

砂漠からの蒸発について HEIFE 砂漠観測点での年間蒸発量の推定

玉川 一郎・光田 寧

ON THE EVAPORATION OVER THE DESERT ESTIMATION OF THE ANNUAL EVAPORATION AT THE DESERT STATION OF HEIFE

By *Ichiro TAMAGAWA and Yasushi MITSUTA*

Synopsis

The Sino-Japan Cooperational Research Project HEIFE was held in 1991 and 1992 in the arid area in Gansu Province in China. The result of turbulent observation in the sand desert shows that the evaporation seems to be larger than the rainfall.

The bulk parameterization for the sensible heat flux was developed to study annual and seasonal variation of the heat budget. And the evaporation is estimated from the heat budget. The estimation shows that the 10days averaged evaporation is almost always larger than rainfall, and the total evaporation is about 300mm in 1991, while the amount of precipitation is 91mm.

1. はじめに

中国甘粛省のゴビ沙漠へと連なる乾燥地帯で、大気地表面間の相互作用に関する日中共同観測計画：HEIFE が行なわれ、1989 年の予備観測以来、1993 年まで、観測が続けられてきた（光田 1990¹⁾）。この観測計画の主な目的の一つに、乾燥地帯での熱や水の収支、循環の観測がある。沙漠での熱や水の地表面からの輸送量を直接測定するために、乱流観測が集中観測期間（IOP）に行なわれた。

当研究室では、そのために新しい赤外線湿度変動計を開発し（Ito and Mitsuta 1994²⁾）、現地での省力化を図った観測システムを組み上げた（玉川ら 1991³⁾）。集中観測は、1991 年の 6 月、8 月、10 月、12 月、および 1992 年の 6 月、7 月に数日から 3 週間の期間で行われた。観測領域には、砂沙漠、及び岩石沙漠（ゴビ）、オアシスがあるが、その沙漠観測点での乱流観測データの解析による顕熱潜熱輸送量の測定結果は前報（玉川ら 1993⁴⁾）および、HEIFE 国際会議で発表されている（Mitsuta and Tamagawa 1993⁵⁾）。

観測が行われた沙漠は、年間降水量が、100mm 程度の地域であるが、観測結果によると、沙漠での蒸発量は予想外に多く、例えば、最も雨の多い時期の観測である 1991 年 8 月の観測結果によると、3 日から 21 日の降水量 14.6mm に対して、蒸発量は、22mm に達し、降水量の 1.5 倍もある。このような蒸発量が降雨量を大きく上回るという結果は、この時期だけのものであるか、それとももっと長い時間スケールで見てもそうであるか、あるいは、年間蒸発量は一体いくらなのか、等という問題は、乾燥地域での水循環を考えるうえで重要な問題であるが、それに答えるためには、1 年を通じた解析が必要である。

乱流観測は、熱や水蒸気の乱流輸送量を応答性のよい測器を用いて、直接測定するもので、特に仮定を設けずとも測定できることから、もっとも精度の良い観測方法として知られているが、観測に際して、電源を確保する必要があり、また、メンテナンスに人員を要することや膨大なデータを処理する必要から、このよ

うな場所で長期間の観測を行うことは、事実上不可能であり、タワー観測など通常の観測で得られているデータから、乱流輸送量を見積もることが必要とされる。この際必要なのが、気温や水蒸気量、風速の接地境界層内での鉛直分布と乱流輸送量の関係である。これらは、接地境界層の気象学の基本的な問題として、古くから研究され、Monin-Obukhov の相似則が、水平に一樣で定常な接地境界層内で成立することが、かなり確かめられている (Obukhov 1946⁶⁾ 以来たくさんの研究がある、例えば、Fleagle and Businger 1980⁷⁾ の様な教科書を見よ)。

しかし、この沙漠観測点は、なめらかで低い砂丘上を選んであるとはいえ、水平一様性に問題がないとは言えず、また、通常観測で確かめられているよりも広い大気安定度の範囲での輸送量と鉛直分布の関係が要求されるために、実際現地で観測したデータ、つまり上記の解析に用いたデータを使い、乱流輸送量のパラメータ化を試み、その結果を使って、砂漠観測点での乱流輸送量の年変化の様子や、年間蒸発量を見積もることにした。

