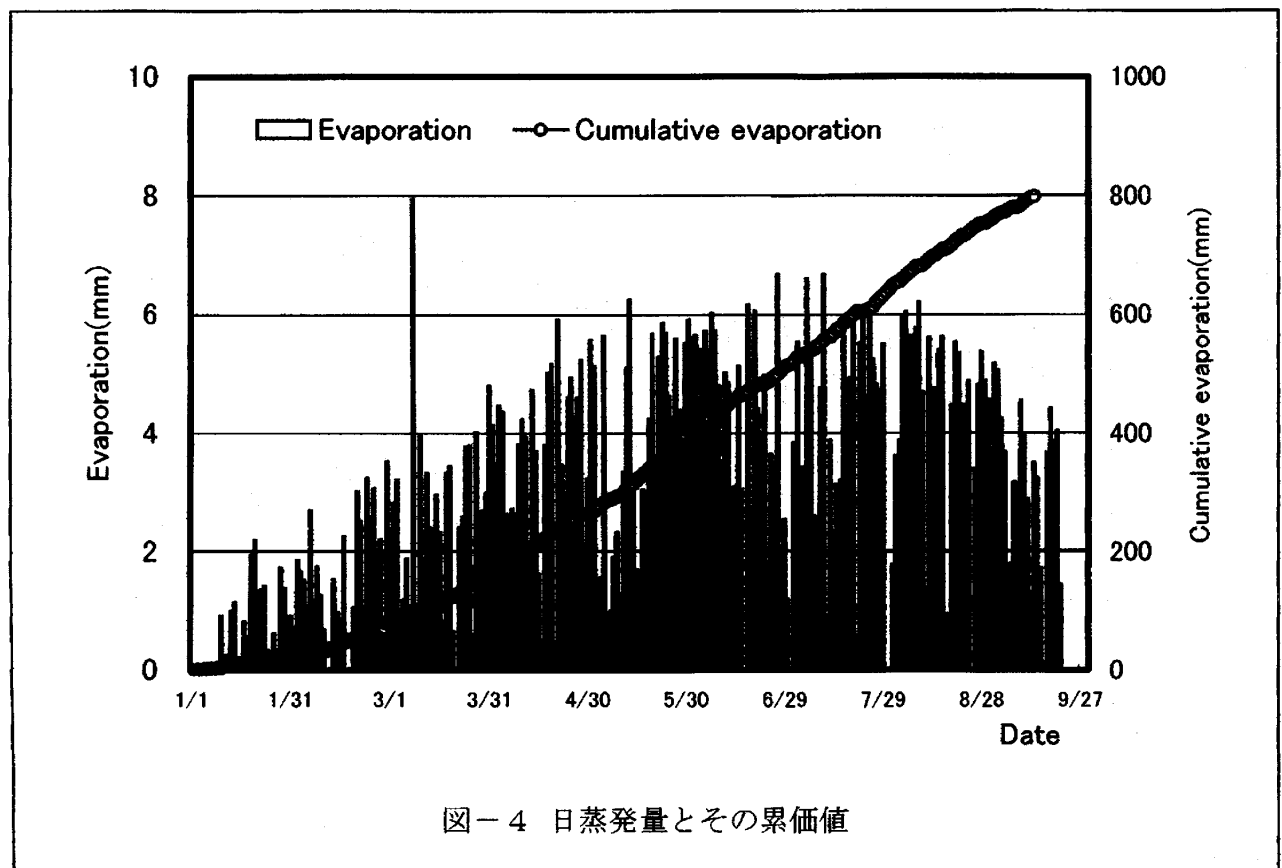
2002年1月1日～9月24日までの日射量、大気放射量、正味放射量の日平均値の変化を図-2に示す。図中の一線は大気上端における水平面日射量を示す。日射量の変化の特徴は、5月末頃に最大を示していることであり、梅雨前の晴天日が多いことによる。また、晴天日には大気上端水平面日射量のおよそ50～60%の大きさであり、曇天・雨天時には100W/m²以下の値となっている。1月～9月の平均値は153 W/m²である。また、減衰率(日射量/大気上端水平面日射量)の平均値は0.332であり、太陽放射のおよそ70%が散乱、吸収されていることがわかる。大気放射量は2月初旬に最小となり、その後徐々に大きくなり6月下旬～8月下旬に400W/m²以上の値を示し、7月初旬に最大値約480W/m²を記録している。この時期は高温多湿で雲が多いことによる。正味放射量の1月～9月の平均値は108 W/m²であり、平均的に見て地表面からの赤外放射が大気放射を約50 W/m²上回っていることになる。

図-3は正味放射量、潜熱輸送量および地中伝導熱の日平均値の変化を示したものである。地中伝導熱についてみると、3月6日、8日に原因不明の異常に大きな値が記録されているのを除けば、およそ-20～30 W/m²の範囲にあり、平均値は-0.6 W/m²であり日平均以上の長期的な熱収支を考える場合にほとんど無視できる量であることがわかる。一方、ボーエン比の変化を見ると、1を超える、すなわち顕熱輸送量が潜熱輸送量を上回る日が数日あるだけで、ほとんどの日で潜熱が顕熱を大きく上回り、期間の平均値は0.057であった、すなわち、正味放射量のおよそ95%が潜熱に配分されていることを意味している。このことは、観測露場周辺の地表面が常に十分な水分を保持し、地表面に与えられた放射熱の大部分が蒸発に使われていることを意味する。しかしながら、通常、海洋上におけるボーエン比がおよそ0.1、すなわち



