

中国沙漠域での乱流輸送量の観測

—HEIFE 沙漠観測点での乱流輸送量の観測結果について—

玉川 一郎・堀口 光章・光田 寧

OBSERVATION IN ARID AREA IN CHINA

—ON THE RESULTS OF TURBULENT OBSERVATION
AT DESERT POINT IN HEIFE—

By *Ichiro TAMAGAWA, Mitsuaki HORIGUCHI and Yasushi MITSUTA*

Synopsis

We made the turbulent fluxes observation in a sand desert in China (around 40°N, 100°W) during Intensive Observation Period of HEIFE (HEIho revier basin Field Experiment) in 1991. The results of the observation show the condition of the heat and water transport in the arid aria. Roughly saying, the latent heat flux is 20% of the net radiation flux in the August observation, and 5 % in the October observation. The integrated evaporation after rain became the same amount of rainfall only in 4 days both in August and in Octobar observation, and the evaporation continued more. The specific humidity at groud surface shows daily variation in same phase of temperature, but the relative humidity there shows large variation in the reverse phase of the temperature.

1. は じ め に

1989年から、大気—地表面相互作用に関する日中共同観測計画 (HEIFE) が行われている¹⁾。そこでは、余り実態の知られていない乾燥地域での水循環や熱収支、気象状況などの解明のためさまざまな観測が行われている。著者らは、砂沙漠において、乱流輸送量の直接測定を行い、いくつかの結果が得られた。それについて述べたい。

太陽から地面向けて放射される熱は、よく知られているように地面で吸収され、ふたたび放射や大気の乱流輸送によって大気に与えられる。また、水循環において大気给水を与えるのは、海面を含む地表面であり、そこでも乱流輸送は基本的なプロセスである。そのため古くからさまざまな研究がなされてきている。しかし、乱流輸送量を直接測ることが可能になるのは、測器の開発がなされた1960年代後半以降である。また、水蒸気量の乱流変動が計られるようになったのは近年のことであり、まだ風速計や温度計のように安定したものにはなっていない。著者らの研究室では改良された湿度変動計を開発し²⁾、それを沙漠に持ち込み実際に観測を行った。

この HEIFE 関連の論文としては、ゴビ (岩石沙漠) での観測で日中の下向き水蒸気フラックスを観測した Wang and Mitsuta の論文³⁾や、オアシスでの水蒸気量の日変化を論じた Tsukamoto の論文⁴⁾などがある。この論文では砂沙漠での観測で得られた結果を、水蒸気輸送量 (蒸発量) を主に論じたい。

2. 観 測

2.1. 観測地点

観測は、HEIFE 観測が行われている領域内の砂沙漠で行われた。ほぼ北緯40度、東経100度のあたりのモンゴルへと続く乾燥地帯の南端部である。標高は約 1400 m である。そばを流れている黒河 (Heiho) は、南の祁連山脈から流れ出て、観測地の付近を通過した後、沙漠の中に消える。観測地付近には、ゴビと呼ばれる岩石砂漠と砂沙漠が散在し、河沿いを中心にオアシスがいくつかあるところである。観測点は、甘肅省臨澤県に属し臨澤の町から北へ約 30 km のところにある。観測点から 1 km 程度のところに小さな開拓村があるが、そこを除けばもっとも近い緑地は南に 5 km 程度のところにあり、そこまでは砂沙漠である。また、砂沙漠には南北方向に伸びる高さ数 m の砂丘が、至る所に存在し、観測点もその中の高さ 1 m 幅 20 m の比較的なだらかな砂丘の頂上にある。また、時刻は、全て北京標準時 (東経120度での時刻を示す) を用いているので、現地地の local time とは、経度20度分の 1 時間20分の時差がある。例えば local time の12時は、北京標準時の13時20分である。

2.2. 観測期間

観測期間は、HEIFE の集中観測期間 (IOP) に合わせ、1991年の 6 月17日から19日 (IOP-1)、8 月 3 日から21 日 (IOP-2)、10 月 5 日から13日 (IOP-3)、12 月 8 日から11日 (IOP-4) である。また、翌1992年の 6 月、7 月にも観測が行われた。

2.3. 測器とデータ処理

この観測点には、1991年 6 月に乱流観測装置が設置された。また他に、放射量、鉛直プロファイルの観測設備もあり常時観測を行っている。

乱流観測装置の概要とデータの処理法については、玉川ら²⁾にあるとおりであるので、ここでは、簡単に述べ、変更点について触れたい。乱流観測装置には、センサーとして、超音波風速温度計 (Kaijo DAT-300)、基準温度計と湿度計を備えた赤外線湿度変動計 (Kaijo AH-300) が使われている。これらのセンサーで、風速、気温、水蒸気量の乱流変動を 10 Hz で30分間測定し、そこから渦相関法で乱流輸送量を求めた。

データの処理は、まず、各測器について、超音波風速温度計は、

- ・傾斜計のデータから正しい水平鉛直に軸を合わせる。
- ・平均鉛直風が 0 になるように平均水平風と鉛直風を含む面内で回転する (詳細については次頁)。
- ・温度の出力は風速と水蒸気量の影響を取り除く補正を行う。
- ・平均温度を基準の白金抵抗温度計に合わせる。

赤外線湿度変動計は、

- ・基準の相対湿度計と、基準の白金抵抗温度計から求められた水蒸気量と35秒から300秒の範囲で変動のパワーが一致するように補正する。

等の修正を行い、それから以下の式を用いて乱流輸送量を計算する。

接地応力 (shearing stress):

$$\tau = -\rho \overline{uw} \dots\dots\dots (1)$$

顕熱フラックス (sensible heat flux):

$$H = \rho C_p \overline{w'T} + \rho T \overline{C_p w'} \dots\dots\dots (2)$$

潜熱フラックス (latent heat flux):

$$LE = L \rho \overline{w'q} \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 ρ は平均の大気の密度を、 u, w, T, q はそれぞれ水平風、鉛直風、気温、比湿を示し、 C_p は大気の