2. 乱流輸送量のパラメータ化

前節で述べたように、砂漠で既存のパラメタリゼーションを使用するときの問題点は、以下の 2 点である。

- 砂沙漠では、砂丘が発達しており、小スケールの地形を考慮した場合に、水平一様性に問題がある。
- 砂漠の気候の特徴として、安定度が湿潤地帯では見られないくらい大きく変化する。

しかし、今回の目的であるこの観測点での熱水収支の推定には、この地点で有効なパラメータ化ができれば良いので、実際の観測データから、バルク係数などの乱流輸送量の算定に必要なパラメータを、求めることを試みる。

2.1 パラメータ化に使用するデータ

パラメータ化に使用するデータは、砂漠観測点の乱流輸送量の直接観測データとタワーによる気温湿度風速などの鉛直分布のデータである。前報 (玉川ら 1993⁴⁾) にデータについて詳しく書かれているので、ここではごく簡単に述べる。

観測地は、中華人民共和国甘粛省臨澤の北部にある沙漠 (北緯 100 度 10 分、東経 39 度 23 分、海拔 1391m 程度) の中にある高さ 1 m 幅 20 m 程度のなめらかな砂丘上であり、期間は、1991 年 6 月 17 日から 19 日、8 月 3 日から 21 日、10 月 5 日から 13 日、12 月 8 日から 11 日、及び、1992 年 6 月 3 日から 13 日、7 月 18 日から 22 日である。集中観測中に行われた乱流観測では、3 次元超音波風速温度計と、赤外線湿度変動計を中心とした測器からなる観測装置で、10Hz のサンプリングで 30 分間の風速気温湿度データを 2 時間毎に取得してあり、これを渦相関法で解析し乱流輸送量を求めた。また、その乱流観測点から 50m 程度離れた場所に高さ 20m の観測用タワーがあり、そこで、平均の風速気温湿度の高度分布を数高度で観測し 30 分間隔で記録している。以下に出てくる観測高度は、全て測器直下の地表面からのものである。測器が設置されている砂丘の上からのものである。しかも、砂紋があったり、風によって地表面が変化したりするので、数 cm 程度の誤差をも含んでいる。

3. バルク法によるパラメータ化

顕熱および潜熱の乱流輸送量はそれぞれ H , LE とすると、通常以下のような形であらわせるとされている。

$$H = \rho C_p C_h u_2 (T_1 - T_2) \quad (1)$$

$$LE = L \rho C_e u_2 (q_1 - q_2) \quad (2)$$

ここで、 ρ , C_p は、空気平均密度、定圧比熱であり、 T は気温、 q は比湿で、添え字 $1, 2$ は、それぞれ高度 z_1, z_2 の値であることを示す。Monin-Obkhov の相似則によると輸送係数 C_h, C_e は、Monin-Obkhov の長さ (L) で観測高度 (z) を割った形で表される大気安定度の関数であるとされる。まず、この法則がこの砂漠観測点のデータでも成立しているかどうかを確かめる。

Fig. 1 は、 z/L と、Eq. (2) の C_e の関係をデータから調べたもので、 $z_1 = 1\text{m}$, $z_2 = 20\text{m}$ の場合の図である。もともになったデータは、不安定側 ($z/L < 0$) で 219 組、安定側 ($z/L > 0$) で 191 組あり、それを、データの密度に併せて、中立付近は 0.05 刻み、その外側は 0.1 刻み、さらに外側は荒く刻んで、その範囲毎に、 z/L の平均値と、Eq. (2) から最小二乗法で求めた C_e との関係を描いたもので、見易さのために図の真ん中付近のみ切り出してある。エラーバーを描くには、 LE の測定誤差の情報が必要であるが、それは乱流観測装置そのものの誤差ではなく、地点の代表性も含んだものでなくてはならずどの程度かはっきりしないので、ここでは仮に LE の測定誤差が 10W/m^2 であるとして計算してある。従って、この値は目安としての意味しかない。これを見ると、安定度との関係は暗示されてはいるものの、ばらつきが多くそれを使って水蒸気輸送量を推定することは不可能であるといわざるを得ない。

