

中国北西部沙漠での地空相互作用

玉川 一郎・今木 和裕・光田 寧

LAND-ATMOSPHERE INTERACTION OVER DESERT IN NORTH-WEST CHINA

By *Ichiro TAMAGAWA, Kazuhiro IMAKI, and Yasushi MITSUTA*

Synopsis

The results of the turbulent observation at Desert station in HEIFE are analyzed. The analyses show the following results: the turbulent fluctuation of the vertical wind component and that of the temperature obey the Monin-Obukhov similarity, especially well in convective condition, but that of specific humidity does not obey it. The bulk parameterization of momentum flux and that of sensible heat flux can be made. In the convective condition, the sensible heat flux can be expressed in the form of free convection. But the water vapor flux can not be parameterized. Using the bulk parameterization of sensible heat, the heat budget and water budget at Desert station are estimated in 10 days average. At Desert station, almost all radiation energy is transferred into atmosphere by sensible heat flux before summer and latent heat flux becomes larger after summer, when the precipitation is concentrated. The precipitation in mid-summer is larger than evaporation but the evaporation exceeds the precipitation in the whole year.

1. は じ め に

中国甘粛省のゴビ沙漠へと連なる乾燥地帯の黒河(Hei-He)流域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、1990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。そのために、沙漠での熱や水の地表面からの輸送量を直接測定する乱流観測が集中観測期間(IOP)に行なわれ、またそれとは別にタワーなどを用いて長期間に渡る連続観測が行われた。

観測システムについては、1991年度の年報に(玉川ら1991²⁾)、また、砂漠での集中観測で得られた顕熱・潜熱の観測結果については、1993年度の年報に報告した(玉川ら1993³⁾)、また、それら集中観測の結果を用いて、通常の連続観測で得られる気温・湿度・風速の高度分布と顕熱・潜熱輸送量との関係をバルク式で表し、長期に渡る顕熱・潜熱輸送量の推定を試みたのが昨年の年報(玉川ら1994⁴⁾)およびHEIFE国際会議での発表であった(Mitsuta and Tamagawa 1993⁵⁾)。

このように、集中観測で得られた乱流輸送量の直接観測値を、長期に渡って観測可能な通常の気温・湿度・風速の高度分布と関係付け、長期間の熱・水の輸送量を算定する事は、現時点で、もっとも現実的な熱・水収支の観測法である。

これらの解析を通して分かって来た事は、気温の高度差を用いてバルク式で顕熱輸送量をパラメタ化することは可能であるが、どうやら潜熱はできないようであるということである。また、それにより潜熱す

なわち水蒸気輸送量は、推定された顕熱輸送量と放射収支量などの観測から、熱収支の残差として求めなければならないということである。通常、このような残差を使った推定は、他の推定値の誤差を全てその推定値に含んでしまうため、誤差が大きくなり、更に、沙漠の場合顕熱輸送量に対して、潜熱輸送量は小さいために、余計に推定は難しい。

そこで、今回は、沙漠での乱流統計量の解析を行い、基本的な性質を押えた上で、バルク輸送係数を決め直して、2年間に渡る熱収支・水収支を精度良く推定することを試みた。

2. 観 測

観測については、上記の報告に詳しいので、ここではごく簡単に述べる。観測点は、中華人民共和国甘粛省にあり、河西回廊と呼ばれる地域に属する北緯39度20分、東経100度10分、海拔約1390mの細かい砂に覆われた沙漠である。この地域の、平均的な年間降水量は、100mm程度である。また、この領域を流れる黒河(Hei-He)は、南にある祁連山脈を発して、この観測領域を通り、北の沙漠に入って消えてゆく河である。この河から約10km離れたところに観測点がある。集中観測は、1991年の6月、8月、10月、12月、1992年の6月、7月に、それぞれ3日から3週間行われた。乱流観測の高度は約2.2mで、1回の観測時間は30分、10Hzのサンプリングを行った。乱流観測は、滑らかな砂丘の上で行われ、その影響を除くために風速の座標系を、平均流に沿う方向が u になるように回転させてあり、その結果 w は、わずかに鉛直方向からずれている(玉川ら1993³⁾)。

3. 乱流統計量の解析

接地境界層での乱流の統計的な性質は、水平一様で定常な場合について古くから研究され、1946年のObukhovの論文⁶⁾による相似則の提唱、1960年代末にアメリカはカンザスで行われた野外観測での観測などを通じて、Monin-Obukhovの相似則と呼ばれる関係が成立することが良く知られている(例えば、Fleagle and Businger 1980⁷⁾のような教科書参照)。Monin-Obukhovの相似則は、以下のようなスケールリングパラメタを用いて無次元化された乱流変動の分散、共分散や鉛直シアーが、無次元化された安定度(高度) $z=L_o$ の関数になるというものである。

$$u^* = \sqrt{-\overline{u'w'}} \dots\dots\dots (1)$$

$$T^* = -\overline{w'T'}/u^* \dots\dots\dots (2)$$

$$T_v^* = -\overline{w'T_v'}/u^* \dots\dots\dots (3)$$

$$q^* = -\overline{w'q'}/u^* \dots\dots\dots (4)$$

$$\frac{z}{L_o} = \frac{kgz(u^*T_v^*)}{T_v u^{*3}} \dots\dots\dots (5)$$

ここで、 u, w, T, T_v, q は、それぞれ風速の風向方向成分、鉛直成分、気温、仮温度を表し、 $'$ は変動量を、 $\overline{\quad}$ は観測時間での平均値を表し、また、 z, g, k はそれぞれ地表面との距離、重力加速度、カルマン定数(ここでは0.4を使った)を表している。本来これらの議論にはここにでていないような温度ではなく、保存量である温位が使われるべきではあるが、この議論で出て来るのは全て無次元数であり、乱流の観測高度は固定されているので、気温で解析を行っても相殺し問題ない。