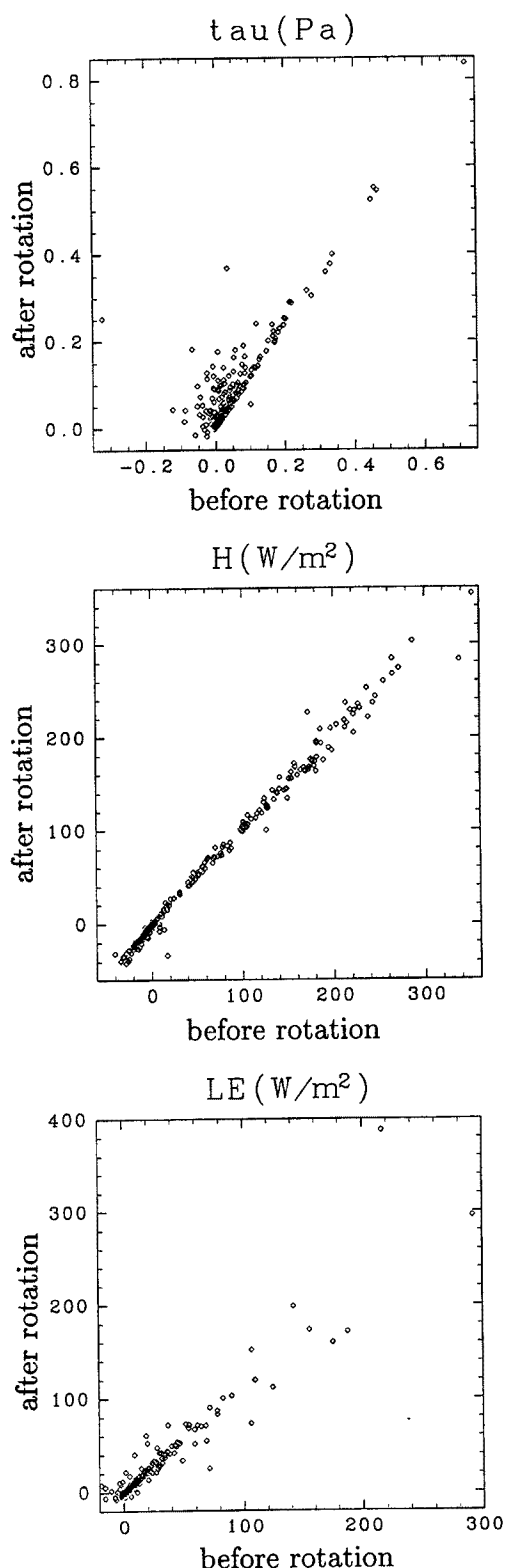


Fig. 1. Comparison of fluxes before and after rotation in $\bar{u}$ - $\bar{w}$ plane.

熱容量を L は水の蒸発の潜熱を示す。また、 $\bar{x}$ は x の平均値であり、 x' は x の変動を表す。

前回の報告²⁾からの変更点は、風速計で平均鉛直風が 0 になるように座標を回転したことと、赤外線湿度変動計の補正を行う周波数範囲を 35 秒から 300 秒にしたことと、補正の基準になる水蒸気量の変動を求める際に相対湿度から水蒸気量を求めるのに必要な温度計を超音波温度計から白金抵抗温度計に変えたことである。

風速計の回転については、以下のような理由からである。観測点は砂丘の頂上にあり、そのためいつも地形の影響を受けて風が吹き上げ、平均鉛直風 (W) が観測された。その大きさは平均水平風を U とすると $W/U=0.06$ 程度であった。また、その影響で接地応力は、しばしば負の値を示した。負の接地応力は不合理であるので、地形の影響を取り除くために、なんらかの補正を行わなければならない。

水平一様な場所では観測している面を鉛直方向に通過する質量は、気温の変化によるごく小さい (観測高度) $\times \frac{\partial \rho}{\partial T} \Delta T$ 程度しかなくほとんど 0 となるので、代表性のある観測値を求めるために行う座標回転の条件としては、 $\overline{\rho w}=0$ が適当である。しかし、 $\overline{\rho w}=0$ となるように回転するときの回転角を θ とすると、

$$\tan(\theta) = - \frac{\rho_0 \frac{\bar{w}}{\bar{u}} + \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{\overline{T'w'}}{\bar{u}}}{\rho_0 + \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{\overline{T'u'}}{\bar{u}}} \quad (4)$$

となるが、 $\rho_0=O(1)$, $\frac{\partial \rho}{\partial T}=O(10^{-3})$, $\bar{u}=O(1)$ で、今回の観測では、ほとんど全てのデータが、 $-0.05 < \overline{T'w'} < 0.35$, $-0.5 < \overline{T'u'} < 0.5$ であったので、結局

$$\tan(\theta) = \frac{\bar{w}}{\bar{u}} \quad (5)$$

として計算するのとはほとんど同じになるので、簡単な“鉛直風が 0 になる”という条件で充分である。

そこで、鉛直風が平均して 0 になるように、座標を回転することを試みた。同様の操作は、海上の船の観測で行われている⁵⁾。この操作により、負の接地応力はほとんどなくなった。また、顕熱と潜熱のフラックスは r.m.s. で、それぞれ 8 W/m^2 , 13 W/m^2 変化したが特に系統的な変化ではなかった (Fig. 1)。そこで、全ての処理にこの操作を採用した。

赤外線湿度変動計の補正方法の変更については、前報で、日中の比較観測に基づき、もっとも対応の良い周波数帯および測器の組合せを選んだわけだが、補正のための係数が大きく日変化するという結果が現地観測で得られ、再度調

べ直したところ、日中は気温の変動と水蒸気量の変動とが同位相で起こるため基準側の変動に本来水蒸気量の変動とは関係のない変動を混入させていたためと分かった。様々な方法を試行錯誤的に調べたところ、前回調べた時より低い周波数帯 $1/300 \text{ Hz}$ - $1/35 \text{ Hz}$ 程度でしかも超音波温度計の出力は数十秒程度の時定数に相当するフィルターを通して使用した場合に相関がもっとも良くなるようであった。このように遅くした温度変動は、基準湿度計と同じ個所に取り付けられている白金抵抗温度計の変動とほぼ同じであり、事実白金抵抗温度計を使用しても結果はほぼ同じであった。そのため、白金抵抗温度計を補正計算に使用することにした。基準に使っている相対湿度計の時定数(20秒程度)を上回るこのような遅い周波数帯で相関が良くなるのは、基準湿度計と白金抵抗温度計を格納しているシェルターなどの、熱慣性のためであると考えられる。