次に、**Fig. 2** は同様にして作った、 z/L と C_h の関係で、 $z_1 = 0\text{m}$, $z_2 = 20\text{m}$ の場合のものである。こちらは、不安定側できれいな関係が見られ、安定側でもばらつきはやや大きいものの関係が見られる。もちろんこの関係は、 $z_1 = 1\text{m}$ とした時でも得られている。**(Fig. 3)** また、この関数形は今までいわれているものとはほぼ同じであり、地表面の粗度が、 mm か、もう 1 桁下のオーダーであるという今まで言われていた砂地での値と同じ程度である。

C_h では相似則に沿う結果が得られ、 C_e では得られなかったことは、気象学的に違う現象が起きていることも、考えられなくはないが、観測誤差に起因するものである可能性も強いと考える。

そこで、要求される精度を平均的な値から見積もってみると、 LE が、 20W/m^2 程度、 C_e が、 C_h と同じくらいとして、不安定側の値を使い 0.04 とし、

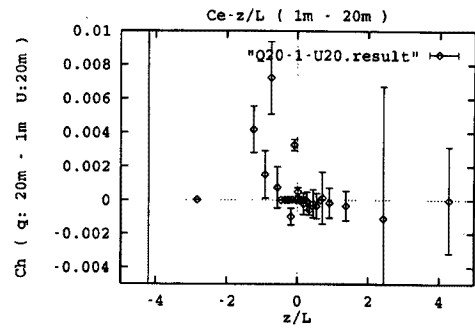


Fig. 1 Relation between Monin-Obkhov stability (z/L) and the bulk coefficient of water vapor flux, using humidity at 1m and at 20m, and wind speed at 20m

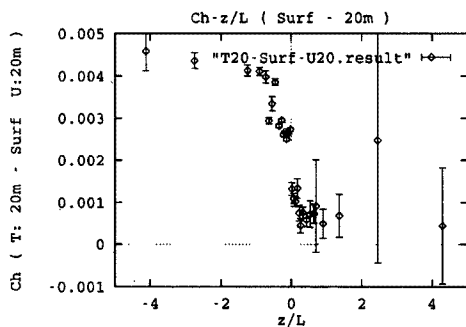


Fig. 2 Relation between Monin-Obkhov stability (z/L) and the bulk coefficient of sensible heat flux, using temperature at surface and at 20m, and wind speed at 20m

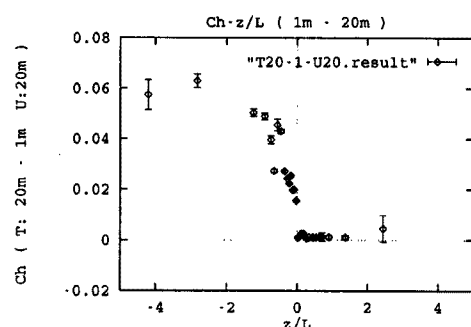


Fig. 3 Relation between Monin-Obkhov stability (z/L) and the bulk coefficient of sensible heat flux, using temperature at 1m and at 20m, and wind speed at 20m

$$(q_1 - q_2) = \frac{LE}{u_2 L \rho C_e} \quad (3)$$

から, $L = 2.5 \text{ MJ/kg}$, $\rho = 1 \text{ kg/m}^3$, $u = 3 \text{ m/s}$ とすると $q_1 - q_2$ は, 0.07 g/m^3 となり, 1 m と 20 m との間の水蒸気量の差としてこの値を得るためには, 気温 20°C , 相対湿度 0.2 ($= 20\%$) の時には, 気温の精度 (δT) と, 相対湿度の精度 (δRH) は, 比湿の精度 (δq) が,

$$\delta q = \frac{R_{uv} e_{sat}}{R_{uv} P} + \delta RH + RH \frac{R_{air}}{P R_{uv}} \frac{de_{sat}}{dT} \delta T \sim 2 \times 10^{-2} \delta RH + 2 \times 10^{-4} \delta T \quad (4)$$