ここでは、乱流自身の性質を見るために、乱流観測だけから調べる事ができ、他の測器の観測精度の影

響を受けない乱流変動の標準偏差について調べる。乱流変動の標準偏差は、上記 Monin-Obukhov の相似則によると、鉛直風、水平風の風向成分、気温、比湿について、それぞれの標準偏差を σ_w , σ_u , σ_T , σ_q とすると、

$$\frac{\sigma_w}{u^*} = \text{func}\left(\frac{z}{L_o}\right) \dots\dots\dots (6)$$

$$\frac{\sigma_u}{u^*} = \text{func}\left(\frac{z}{L_o}\right) \dots\dots\dots (7)$$

$$\frac{\sigma_T}{u^*} = \text{func}\left(\frac{z}{L_o}\right) \dots\dots\dots (8)$$

$$\frac{\sigma_q}{u^*} = \text{func}\left(\frac{z}{L_o}\right) \dots\dots\dots (9)$$

のようになるとされる。ここで $\text{func}\left(\frac{z}{L_o}\right)$ は、Monin-Obukhov の安定度の関数であることを表している。これらの関係は、1960 年代から 1970 年代について沢山調べられてきたが、それらの結果と比較しながら、砂漠での乱流特性について考察することにする。

個々の具体的なデータに入る前に、砂漠での一般的な特徴を挙げておくと、

- ・乾燥により蒸発量、即ち水蒸気フラックスが少なく、比湿の変動が小さい。
- ・地表面の温度の日変化が大きく、特に強く温められる日中の大気不安定度が大きい。

の 2 点が挙げられる。最初の特徴から、通常気温などのスカラー量は、同じ相似則の関係を持つと考えられているが、このような場合に水蒸気もそうであるか？ という点が、また、後の特徴からは、非常に広い安定度の範囲、特に自由対流のような状態を大きく含む範囲で、果たして過去の観測に一致する結果が得られるかという点が、それぞれ問題点になると考えられる。

近年、不安定の状態の相似則の関係について、Kader と Yaglom は、水平方向の乱流変動と鉛直方向の乱流変動を区別する方向付き次元解析を用いて、考察し、不安定側を 3 つに分類するとともに、過去の観測結果を説明し、広い安定度の範囲で相似則の関係を示した (Kader and Yaglom 1990⁹⁾)。

彼らによると、不安定側の安定度は、 $0 \ll -z/L_o \ll k^4$ まだが dynamic, $k^4 \ll -z/L_o \ll 1$ まだが dynamic-convective, $1 \ll -z/L_o$ が convective な安定度であり、dynamic-convective および convective な領域では、鉛直方向の乱流変動に関わる乱流統計量は、自由対流と同じ相似則が成り立つとされている。彼らの理論は、自由対流中での相似則が、以前の理論よりも中立に近いところでも見られることを説明した。また、彼らがその論文中で示しているデータは、不安定側のかなり広い安定度の範囲に広がっているためもあり、本論文では、彼らの結果とも比較しながら、砂漠での観測結果を考察したい。

通常、このような解析には、得られた観測データの中から理想的な条件であると考えられるものだけを取り出して、解析するのであるが、今回は解析結果を基礎にして、砂漠での熱収支・水収支を算定することが目的であるので、全てのデータを解析に使用した。データ数は約 420 点である。

3.1 風速の鉛直成分の変動

風速の鉛直成分の変動を u^* で、正規化したものを、Fig. 1 に載せる。過去の観測においても見られているように、強い不安定領域 (convective 領域 $z/L_o \ll -1$) で、 σ_w/u^* が $|z/L_o|^{1/3}$ に比例しているのが、明瞭に見られている。また中立に近い領域 (dynamic 領域) で、データ点がばらついているが、これは砂丘の影響を受けていると推測される。安定側では、データのばらつきは不安定側よりも若干大きくなっているが、それでも過去の観測結果との比較的良好な一致を見せている。強安定側 ($z/L_o > 1$) では、値が大きくなる傾向を見せており、Dyer (1974)¹⁰⁾ 等で見られる結果と一致している。観測地は、南北に走る高さ数 m の砂丘が並んでいるところであるので、その影響を見るために、南北を中心として両側 45 度の範

囲 (north-south) とそれ以外の範囲に分けてデータをプロットしたが、特徴的な分布は見られず、砂丘の走向との関係ははっきりしない。

風速の風向成分 u について、同様に無次元化風速変動を示したのが、Fig. 2 である。 u については、相似則の成立について議論があり、Panofsky ら (1977)¹¹⁾ では、境界層厚さの影響を受け、相似則は成立しないとされている。今回の解析結果からみると、確かに w に比べて、大きくばらつくものの全体としては、相似則の関係が成立しているように見える。今回の観測は地上約 2 m と地面に近かったため、大きなスケールの乱流の影響が相対的に小さかったのかも知れない。値に関しては、竹内 (1961)¹²⁾ などで示されている値に近く、 w と同じように、強不安定域で $1/3$ 乗則が、また、強安定域でも値の増加が見られる。また、自由対流時に見られる $1/3$ 乗則について、Kader と Yaglom によれば、鉛直風成分に比べて z/L_o の絶対値がより大きい領域で見られるはずであるが、今回の観測結果では、ほぼ同じ領域で見られており、彼らの理論とは若干の不整合が見られている。