3. 観測結果

3.1. 熱収支の観測例

観測結果を Fig. 2-Fig. 5 に示す。 Q_n は、放射観測から得られた放射収支量で、地表面が受け取る正味の放射量を示している。また、 LE , H は前述の乱流観測で得られた潜熱輸送量及び顕熱輸送量であるが、 Q_n , G に合わせて30分毎に線形補間されている。 G は地中への熱輸送量である。1時間の各深度(0, 5, 10, 20, 40, 80 cm)の温度の変化量に砂面の熱容量を掛けて、spline 補間を利用して積分して求めているが、熱容量は簡単のために、乾燥時の現地の砂の実測値⁶⁾をそのまま使っている。地表面付近に十分な密度で観測点がないために、十分な精度とは言えず、24時間平均値で $20\text{--}30 \text{ W/m}^2$ 程度の誤差で地表面での熱バランスが成り立っている程度の精度である。

3.2. 1991年6月(IOP-1)の観測例

91年6月の観測例(Fig. 2)では、17日に約9.2 mmの降雨があり、地面が湿った為に日中に 300 W/m^2 近い(12時の観測で 296 W/m^2) 大変大きな潜熱輸送量が観測されているが、18日には、ピークで、 199 W/m^2 (14時)、19日にはピークで 55 W/m^2 (14時)と日を迫る毎に小さくなる。また、水蒸気量は、2 mの比湿の値で、この期間中、17日の日中の 0.01 kg/kg から、18日の日中 0.008 kg/kg 程度、19日午後には、 0.004

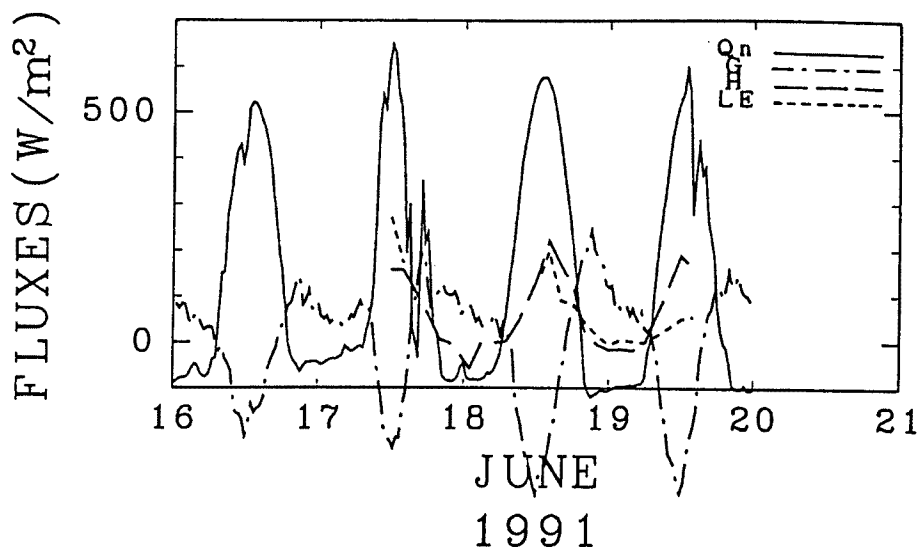


Fig. 2. The result of observation in IOP-1 (Jun. 1991), Q_n is the net radiation flux, H and LE are sensible and latent heat fluxes respectively, and G is the ground heat flux. All fluxes have the unit of W/m^2 . H , LE , and G are positive and Q_n is negative, when outgoing from ground surface.

kg/kg まで低下している。

3.3. 1991年8月 (IOP-2) の観測例

この期間中、8月4日に4.2 mm, 11日に0.2 mm, 12日に7.4 mm, 13日に2.8 mmの降雨があり、比較的降雨が多かった。このときの熱収支を見ると (Fig. 3), 降雨前の晴れた日である8月9日で、日中のピーク時で、潜熱輸送量は14時に 72 W/m^2 にも達し、放射収支の16%になる。そのとき顕熱輸送量は、 280 W/m^2 あり、放射収支量の64%にあたっている。また、夜間は顕熱輸送量が放射収支量の10-20%であるのに対し、潜熱輸送量はごく小さい上向き輸送を示す。典型的には、平均して放射収支量の約20%が、潜熱によって消費されており、日本のような湿潤な地方に比べればはるかに小さいが、無視できない大きさである。また、永井⁷⁾ は地表が乾燥して行く過程で潜熱輸送量の日変化のピークが顕熱輸送量のピークよりも早く、11