90%の熱が蒸発に使われると言われている。この値と比べてもここでの計算結果はやや過大であるかもしれない。

熱収支から得られた潜熱輸送量を用いて求めた日蒸発量とその累価値を示したものが図-4



である。1～9月の日蒸発量の平均値は3.2mmであり、累加蒸発量は約800mmとなった。10月～12月の蒸発量を1～3月程度とすると年間蒸発量の推定値は930mm前後となる。この値は、近藤ら⁴⁾がわが国の代表的な森林における年蒸発量の代表地として示している北陸石川県輪島の824mm、米子の857mmに比べるとやや大きめであるが著しく不当な値ではない。日蒸発量の月平均値を表－2に示す。

日蒸発量の月平均値

月	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月
日平均蒸発量(mm)	0.753	1.404	2.442	3.654	3.587	4.543	3.817	4.528	3.404

これら日本海側の2地点に比べて蒸発量の推定値がやや大きめに出ているのははじめに述べたようにすぐ近くに北潟湖、日本海があり、ここからの水平方向の水蒸気輸送の影響が計算値に入ったためではないかと推定される。

そこで、7月23～31日の9日間に観測露場周辺の土壌を用いて実測した土壌面実蒸発量に実測値との比較を行なった。土壌面実蒸発量の測定は、2重円筒の塩化ビニール製パイプ(内側のパイプの直径7cm、長さ40cm)を2本異なる場所の土中に埋め込み、午前9時～17時まで1時間おきにパイプの重量を測定し、重量の減少量から蒸発量を求めた。結果を図－5に示す。

図から明らかなように9日間の値で見ると両者にかなり強い相関はあるものの、計算値は全体に実測値より過大に推定されている。

この間の天候は、7月25日の午後に小雨が降っただけで後は概ね晴であった。この結果だけ

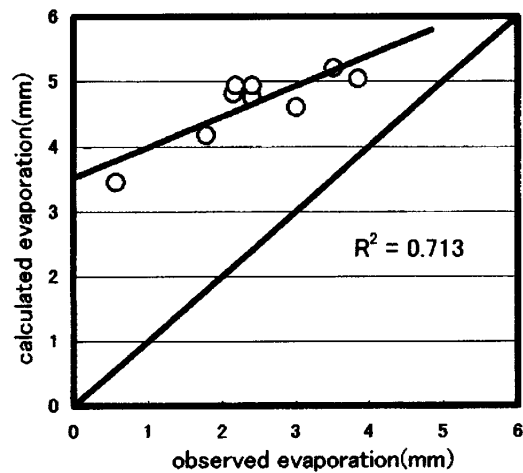
を見ると計算値はかなり過大とも取れるが、前述の長期日蒸発量の算定結果から見るとカラムにより測定された蒸発量が、裸地土壌面からの蒸発量となっているためにむしろ実際の広域の蒸発量より小さめの値となっていると思われる。

5. 結 語

著者は、水文・気象環境の形成に大きな影響を持つ大気接地層内での大気・水・熱循環機構を解明する目的で平成 12 年度に福井工業大学芦原学舎に接地気層内微気象現象観測

システムを導入し、接地層内の微気象現象の観測を行なってきた。地表面の熱収支および蒸発に関する 2002 年 1 月～9 月の観測により得られた結果は次のようである。

- 1) 日射量の最大値は 5 月末にあり、 200 W/m^2 を超えるが、年平均値は 153 W/m^2 であり、年平均の減衰率は 0.332 であり、太陽放射のおよそ 70% が散乱吸収されている。
- 2) 大気放射は 6 月下旬～8 月下旬に 400 W/m^2 を超え、7 月初旬に最大値 480 W/m^2 を記録している。
- 3) 正味放射量は日射量と類似した季節変化を示し、平均値は 108 W/m^2 であり、地表面からの赤外放射が大気放射をおよそ 50 W/m^2 上回っている。
- 4) ボーエン比の平均は 0.057 であり、正味放射量のおよそ 95% が潜熱に配分され蒸発に使われている。
- 5) 熱収支から求められた蒸発量の平均値は 3.2mm、9 ヶ月の累加蒸発量は 800mm であり、北陸日本海側の年蒸発量に比べると 10% 程度大きめの値である。



図－5 蒸発量の実測値と計算値の比較

参考文献

- 1) 竹内清秀・近藤純正著：大気科学講座 1 地表に近い大気，東京大学出版会，1993.
- 2) 近藤純正編著：水環境の気象学，朝倉書店，1994.
- 3) 大田正次，篠原武次編著：実地応用のための気象観測技術，地人書館，1978.
- 4) 前出の 2)。

(平成 14 年 12 月 9 日受理)