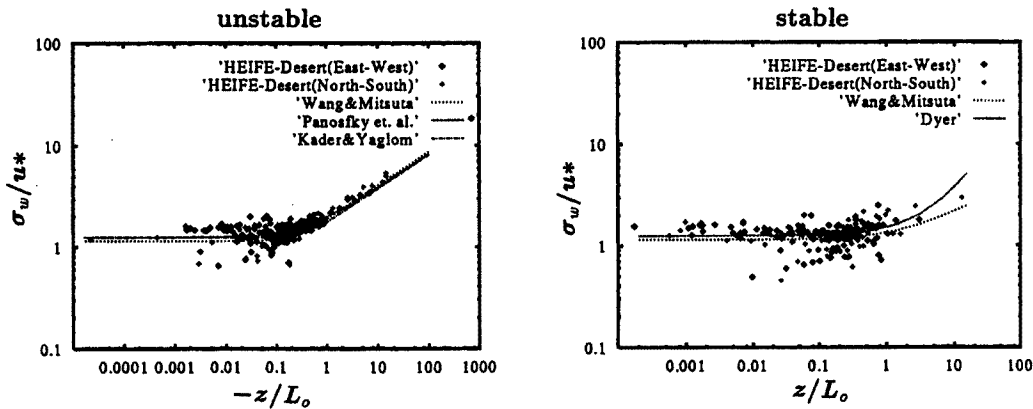


Fig. 1. Normalized standard deviation of the vertical wind fluctuation σ_w/u^* . The left figure shows data in unstable condition and the right in stable condition. z/L_o is Monin-Obukhov stability parameter. East-West ($\diamond$) shows the data obtained in the wind direction from 45° to 135° and from 225° to 315° , and North-South ($+$) from -45° to 45° and from 135° to 225° . The curves in the figures are from Wang and Mitsuta (1991⁹⁾), Panofsky *et al.* (1977), Kader and Yaglom (1990) and Dyer (1974). Note $-z/L_o$ is used in the unstable figure.

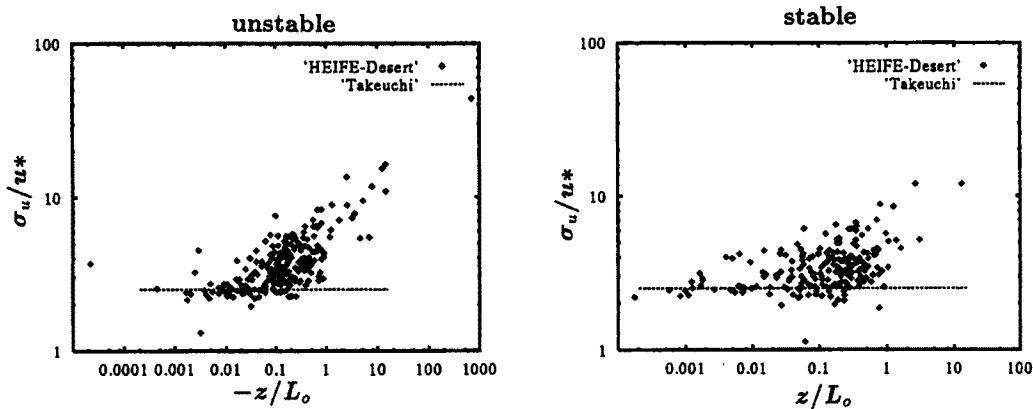


Fig. 2. Normalized standard deviation of the longitudinal wind fluctuation σ_u/u^* . The left figure shows data in unstable condition and the right in stable condition. z/L_o is Monin-Obukhov stability parameter. The lines in the figures are from Takeuchi (1961).

Fig. 3 は、気温について同様の解析を行ったものである。気温については、強不安定域で、 σ_T/T^* が、 $-z/L_o$ の $-1/3$ 乗に比例する関係があるとされており、今回の観測でも非常にきれいにその関係が見られている。中立に近い領域で、安定側不安定側とも、 σ_T/T^* が、非常に大きくなるのは中立時に顕熱フラックスが小さくなり、その結果 T^* が、0 に近付くが完全に水平一様でない、気温変動は残るためであり、野外観測の場合には、比較的良く見られる現象である。強安定側では過去の観測で示されている一定値に近付く傾向が見られる。

Fig. 4 は、無次元化した比湿変動と安定度との関係を見たものである。理論的には、水平一様定常の仮定のもとで接地層内のスカラー量の変動は、比湿に限らず気温と同じものになると考えられている。水蒸気の乱流変動の観測は近年になって、可能になったところで、このような図はあまり見られないので、図には、気温変動 (σ_T/T^*) に対する観測結果を示す線をのせてある。図を見ると、 σ_T/T^* に対する曲線よりもはるか上方に観測値が分布していることがわかる。これは、水蒸気の乱流輸送量から決められる q^* に対して、比湿の変動を表す σ_q が Monin-Obukhov の相似則で期待されているよりも、大きいと言う事を

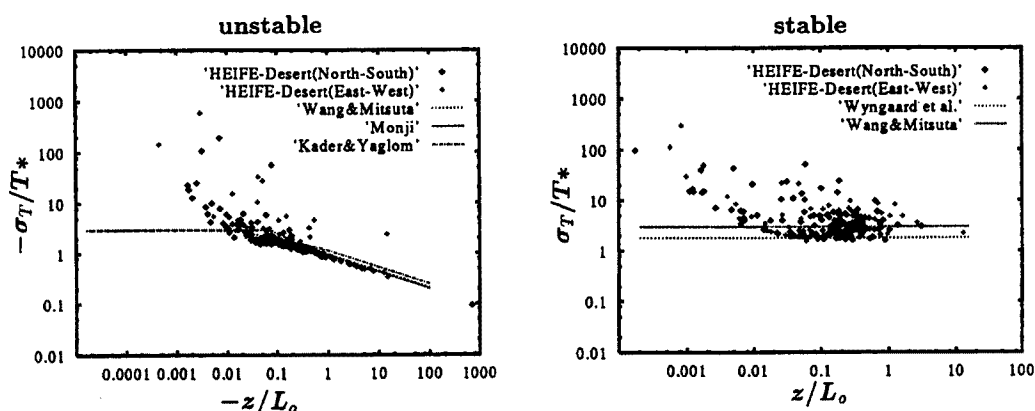


Fig. 3. Normalized standard deviation of the temperature fluctuation σ_T/T^* . The left figure shows data in unstable condition and the right in stable condition. z/L_o is Monin-Obukhov stability parameter. The curves in the figures are from Wang and Mitsuta (1991), Monji¹³⁾ (1973), Kader and Yaglom (1990), and Wyngaard *et al.* (1971¹⁴⁾).