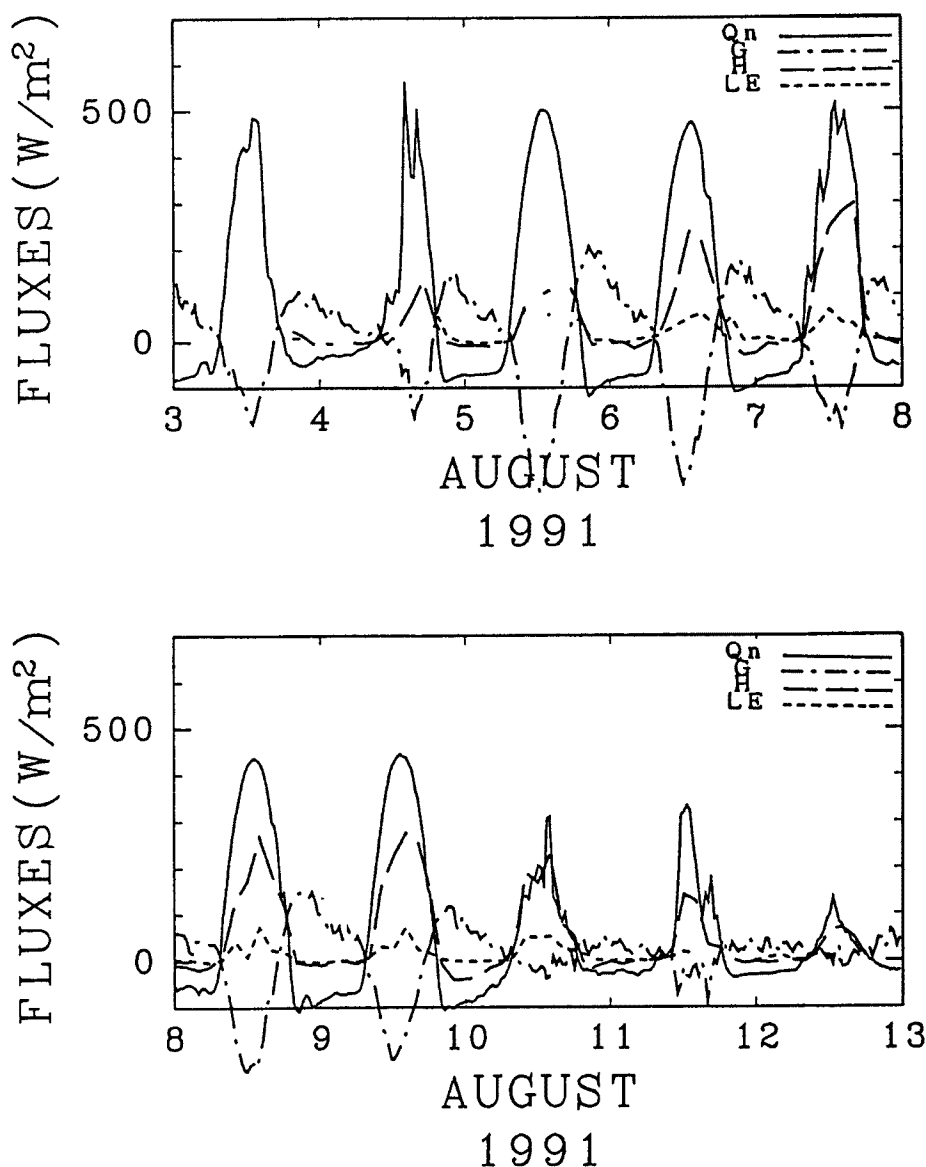


Fig. 3 a. Same figure of Fig. 2, but in IOP-2 (Aug. 1991).

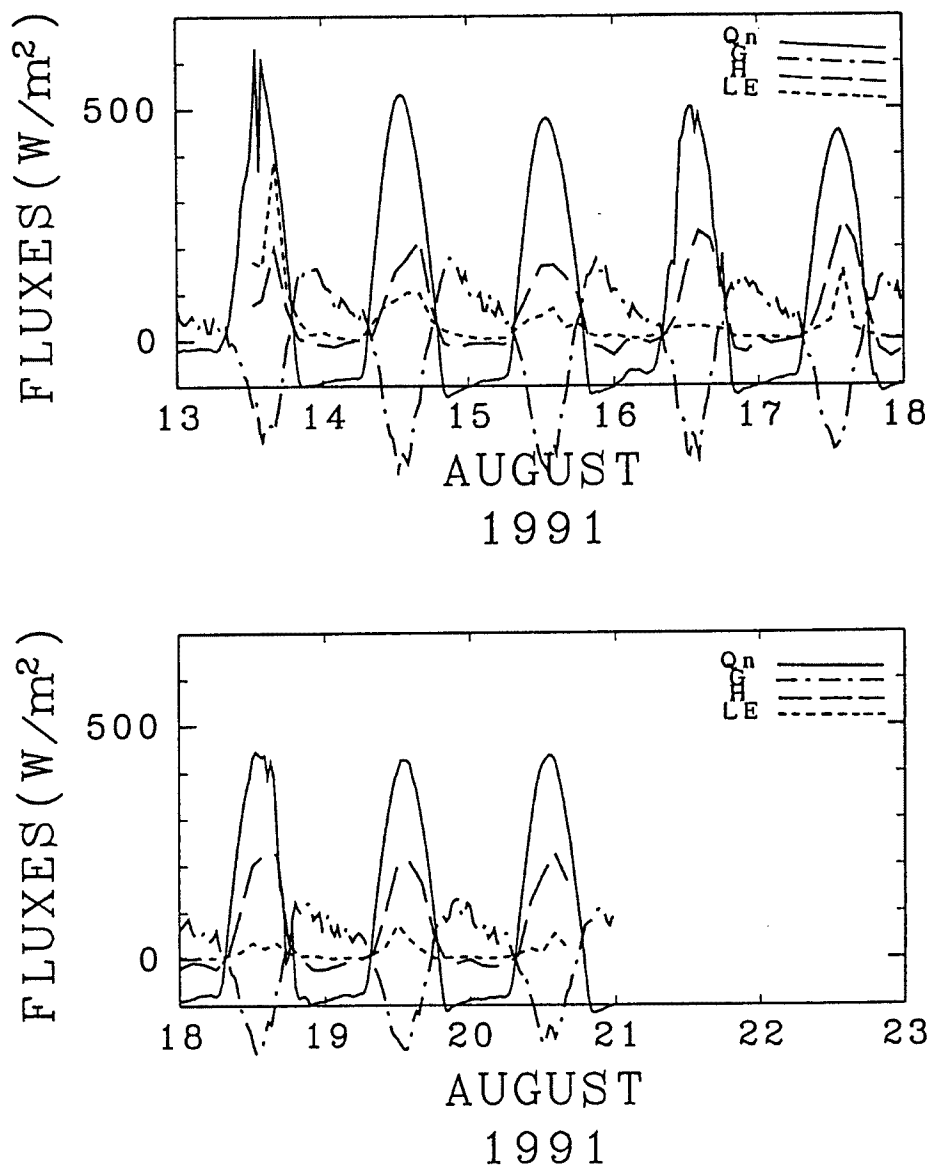


Fig. 3 b. continued

時頃に表れることを指摘しているが、このことは、19日のデータで見られている。

3.4. 1991年10月 (IOP-3) の観測例

この期間は10月8日に、1.2 mm の降雨があったのみで比較的乾燥した状態にある。このデータ (Fig. 4) をみると潜熱輸送量は小さく日中のピークでも 20 W/m^2 程度しかなく、放射収支量に対して、顕熱輸送量は約50%、潜熱輸送量は約5%である。また、夜間は、乱流輸送が小さくなり顕熱輸送量は放射収支量の約20%であり、潜熱輸送量はほとんどない。このように熱収支からみると、水蒸気輸送に伴う潜熱輸送はほとんど無視できる程度であり、放射収支量と潜熱輸送量+地中への熱流量とが、バランスした状態である。