となることから, 上記の観測を行うためには, $|\delta T| < 0.4^\circ\text{C}$, $|\delta RH| < 0.4\%$ の精度をもつことが要求される。ここで, e_{sat} , R_{uv} , R_{air} , P は, それぞれ飽和水蒸気圧, 水蒸気の気体定数, 空気の気体定数, 気圧である。この水蒸気量に対する要求精度は, 現在の測器ではかなり特殊なものを使用しないと計ることの出来ない値であり, 現在観測に用いている白金抵抗温度計が 0.1°C 程度の誤差, 高分子膜による相対湿度のセンサーが 3% 程度の誤差であることから, 水蒸気量の鉛直分布を使って潜熱フラックスを推定することは, 特別に輸送量の多い時をのぞいて不可能である。これに比べると, 顕熱の方では, 同様の方法で評価すると, 気温に関して 0.1°C 程度の精度があれば良いことが示せ, これは現在使用している測器で観測可能な精度である。このことから, 本節で見積もられた C_e , C_h の違いが, 観測誤差に起因するものであると考えることが出来る。

3.1 顕熱フラックスの推定のためのバルク式

前節の結果から, バルク方を用いた場合に,

- 潜熱フラックスを水蒸気量の鉛直分布を用いて推定することは, 無理であること
- 顕熱フラックスは推定可能なこと

が分かったので, この推定可能な顕熱フラックスを長期間に渡って推定し, 同時に観測されている放射収支量を使って, 残差として潜熱輸送量 (= 蒸発量) を推定することにする。

前節で示した顕熱 (H) のバルク係数は, 顕熱フラックスなどの乱流輸送量の関数である Monin-Obkhov の安定度 (z/L) を用いたものであったので, バルク式を用いてフラックスを求めるために安定度を使い, 安定度を求めるときにフラックスを使うという関係になっており, 乱流観測が行われていないときには, 繰り返し計算をしないとフラックスが求められない。また, 繰り返し計算は解の安定性にも注意を払う必要がある。しかし, 大気安定度の表し方には他にいくつかの方法があり, 無次元パラメータである Richardson 数 (R_i) やバルク Richardson 数 (R_{ib}) は, Monin-Obkhov の相似則が成り立つ場合には, z/L と 1 対 1 の関係があることが知られている。そこで, 今回は容易に計算できるバルク Richardson 数と C_h との関係調べた。ここでは, 前節の結果から, より C_h と z/L の関係がきれいであった地表面と 20 m の値を使って, 上記の関係を調べた (Fig. 4)。ここで, バルク Richardson 数 (R_{ib}) は次のように定義される。

$$R_{ib} = \frac{g \frac{T_{surf} - T_{20}}{20}}{T_m \left(\frac{u_{20}}{20} \right)^2} \quad (5)$$

ここで, T_m は平均温度, g は重力加速度であり, 添え字は観測高度を示す。この定義は, R_i を差分化して温位差と温度差を同一視したものと同じである。 20 m 程度の高度差なら温度差と温位差の違いは本質的ではない。

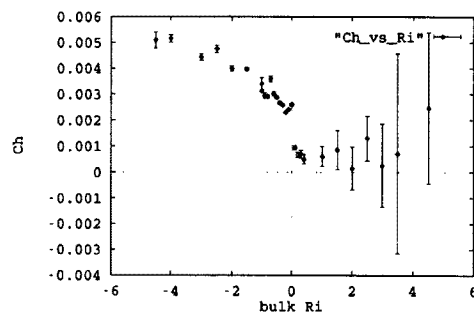


Fig. 4 Relation between bulk Richardson number) and the bulk coefficient of sensible heat flux, using temperature at surface and at 20 m , and wind speed at 20 m

さて、Fig. 4
を見ると、 z/L
との関係を見た
Fig. 2と同じ
ように1つの線
にまとまっている
ことが分かる。そこで、こ
の関係を使い、
顕熱フラックス
を20mと地表
面の温度、それ
に20mの風速
から見積もるこ
とにする。図に
よると C_h は、
不安定側では中
立に近い時には
ほぼ線形に不安
定になるほど値