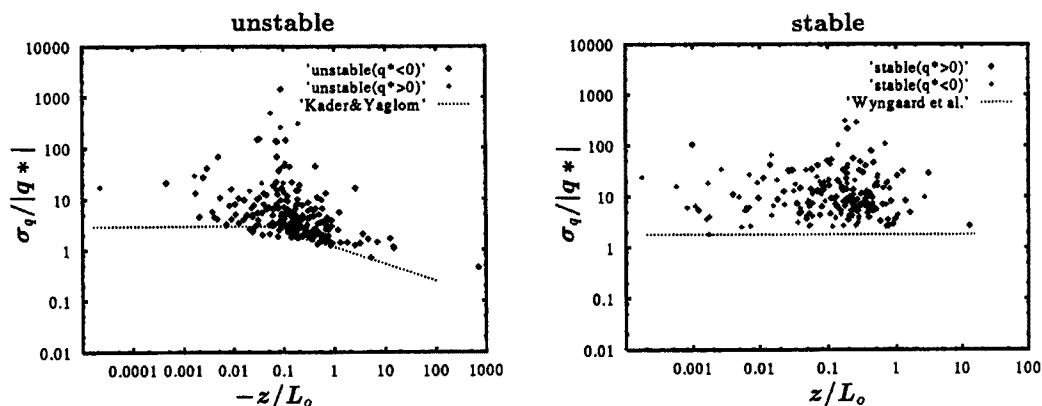


Fig. 4. Normalized standard deviation of the specific humidity fluctuation σ_q/q^* . The left figure shows data in unstable condition and the right in stable condition. z/L_o is Monin-Obukhov stability parameter. The curves in the figure are from Kader and Yaglom (1990), and Wyngaard *et al.* (1971), but both for σ_T/T^* originally.

示しており、鉛直方向の乱流輸送に関係しない変動が多く、比湿の変動に入っている事を意味する。

Monin-Obukhov の相似則で要求されている仮定の中で、水平一様性とは、鉛直方向の異方性が、水平方向の異方性に比べて十分に大きい事であると考えられるが、乾燥地では、水蒸気量の鉛直勾配が小さく、そのため水平一様性の仮定を満たすためには、気温などよりもずっと厳しい条件が必要になると考えられ、そのために上記の結果になったのではないかと推測される。更に推測すれば、砂丘と丘間地のような非一様性や、境界層全体に渡る大スケールの乱れの影響が見られているなどと考えられる。

この節をまとめると、以下ようになる。風速や気温については Monin-Obukhov の相似則の成立が認められ、特に鉛直風や気温に関しては、convective 領域で自由対流の相似則が明瞭に認められた。しかし、水蒸気量に関しては相似則は成立しているとは言えなかった。

4. バルク輸送係数

上記、乱流統計量の解析結果より、運動量と顕熱に関しては、例えば、バルク輸送係数のような形のパラメタ化が可能であると予想される。そこで、以下のような式に基づきパラメタ化を行った。水蒸気についても一応同様に解析しておくことにする。

$$\tau = -\overline{\rho u' w'} = \rho C_d U_{20}^2 \dots \dots \dots (10)$$

$$H = \rho C_p \overline{w' T'} = \rho C_p C_h U_{20} (T_s - T_{20}) \dots \dots \dots (11)$$

$$LE = L \overline{\rho w' q'} = L \rho U_{20} C_e (q_1 - q_{20}) \dots \dots \dots (12)$$

ここで、 τ, H, LE はそれぞれ、運動量フラックス (Pa), 顕熱フラックス (W/m^2), 潜熱フラックス (W/m^2) であり、 L は蒸発の潜熱である。また、添字の 20, s, 1 は、それぞれ観測高度 20 m, 地表面, 1 m を示し、その添字の付いた U, T, q は、タワーでの 30 分の平均値である。 C_d, C_h, C_e がそれぞれ、運動量フラックス、顕熱フラックス、潜熱フラックスに対するバルク輸送係数である。顕熱輸送量に対する水蒸気変動の影響などの問題は、ここでは重要ではないので無視する。個々の観測データから、 C_d, C_h を求めたのが、Fig. 5 と Fig. 6 である。

図中、実線でつながれた点は、対数で安定度 z/L_o を等間隔に分割した時に、平均として輸送量が正しく表現されるようにして求めた平均バルク輸送係数である。図を見るとばらつきは充分小さいとは言えない

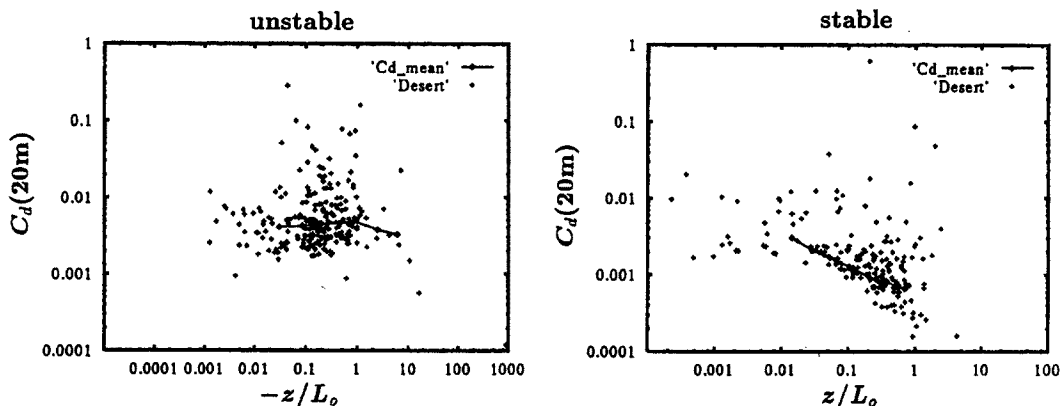


Fig. 5. The bulk transfer coefficient of momentum C_d obtained by applying the bulk equation to each datum. Wind speed at 20 m is used. The lines show the mean C_d in each stability class.