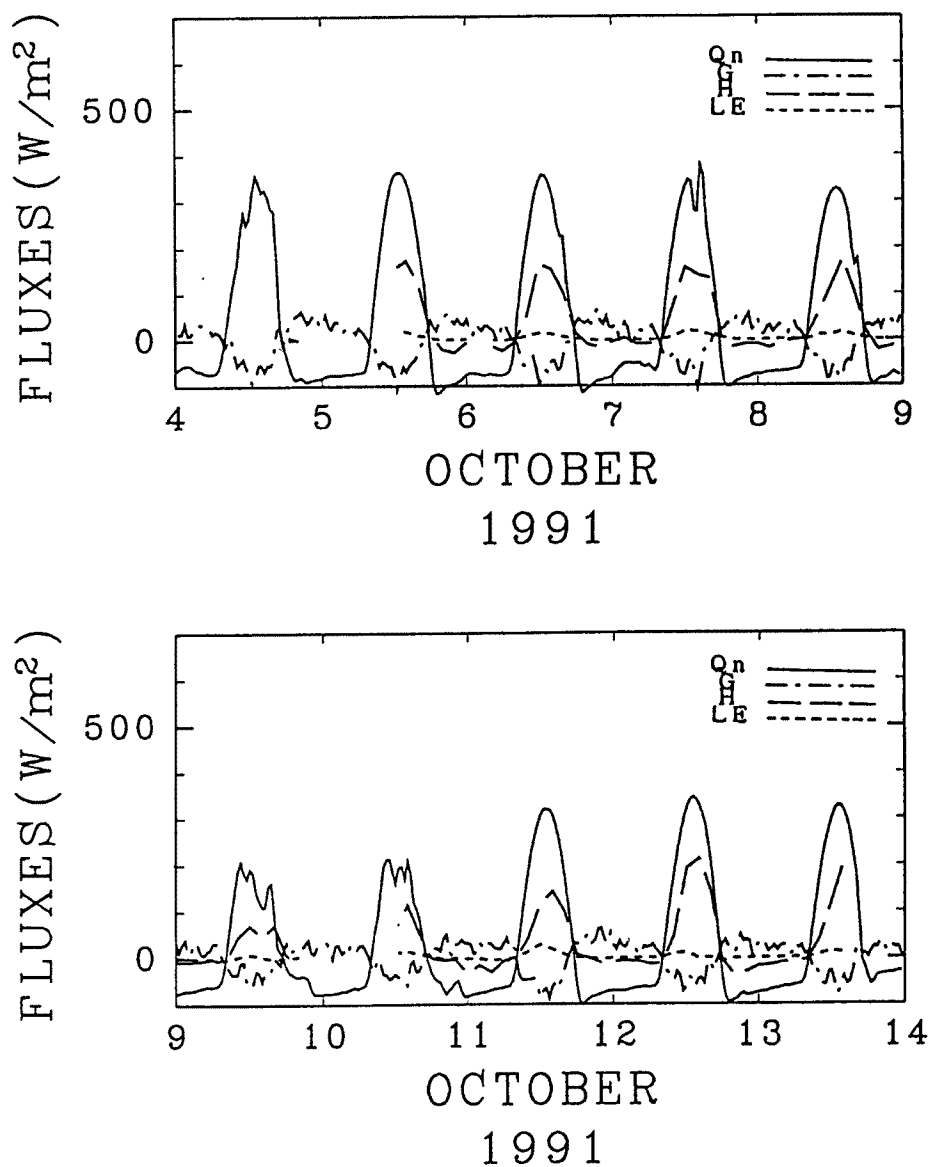


Fig. 4. Same as Fig. 2, but in IOP-3 (Oct. 1991).

3.5. 1991年12月 (IOP-4) の観測例

観測期間が短く、まったく一般的なことは言えないが、一日中氷点下で降水の少ないこの時期でも、潜熱輸送は小さいながらもあり、日中は、10日で 23 W/m^2 (12時) の潜熱輸送がある。また、夜間は小さくほとんど潜熱輸送はない。この時期は、地中温度のデータが得られていないので、地中への熱輸送量はプロットされていない。(Fig. 5)

4. 蒸 発 量

Fig. 6 と Fig. 7 に、乱流観測から得られた蒸発量の積算値と積算降雨量との比較図を、比較的観測期間の長い1991年8月と10月の観測結果について示す。蒸発量に関しては、ほぼ2時間毎の観測結果を先の日変

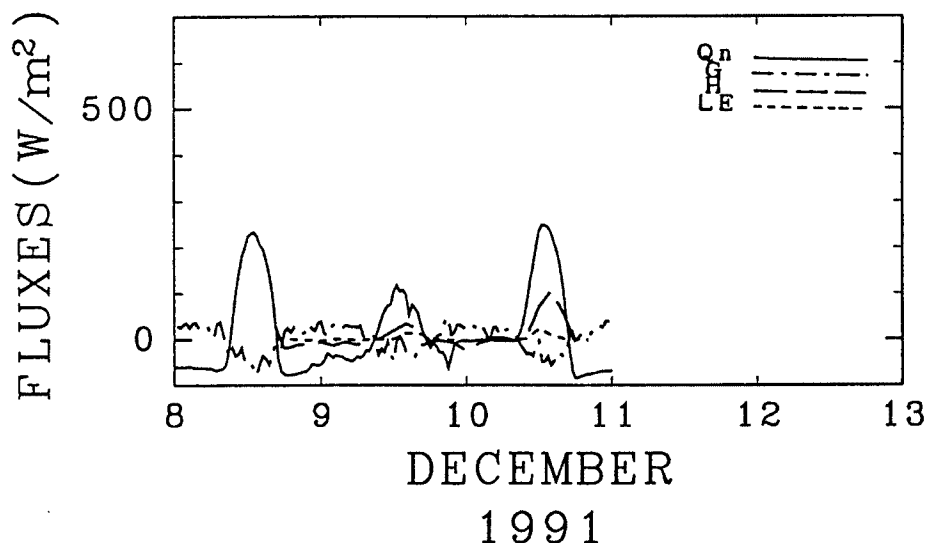


Fig. 5. Same as Fig. 2, but in IOP-4 (Dec. 1991).