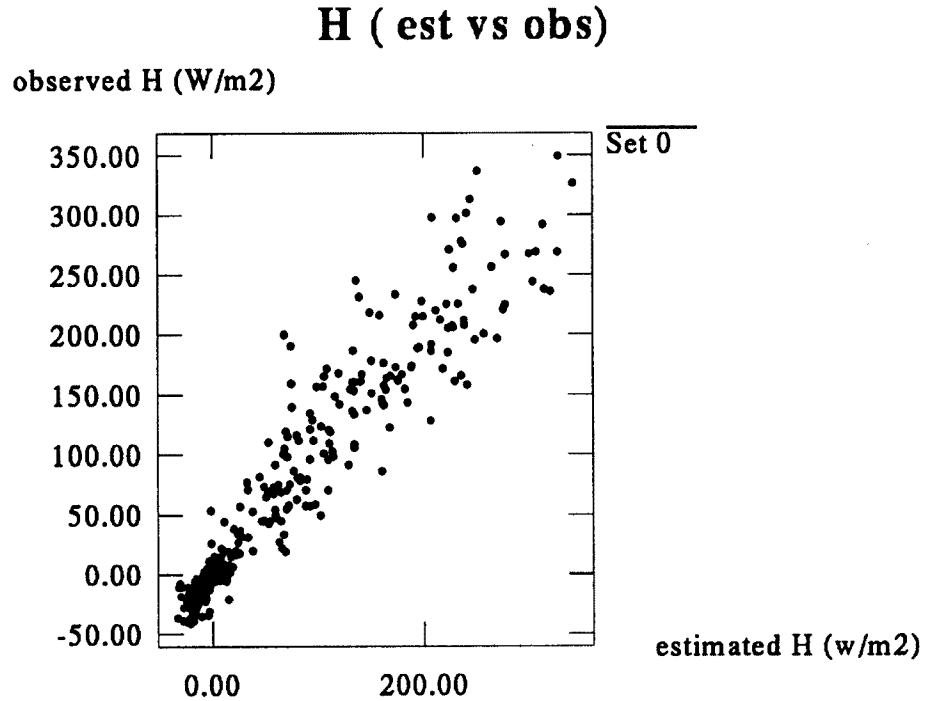


Fig. 5 Comparison estimated heat flux and observed one

が大きくなる形をしており、 R_{ib} が -3 程度で一定値になる。更に不安定になると減少しているように見えるが、この減少は一般に認識されているバルク係数の振舞いとは異っており、今後更に研究が必要である。ただ、顕熱フラックスの長期変動の推定には、そのような例が少ないこともあり、今回は無視することにする。また、安定側はばらつきがやや大きいもののほぼ一定値を取っているように見える。安定側はフラックスの値が不安定側に比べて小さく、この程度に見ても、顕熱フラックスの年変化を見るのには充分である。そこで、 C_h の近似式として以下の式を採用した。

$$C_h = \begin{cases} 5.47 \times 10^{-3} & (R_{ib} < -3) \\ -1.07 \times 10^{-3} R_{ib} + 2.26 \times 10^{-3} & (-3 \leq R_{ib} < 0) \\ 0.88 \times 10^{-3} & (0 < R_{ib}) \end{cases} \quad (6)$$

上式を使って、顕熱フラックスを推定した結果を乱流観測の結果と比較した結果はFig. 5に示す。平均値は、ほぼ一致したが、ずれの標準偏差は約 30 W/m^2 であった。

4. 年間の蒸発量の見積り

放射収支量を Q_n として、地表面での熱収支を考えると以下の式のようなになる。

$$Q_n = H + LE + G \quad (7)$$

ここで、 G は地中への熱フラックスである。 G は1日に比べて長い期間を取ればほぼ0になると考えられるので、 $Q_n = H + LE$ となり前節で求めた H から、 LE を求めることができる。そこで、10日間の平均値の Q_n 、 H 、 $Q_n - H$ をグラフにしたのが、Fig. 6である。ここで、10日平均値の G を地中温度のデータからおおまかに見積もってみると、200日付近にピークをもつ、振幅 5 W/m^2 程度のサイン型の曲線になる、ただ、もっと短周期の変動も同程度の振幅で見られる。