ものの、平均を表す線の周囲を中心として分布しており、平均的には良くパラメタ化できている事が分かる。中立付近の平均値から、地面の粗度は、運動量に対して $1.3 \sim 3.6 \times 10^{-2} \text{ m}$ また顕熱に対しては、 $0.21 \sim 3.5 \times 10^{-3} \text{ m}$ である。運動量に対する値が、通常の砂地に対する値に比べて大きい。

バルク輸送係数は、理想的な条件下では、Monin-Obukhov の相似則を用い Kansas などの実験結果で得られた普遍関数を使って計算できる。いわゆる Businger-Dyer の式を用い、ここで得られた粗度を与えて計算したものとの比較が、Fig. 7 である。これを見ると、特に C_d で顕著であるが、中立に近い不安定側で観測値が大きくなっており、それから得られた粗度を使って計算を行ったために、強不安定側で輸送係数を大きく計算していることが分かる。

更に、前節の解析結果から分かるように、自由対流状態が沙漠で良く観測されていることから、自由対流状態のパラメタ化も試みた。自由対流状態の熱輸送に付いては、伝熱工学の分野で研究がなされており、輸送を表すヌッセルト数 (Nu) が、流体の状態を表すレイリー数 (Ra) の関係で整理されている。流体力学ハンドブック¹⁵⁾によるとその関係は、 $Nu \propto Ra^a$ で、 a は 0.2 から 0.4 であるとされている。この関係を、ここでのタワーでの観測値と顕熱フラックスとの関係に焼き直すと、

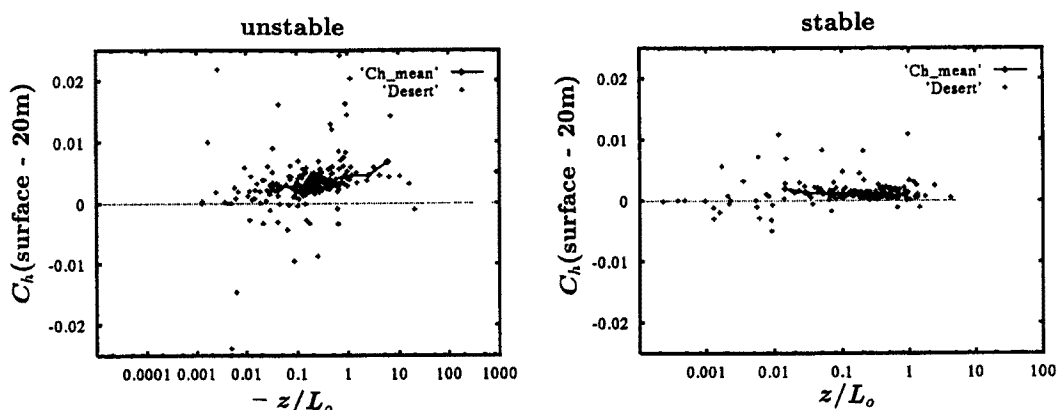


Fig. 6. The bulk transfer coefficient of sensible heat flux C_h obtained by applying the bulk equation to each observation. Wind speed at 20 m, temperature at 20 m and at surface and the measured sensible heat flux are used. There are several data points out of the figure for stable condition. The lines show the mean C_h in each stability class. Note that the axis of C_h is linearly drawn.

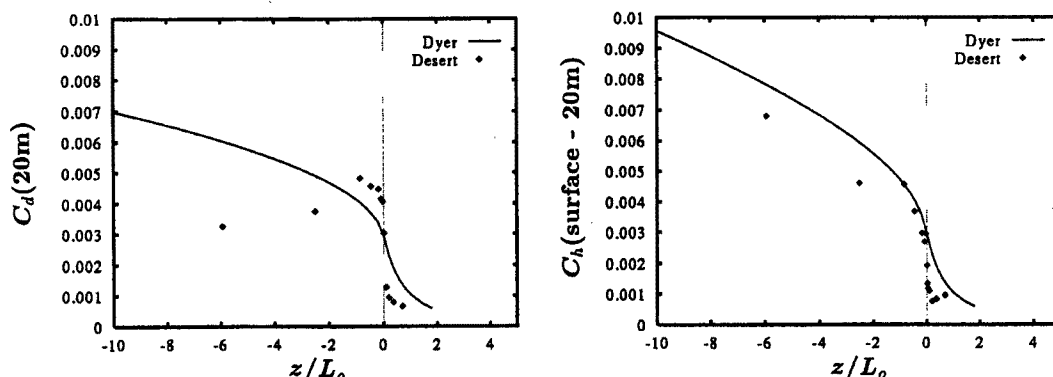


Fig. 7. Comparison of the obtained mean bulk transfer coefficients with those by theory. The curves in the figures indicate the bulk transfer coefficients calculated using the non-dimensional shear functions in Dyer (1974). The right figure shows C_d and the left C_h .