化の図と同じように30分毎のデータに内挿して積算してあるが、欠測がある時にはその前後の蒸発量は分からないので0にしてある。8月の観測では、前述の通り、8月4日に4.2 mm、11日に0.2 mm、12日に7.4 mm、13日に2.8 mmの降雨があった。降雨直後に晴れた8月13日には、降雨後観測を12時の観測で再開するまでの欠測を含むデータにも関わらず(5 mm = 5 kg/m²)もの蒸発量が観測されている。また、蒸発量の積算値は、8月4日の降雨後4日の8月7日には、降雨量と等しくなり、12日から13日の降雨の後も、降雨量相当の蒸発が4日後の16日には起こっている。この期間の蒸発量の合計は22 mmに達し、降雨量の合計14.6 mmの1.5倍を越える。また、1日あたりの蒸発量は平均で1.3 mmである。

10月の観測(Fig. 7)では、降雨は10月8日の1.2 mmだけであるが、蒸発量は1.8 mmに達している。1日あたりの蒸発量は約0.2 mmである。10月の観測でも8月の観測と同様に降雨量相当の蒸発は降雨後数日の間に起こっている。前述の熱の収支の面からは、この観測期間中潜熱輸送量の寄与は小さかったが、水の収支を考えるとときには主要な項であることが分かる。

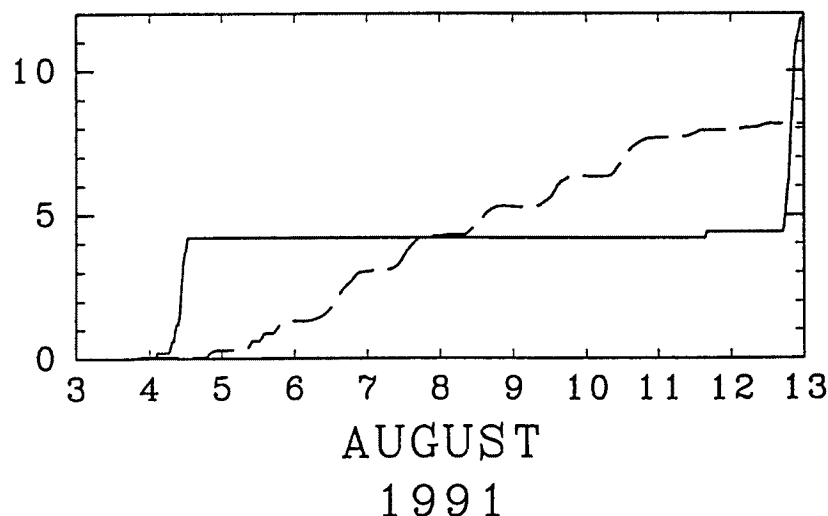
また、図は示さないが、1991年6月の結果では、降雨量9.2 mmに対し、その後2.5日の蒸発量は、その52%に当たる5 mmに達する。ただ、観測期間が短いために、蒸発量が降雨量を上回るかどうかは確認できていない。他の観測も期間が短い、あるいは、欠測があるなどで、蒸発量と降雨量の大小関係は不明である。

以上まとめると、1991年8月の観測結果からは、降雨後約4日で降雨量相当の蒸発が起こり、その後も蒸発は大きくはないがさらに続き、積算蒸発量が降雨量を上回るとい現象が見られた。この様な現象が一年中起こっているものか、偶然観測期間だけに起こったものかは、断定できないが、比較的降雨が多い時期である8月の3週間にわたる観測でも見られたことから、蒸発量は降雨量を上回っている可能性が考えられ、大変興味深い。今後、可能であれば、プロファイル観測などのデータなどを使い長い期間にわたって比較検討すべき問題である。

4.1. 地表面での水蒸気量の変化について

蒸発現象がどのように起こっているかを、地表面付近に注目して解析を行った。この観測点では、当時地表面の水分量を測る測器がなく、もっとも浅い水分計で深さ10 cmであり、そこまで降雨後降水が浸透するのに1日以上かかり、蒸発量の変化と直接の関係がないと思われる。そこで Monin-Obukhov の相似則⁸⁾を利用して、地表面を代表する水蒸気量を計算してみた。Monin-Obukhov の相似則によると水平方向に一樣

(mm (kg/m²)) sum of E&P



(mm (kg/m²)) sum of E&P

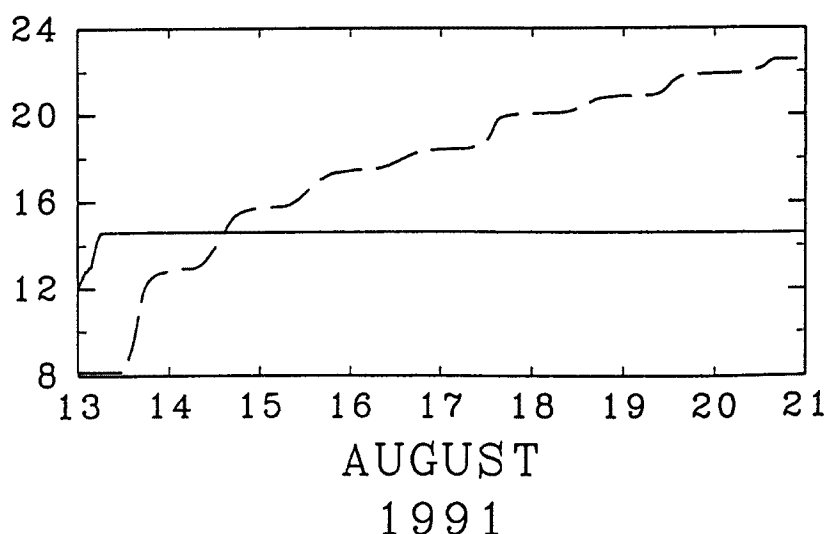


Fig. 6. Integrated rainfall (solid line) and evaporation (dashed line) in IOP-2 (Aug. 1991).