この図をみると、砂漠観測点での熱収支は、 H 、 LE ともに、 Q_n と同位相の年変化をするということ、冬

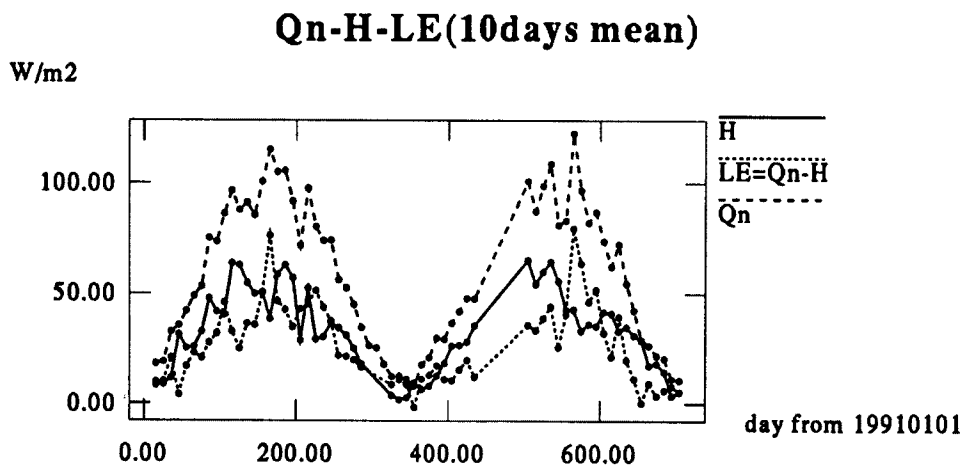


Fig. 6 10days averaged net radiation flux (Q_n), estimated sensible heat flux (H), and the residuals ($Q_n - H$), which corresponds to latent heat flux. The x-axis shows day from the first day in 1991.

期は Q_n , H , LE , とともにほとんど 0 であること, また, 夏期の潜熱は以外と大きく顕熱と比べても 25% 程度しか少ないことがわかる。 G が, 完全に無視できるであろう年平均値を求めてみると, 下の表のようになっている。

Averaged heat fluxes
($LE = Q_n - H$)

period	Q_n (W/m ²)	H (W/m ²)	LE (W/m ²)
1991	57.8	32.9	24.9
1991 and 1992	58.0	32.8	25.2

また, 潜熱輸送量 (LE) は, 水の蒸発の潜熱 (L) で割ると蒸発量 (E) となるので, 上のデータから, 蒸発量を見積もることができる。ただし, 地温が氷点下になる冬期には水の潜熱ではなく, 氷の昇華熱で割

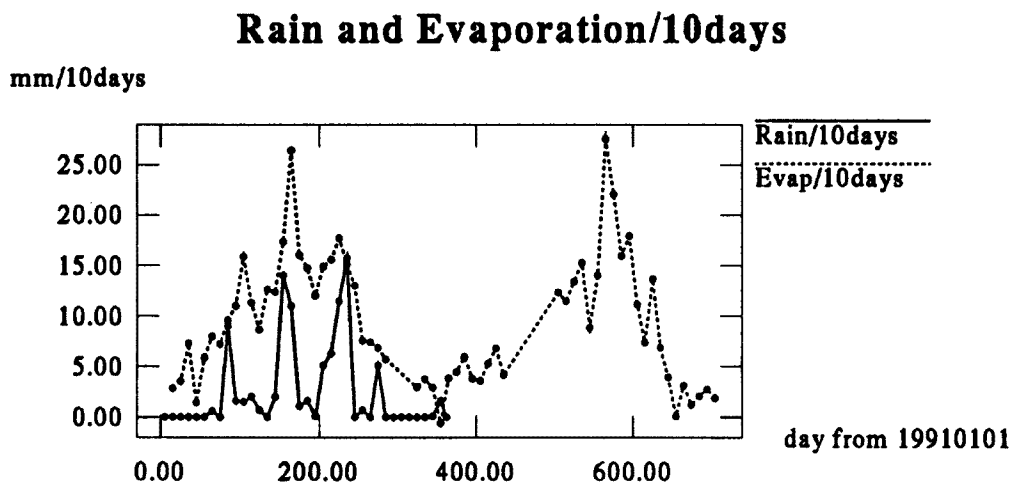


Fig. 7 Comparison between rainfall amount and evaporation in 10days. The x-axis shows day from the first day in 1991.