$$H/(\rho C_p) = A_h (T_s - T_{20})^{1+a}, \dots\dots\dots (13)$$

のようになる。ここで A_h は、比例定数である。そこで、自由対流の相似則が、Fig. 3 で良く見えた z/L_o < -2 の領域のデータを使って、 $H/(\rho C_p)$ と $(T_s - T_{20})$ の関係を両対数グラフに描くと、Fig. 8 のようになり良く直線に乗っているのが分かる。グラフから、 $A_h = 2.73 \times 10^{-3}$ 、 $a = 0.417$ であり、ほぼ、レイリー数の 0.4 乗に比例する関係が得られた。上記、流体力学ハンドブックによれば、高レイリー数状態では、 $a = 0.4$ であるというので、ここの結果は実験室内の結果がそのまま野外観測にも適用できる事を示している。

この形のパラメタ化は風速を含まず、また自由対流状態は風速の弱い時に出現するので沙漠のように風速計にとって厳しい条件下でのパラメタ化にとって実用的にも意味が大きい。

更に、潜熱フラックスに対しても同様の解析を行ったところ、 C_e の値は大きくばらつくのみならず、不安定側で 220 例中 146 例、安定側で 191 例中 65 例が、負の値を示した。この結果平均的な C_e の値は負となり、水蒸気勾配の向きと潜熱（水蒸気）フラックスの向きとが一致しない結果が得られた。前節の結果同様に、パラメタ化ができないことを示している。

さて、これまでで、運動量と顕熱のフラックスに関しては、タワーで観測された平均量との間でパラメタ化ができた訳ではあるが、実際タワーのデータを使って、長期に渡って、熱収支を求める際には、安定度 z/L_o は使いにくい。即ち、 z/L_o は、フラックスそのものの関数であり、平均値からフラックスを求める際には、非線形方程式を解かねばならず、計算時間がかかるだけでなく、解の安定性などにも問題が残る。

そこで、タワーでの平均値観測から求められる大気安定度として、バルクリチャードソン数 R_{ib} を以下のように定義し、それを用いて C_d をもう一度パラメタ化する。

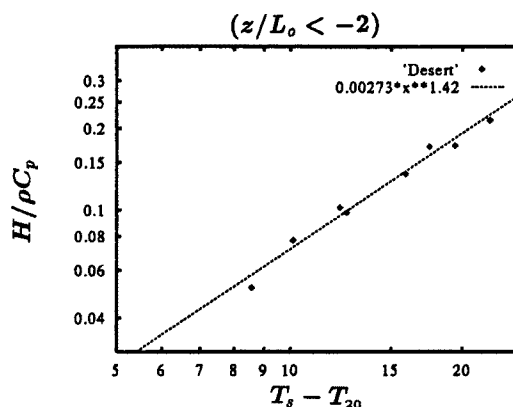


Fig. 8. Relation between $H/\rho C_p$ and $T_s - T_{20}$ in extremely unstable condition ($z/L_o < -2$).

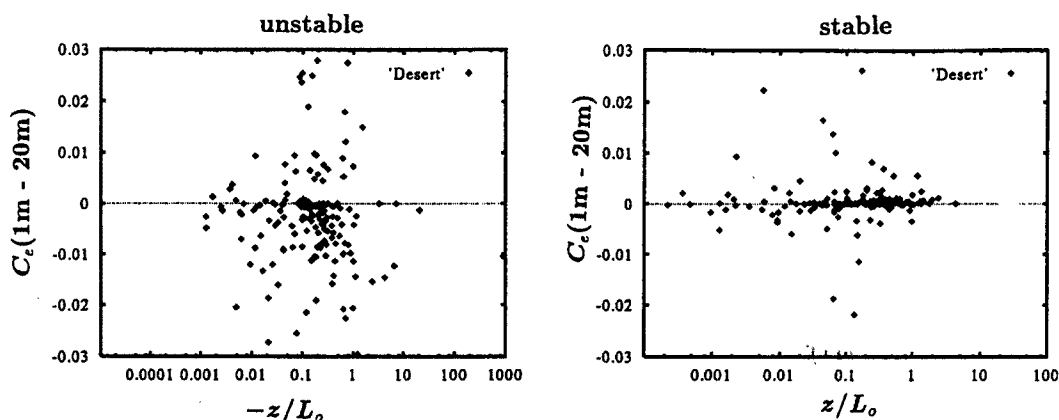
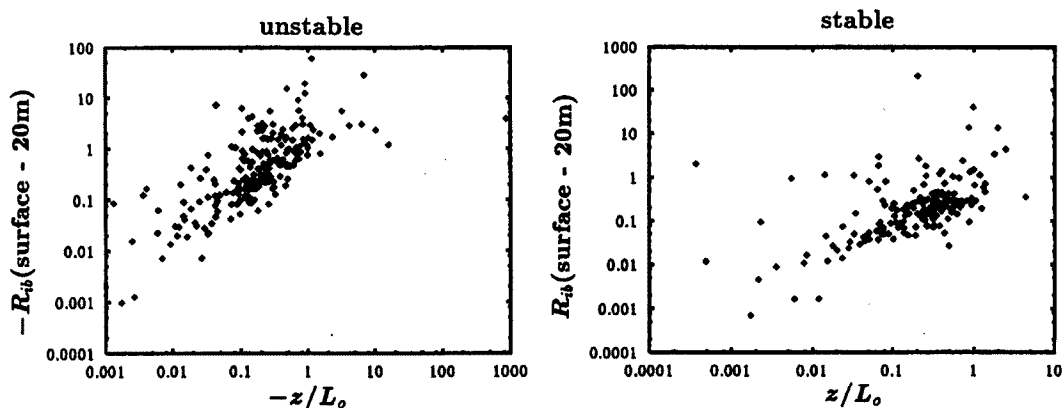
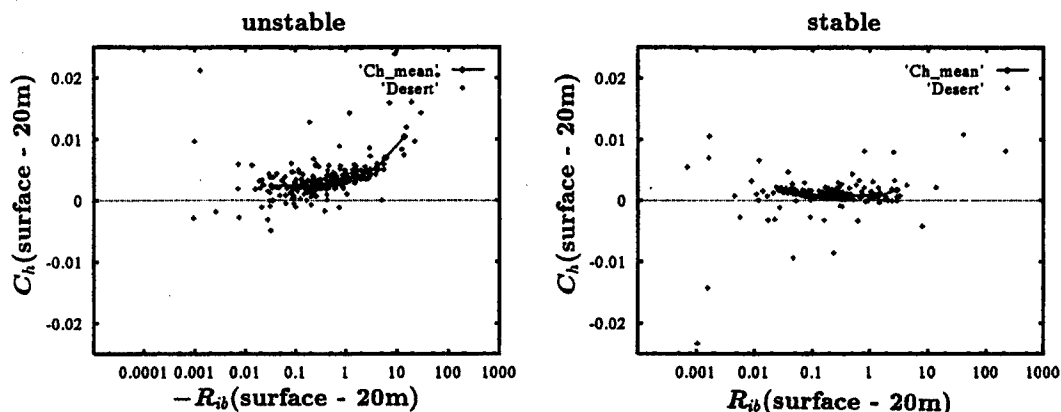