で定常な接地境界層内では、顕熱輸送量 H 、潜熱輸送量 LE とともに、大気安定度 ζ の関数である輸送係数 C_h 、 C_e と風速 U を使って以下のように表される。

$$H = -\rho C_p C_h U (T_{upp} - T_{low}) \dots \dots \dots (6)$$

$$LE = -L \rho C_e U (q_{upp} - q_{low}) \dots \dots \dots (7)$$

ここで、 T は気温、 q は比湿、 C_p は大気の比熱、添え字 upp , low はそれぞれ上下を意味する。普通、熱や水蒸気は大気の乱流に受動的に運ばれるので、両者の輸送効率を表す C_h 、 C_e は、等しいと考えられる。そこで、 T_{upp} 、 q_{upp} の値にタワーでの観測値を用い (T_w 、 q_w 2 m の値を用いた)、 T_{low} に地表面温度を用いて、乱流輸送量から求まった H 、 LE を使って次式のように地表面比湿に当たるものを求めることができる。

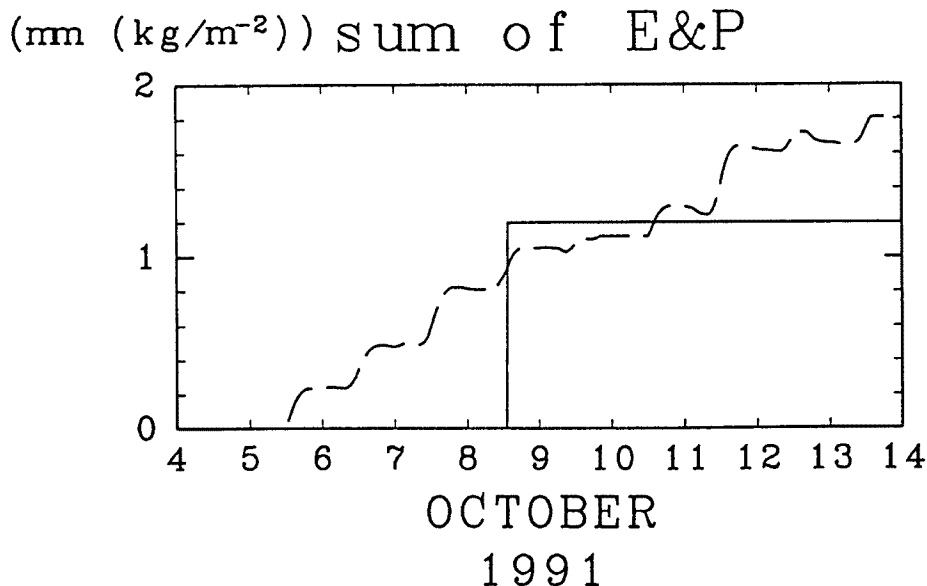


Fig. 7. Same figure of Fig. 6, but in IOP-3 (Oct. 1991).

$$q_{surface} = q_a + \frac{EC_p(T_{surface} - T_a)}{H} \dots\dots\dots (8)$$

この式を用いて求めた地表面比湿に当たるものは、地表面付近の水蒸気量を何らかの形で代表するものになっているはずである。ただ、分母にある H が小さくなる朝方や夕方には、計算結果が不安定になる。

1991年8月のデータについて $q_{surface}$ を求めたものが、**Fig. 8** (下) である。朝夕の計算が不安定になっている部分を除いて見ると、降雨のあった12日から13日にかけてのあと、13日の日中は 0.016 kg/kg と高い値を示すが、日を追う毎に下がって、降雨量に相当する蒸発が起こったあとの17日頃には、 0.008 kg/kg 程度になって落ち着いているように見える。また、地表面温度を用いて相対湿度に換算した図(上)でも、下がっていく日々変化が見られる。日変化については、相対湿度では顕著に見られ、例えば、17日以降、朝方に最大値の60%を少し越える値が、午後に最低値の10%が見られる。比湿では、昼頃に最大値のある形の日変化が起こっている。この変化は、ほぼ地表面温度の変化と同位相である。また、相対湿度の最低値は地表面温度の最高値よりも遅れて起こっている。

また、乾燥している10月の結果でも、8月17日以降の安定した状態が続くのと、同様の結果が得られている。

土壌物理の教科書によると(例えば、土壌物理研究会編⁹⁾)、土壌中の液水と水蒸気との平衡状態は、Kelvin の式と呼ばれる式で、毛細管張力などのポテンシャルを表すマトリックポテンシャル ϕ を用いて、以下のように表される。

$$q_{eqv} = q_{sat} \exp\left(\frac{\phi}{RT}\right) \dots\dots\dots (9)$$

ここで、 q_{eqv} は土壌中での平衡水蒸気量、 q_{sat} は水面に対する飽和水蒸気量を表し、 R は水蒸気の気体定数である。この平衡値と先の **Fig. 8** の値とを比較すると、**Fig. 8** の相対湿度は水面に対する相対湿度であるから、式(9)の $\exp$ の項の大きさに相当するものである。 $RT \sim 460 \times 300 \sim 1.4 \times 10^5$ であり、この項が **Fig. 8** (上) のように0.6から0.1まで変化するためには、 ϕ が -3×10^4 から -7×10^4 程度まで変化しなければならず、これは現地の砂の測定結果¹⁰⁾ や、同地の砂を用いた室内実験の結果から、体積含水率でほぼ15%から5%の変化に相当する。仮に、地表面でもこの平衡が成り立っているとすると、通常の日変化で10%にも及