らねばならないが、今回の場合冬期の蒸発はほとんどないので、簡単のためにすべて水の蒸発熱で割った値を使用した。Fig. 7 は、10 日間の積算蒸発量および降雨量に換算した値をプロットしてある。この図で、降雨量は現地の観測には、少し欠測があり、積算雨量を出すうえで支障があったので、もっとも近い気象観測点である臨澤の気象局観測所の雨量データを用いた。

降水がある期間とない期間とでは、蒸発量が大きく違い、比較的降雨の大きかった 85 日、155 日の降雨のピークに対しては、その次の 10 日間あるいは、その次に蒸発のピークがあることが見て取れる。また、夏期の降雨の後にはかなり大きな蒸発が見られ、最高 2.7mm/day 程度になる。また、ほとんどいつも蒸発量は降雨量を上回っており、地下水を蒸発させていることが示唆されている。

ここから、年間蒸発量を算出すると、1991 年で 314mm となる。この同じ 1 年間で降雨量は 91mm であるので、その 3 倍を超える蒸発ということになる。光田らの HEIFE 計画書の記事によると、古藤田は、HEIFE 領域内に出入りする河川の流量から、この地域の水収支をおおまかに調べ、その結果、流入と流出の差が 200mm 相当になるとされており降雨量が 100mm 程度であることから、平均的に 300mm 程度の蒸発を予想した。今回砂漠でその 300mm に相当する結果が得られたことから、このエリアでは、遥かに蒸発の多いオアシスの蒸発量も、面積が小さいことから総蒸発量に大きな寄与はなく、代表的な地表面である砂漠での蒸発がこの蒸発量を決定していることを示していると考えられる。

5. まとめ

砂漠での観測の結果を用い、顕熱輸送量のバルク法によるパラメタ化を行い。その結果を用いて、砂漠観測点での年間の熱収支、および水収支の状況を調べた。

その結果、砂漠観測点では、

- ・放射収支量の大きい夏期に、顕熱潜熱ともに大きく、冬期には非常に小さいこと、
- ・また、潜熱輸送量（蒸発量）は、降雨の後、数日から 10 数日の間大きな値を取ることで、
- ・年間蒸発量は、降雨量の 91mm に対して、約 300mm もあること、
- ・その蒸発量は観測エリア内での代表的な蒸発量と考えられている値と一致すること、

などが、分かった。以上のように、乾燥地域での熱収支水収支に対して、観測に基づく結果を得ることが出来た。これは、今までほとんど観測に基づくデータのなかった砂漠地域で、観測に基き蒸発量を評価した、少なくともこの地域で最初の結果である。

今後の課題としては、今回は、観測点の熱収支水収支を求める為に、若干強引にパラメタ化を行ったが、砂漠では非常に広い安定度のレンジでデータが得られていることなどから、接地境界層の乱流の性質についてもここで触れたデータから、様々なことが引き出せるはずであり、今後それも行わなければならない。

また、如何にしてこれだけの水を大気に向かって供給し続けることが出来るのか、河川が砂漠に消えて地下水を経由して蒸発へとつながるのであろう水の流れの定量的解明も、今後の課題として残っている。

参考文献

- 1) Mitsuta, Y., M. Yamada and J. Inoue: Sino-Japanese cooperative study on atmosphere-land surface interaction in the Heiho river basin (HEIFE), Tenki, 37, 721-725, 1990 (in Japanese).
- 2) Ito, Y. and Y. Mitsuta: 1994. (to be published).
- 3) 玉川一郎, 今木和裕, 光田寧: 新しい乱流観測装置について, 京大防災研年報, 第 34 号 B-1, 1991, pp.19-27.
- 4) 玉川一郎, 堀口光章, 光田寧: 中国沙漠域での乱流輸送量の観測, 京大防災研年報, 第 36 号 B-1, 1993, pp.37-48.

- 5) Mitsuta, Y. and I. Tamagawa: EVAPORATION AT DESERT STATION IN HEIFE, Proceeding of International Symposium on HEIFE: 1993, pp.379-390.
- 6) Obkhov, A. M.: Turbulence in an atmosphere with nonuniform temperature, Tr. Akad. Nauk. SSSR Inst. Teoret. Geofi., No.1, 1946 (transration in Boundary Layer Meteor. Vol. 2, pp.7-29, 1971).
- 7) Fleagle, R. G. and J. A. Businger: An Introduction to Atmospheric Phisics Second Edition, International geophysics series vol.25, Academic Press, 1980.