Fig. 9. The bulk transfer coefficient of water vapor C_e obtained by applying the bulk equation to each observation. Wind speed at 20 m, specific humidity at 20 m and at 1m, and the measured latent heat flux are used. There are some data outside of the figures. They are omitted in figures because the absolute values of them are unreasonable large.


 Fig. 10. Relation between two stability parameters: z/L_o and R_{ib} .

 Fig. 11. Relation between the bulk transfer coefficient of sensible heat C_h and bulk richardson number R_{ib} .

$$R_{ib} = \frac{g}{T_m} \frac{z(T_s - T_z)}{U_z^2}, \quad \dots\dots\dots (14)$$

ここで、 z は観測高度であり 20 m である。また T_m は、地表と 20 m との平均温度である。この R_{ib} と z/L_o の関係は、Fig. 10 に見られるように良好な 1 対 1 対応が見られている。

この R_{ib} を使って、 C_h を表したのが、Fig. 11 である。図の書き方、解析方法は Fig. 6 と同様である。

この結果をみるとむしろ z/L_o で表したよりも良く観測値が平均値の周囲に分布しており、この方法で顕熱輸送量は良くパラメタ化できることが分かる。ここの観測値に対するパラメタ化された顕熱フラックスの誤差は、r. m. s. で不安定時に 30 W/m^2 程度である。

5. 熱収支・水収支の年変化

これまでの結果を利用して、HEIFE 沙漠観測点における熱収支・水収支を推定する。地表面での熱収支は以下の式のように表される。

$$R_n = H + LE + G \quad \dots\dots\dots (15)$$

ここで、 R_n は、可視・赤外を含めた放射の収支で、地表面へ入る方を正にとった値であり、 H 、 LE は、今まで出てきた顕熱及び潜熱のフラックスであり、地表面から大気に向かう方が正である。 G は、地表面に吸収される熱で地表面へ入る方を正とする。

この観測点では、可視・赤外の放射観測が年間を通じて行われており、その結果 R_n は、その収支から簡単に求められる。 H は前節の結果よりバルクリチャードソン数 R_{ib} を使ったバルク法で、地表面の温度、20 m の気温、20 m の風速から求められ、また強い不安定時には、風速計の誤差を避けるためにも、自由対流のパラメタ化により、気温と地表面温度の観測から求める。

LE は、前節の結果からパラメタ化できず、残差として求めなければならない。乾燥地では、水蒸気の輸送が小さいことから、他の量をかなり正確に求めなければ、精度を出すことはできないと考えられる。

G は、地中へと吸収される熱であるが、乾燥地では蒸発が地中で起こることが多いため、地表での温度勾配や、熱流板などからは、正しい値がでないと考えられる。そこで、観測されている地表面から 0.8 m までの深さの温度の時間変化に、別の観測で得られている熱容量をかけて求めることにした。残念ながら地中水分の信頼できる観測値が長期に渡るものがないことから、一定値をここでは使用した。また、年変化を扱うことから、鉛直 1 次元の拡散方程式を利用して、年変化成分について、深さ 0.8 m 以上の深い層の熱も考慮した。

推定値と観測値の比較により、 H は 1 日以上であれば、 10 W/m^2 程度の精度を持ち、また乱流観測で得られた H 、 LE と R_n と推定された G の比較から、10 日程度平均すれば、熱収支の誤差は、数 W/m^2 になることが分かったので、10 日平均で値を求めることにした。その結果が Fig. 12 である。1991 年から 1992 年について求めた。

この図をみると、次図にあるように降雨の集中する夏以前は、放射収支のほとんどが顕熱輸送で運ばれて行くが、夏以降潜熱輸送が一定の役割を果たしていることが見てとれる。また、地中への熱量は、年変化を見る場合無視できる程には小さくない。ここで残差として得られた潜熱フラックスから、蒸発量を推定することができる。あまり細部に拘っても仕方ないので、大まかに平均気温が 0°C を下回る 1, 2, 11, 12 月には水の昇華の潜熱で、それ以外は水の潜熱で潜熱輸送量を割ることにより蒸発量を求め、観測された沙漠観測点での降水量と、やはり 10 日間の平均値で比較したのが Fig. 13 である。点を打っていないのは欠測である。

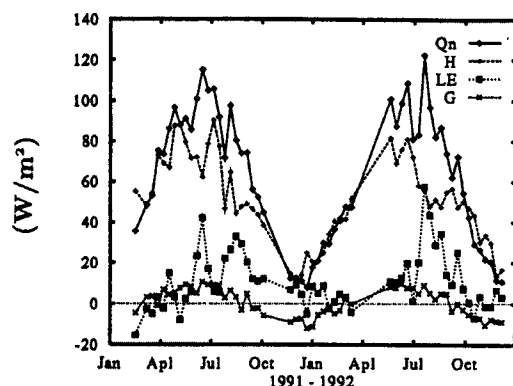


Fig. 12. The estimated heat budget at Desert station. The values of the heat fluxes are estimated every 10 days.