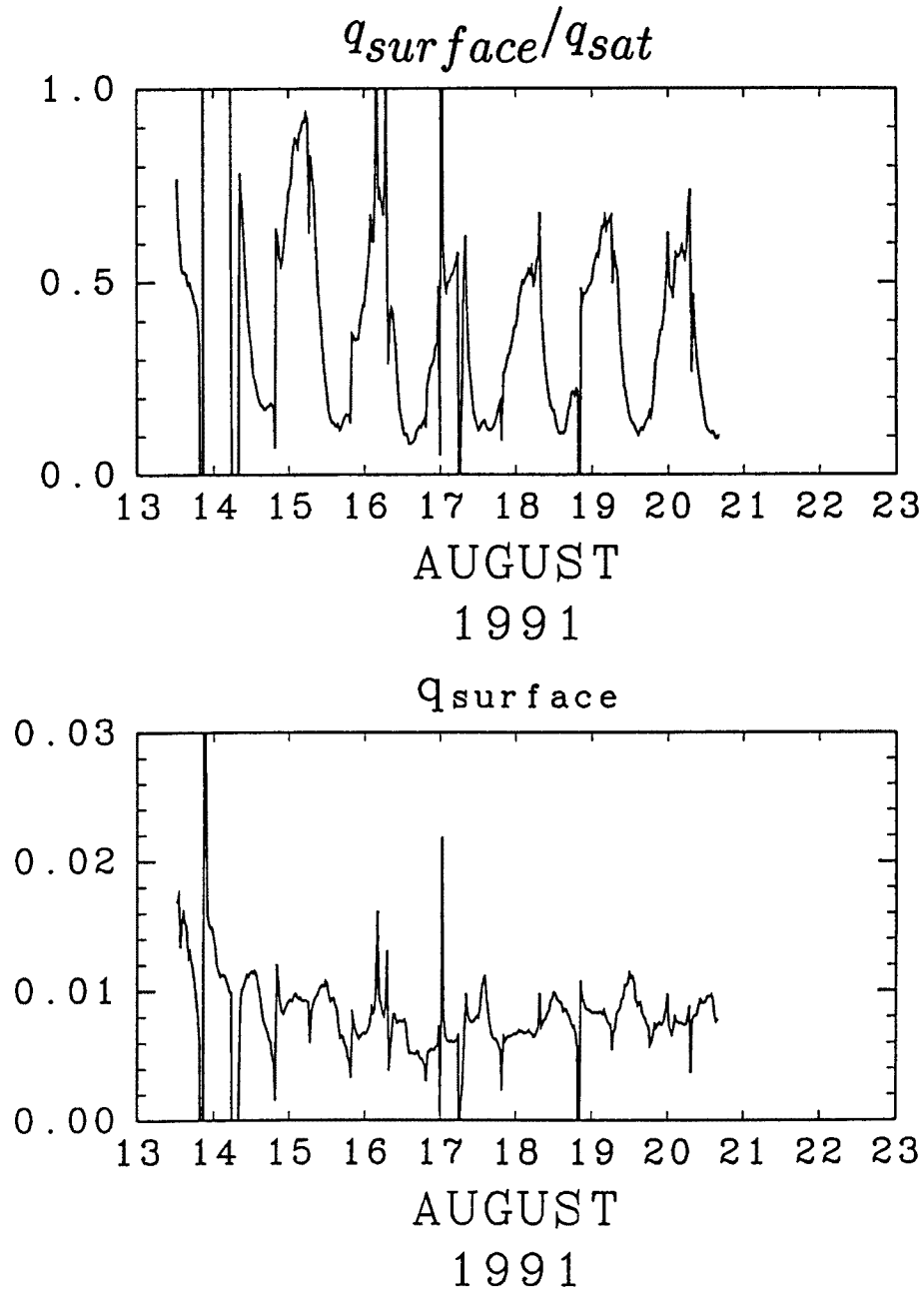


Fig. 8. The surface specific humidity (lower) and the surface relative humidity (upper) estimated by equation 6.

ぶ水分量の変動があるということになり、このように大きな日変化をもたらす原因について考えなければならない。

5. ま と め

地表面大気相互作用に関する日中共同観測 HEIFE での、沙漠における乱流観測の結果について報告した。

同地での、1991年8月の観測によれば、潜熱輸送量は放射収支量の20%程度あり、沙漠であるからといって、潜熱輸送量を見捨てることはできない。しかし、10月の観測では、5%程度であり、その寄与は小さかった。

また、蒸発量は、1991年8月、10月の観測では、降雨後約4日で降雨量に達し、更にその後も蒸発が続くことが見られた。

乾燥時、地表面での、相対湿度は、午後に10%程度、朝に60%程度の日変化をしており、そこでの比湿は地表面温度の高い昼頃に最大値を示す。また、仮に Kelvin の式の平衡が成り立っているとすれば、10%程度の地中水分量の日変化があることになり、地中からの水分の輸送に影響のあることが示唆された。

このように、蒸発のない乾いた地面と考えられていた沙漠にも、蒸発と、それに伴う地表面付近での様々な現象が起こっていることが観測から分かった。これらの現象の正しい理解は今後の課題である。

参 考 文 献

- 1) Mitsuta, Y., M. Yamada and J. Inoue: Sino-Japanese cooperative study on atmosphere-land surface interaction in the Heihe river basin (HEIFE), Tenki, Vol. 37, 1990, pp. 721-725 (in Japanese).
- 2) 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.
- 3) Wang, J. and Y. Mitsuta: Peculiar downward water flux over the Gobi desert in the daytime, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 68, 1990, pp. 399-401.
- 4) Tsukamoto, O., J. Wang and Y. Mitsuta: A Significant evening Peak of Vapor Pressure at an Oasis in the Semi-Arid Region, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 70, 1992, pp. 1155-1159.
- 5) Pond, S., G. T. Phelps, J. E. Paquim, G. McBean and R. W. Stewart: Measurements of the turbulent fluxes of Momentum, Moisture and Sensible Heat over the Ocean, J. Atmos. Sci. Vol. 28, 1971, pp. 901-917.
- 6) 川西 博: 私信 HEIFE 観測の報告, 1992.
- 7) 永井晴康・山田道夫・光田 寧: 中国西北部砂漠地域におけるブラネタリー境界層の観測, 京大防災研年報, 第35号 B-1, 1992, pp. 235-244.
- 8) Obukhov, A. M.: Turbulence in an atmosphere with nonuniform temperature, Tr. Akad. Nauk. SSSR Inst. Teoret. Geofiz., No. 1, 1946, (Translation in Boundary Layer Meteor. Vol. 2, 1971, pp. 7-29).
- 9) 土壌物理研究会編: 土の物理学—土質工学の基礎—, 森北出版株式会社 pp. 200-211.
- 10) Kobayashi, T.: A PRELIMINARY STUDY OF THE ESTIMATING METHODS FOR SOIL MOISTURE AND EVAPORATION RATE IN THE DESERT STATIONS OF HEIFE, A Second Report of Preliminary Scientific Research of Sino-Japanese Cooperation Program on Atmosphere-Land Surface Process in the Heihe River Basin, HEIFE Report No. 6, 1991 Augst, pp. 31-36.