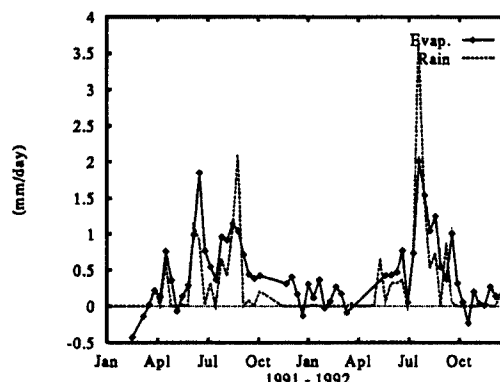


Fig. 13. The comparison between the estimated evaporation and precipitation at Desert station.

この図をみると暖候期に蒸発が多く、降水に応じて蒸発量が大きくなること、また夏以前は蒸発量と降水量が同程度であるのに、降水が多い夏を過ぎると、蒸発量が降水量を上回ることが、分かる。

冬期に若干、負の蒸発が見られているが正しいかどうかは良く分からないが、そのまま、1991年初めまで外挿し、1991年初めからの積算蒸発量及び積算降水量を求めたのが、Fig. 14である。これを見ると蒸発量、降水量の年間値は、1991年で、それぞれ107 mm, 79 mm, 1992年では、158 mm, 101 mmであり、蒸発量は降水量より30%から50%多い。

以上より、ここでは、夏の多雨時に降水が蒸発を上回り、沙漠に蓄えられるが、夏以降蒸発が降水を上回りその水を消費する、しかし、多分、黒河などからの地下水を経由した水の供給のため、若干蒸発が降水を上回る、という描像が得られた。

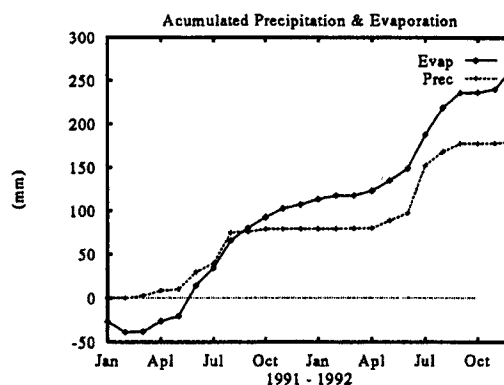


Fig. 14. The comparison between the accumulated evaporation and precipitation. The accumulated evaporation is underestimated, because the extrapolated negative evaporation in the beginning of 1991 was used to the computation.

6. ま と め

HEIFE の沙漠観測点の乱流観測の結果を解析し、Monin-Obukov の相似則の成立を調べ、それに基づいて乱流輸送量のパラメタ化を行い熱収支・水収支の年変化を調べた。

乱流の解析の結果、鉛直風と気温の変動は良く相似則の関係を満たし、特に強不安定な状態での自由対流の関係（ $1/3$ 乗、あるいは $-1/3$ 乗則）が明瞭に見られた。しかし、潜熱輸送量については、相似則の関係が見られなかった。

乱流輸送量のパラメタ化については、運動量フラックスと顕熱フラックスはタワー観測で得られる平均値と比較して、バルク法でパラメタ化が可能であった。しかし乱流解析の結果から予想されるように、潜熱については不可能であった。また、顕熱フラックスについては風速を使わない自由対流のパラメタ化も可能であった。

この顕熱フラックスのバルク法と放射や地中温度の観測値を用いて、1991年から1992年の間の熱収支と水収支を推定した。それによると、降雨の多い夏以降に潜熱輸送、即ち蒸発量が大きくなり、地中に貯められた水分を消費すること、また全体として蒸発量の方が降水量よりも若干多いことが分かった。

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, 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) 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.
- 4) 玉川一郎・光田 寧：砂漠からの蒸発について，京大防災研年報，第37号 B-1，1994.
- 5) Mitsuta, Y. and I. Tamagawa : EVAPORATION AT DESERT STATION IN HEIFE, Proceeding of International Symposium on HEIFE : 1993, pp. 379-390.
- 6) Obukhov, 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, 1971, pp. 7-29).
- 7) Fleagle, R. G. and J. A. Businger : An Introduction to Atmospheric Physics Second Edition, International geophysics series Vol. 25, Academic Press, 1980.
- 8) Kader, B. A. and A. M. Yaglom : Mean fields and fluctuation moments in unstably stratified boundary layers, J. Fluid Mech., Vol. 212, 1990, pp. 637-662.
- 9) Wang, J. and Y. Mitsuta : Turbulence Structure and Transfer Characteristics in the Surface Layer of the HEIFE Gobi Area, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 69, 1991, pp. 587-593.
- 10) Dyer, A. J. : A review of flux-profile relationships, Bound. Layer Meteorol., Vol. 7, 1974, pp. 363-372.
- 11) Panofsky, H. A., H. Tennekes, D. Lenshow, and J. C. Wyngaard : The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions, Bound. Layer Meteor. Vol. 11, 1977, pp. 355-361.
- 12) Takeuchi, K. : On the structure of the turbulent field in the surface boundary layer. J. Meteorol. Soc. Japan Set II, Vol. 39 No. 6, 1961, pp. 346-364.
- 13) Monji, N. : Budgets of turbulent energy and temperature variance in transition zone from forced to free convection, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 51, 1973, pp. 133-145.
- 14) Wyngaard, J. C. and O. R. Cote : The budgets of turbulent kinetic energy and temperature variance in the atmospheric surface layer. J. Atmos. Sci., Vol. 28, 1971, pp. 190-201.
- 15) 日本流体力学会編 (1987) 流体力学ハンドブック，丸善 Section 21, pp. 651-685.