



## 大気境界層の気象

### (III) 地表面の熱収支と気象

近藤 純正\*

#### 1. はしがき

地表面にはいろいろな種類がある。アルベード（反射率）が小さいアスファルト道路では白いコンクリート面に比べて日射量が多く吸収され、その温度上昇は大きい。蒸発散量が多い森林や草地では、地表面が吸収した放射量（日射量と大気放射量）のかなりの部分が蒸発散（蒸発と植物気孔からの蒸散）のために費やされるため、地表面温度の上昇は抑制される。他方、砂漠やコンクリート構造物からなる都市などでは蒸発散量が少なく、地表面温度が上昇し、多量の顕熱が大気に輸送され、大気境界層の気温が上昇する。

地表面の種類が異なると、地表面と大気間の顕熱・潜熱輸送量が違い、大気の上昇量が変わり、地域間で気圧差が生じ、風の循環が生じる。風の循環は、局地循環のような小規模なものから大陸スケールの季節風まである。局地循環は広大な植生域と裸地域間、あるいは積雪域と無積雪域間でも形成される。

第2章は各熱収支量の説明である。第3章では地表面の熱収支を説明する。第4章では、地表面のアルベードや蒸発のしやすさ（蒸発効率）、地表面の熱交換のされやすさ（顕熱交換速度）、地表層の熱的パラメータ（熱容量と熱伝導率）、および気象条件によって地表面の熱収支と温度がどのように変わるのかを調べる。例として、放射量が同じであっても、気温が高い地域では蒸発量が多く、地表面・大気間の温度差は小さいこと、海風の強さは陸面の蒸発効率によって決まること、などを取り上げる。第5章では海面や湖面の熱収支の特徴を述べる。第6章では日射量の変動が地表面熱収支を通して風速に変動を生む例を示す。第7章はまとめ、第8章は質疑・応答である。

#### 2. 地表面における熱収支量の大きさ

地表面には各種のエネルギーが出入りしている。まず、それらの概要を説明しておこう。

**日射量  $S\downarrow$** ：地球上における熱輸送量の大きさは太陽定数を基準にするとわかりやすい。太陽定数とは、太陽と地球が平均距離のとき、地球大気の上端において、太陽光線に垂直な単位面積に単位時間に入射する太陽エネルギー  $I_0$  のことで、

$$\begin{aligned} \text{太陽定数: } I_0 &= 1360 \pm 7 \text{ Jm}^{-2}\text{s}^{-1} \\ &= 1360 \pm 7 \text{ Wm}^{-2} \end{aligned} \quad (1)$$

である。大気の上端に入射する太陽エネルギーの昼夜平均値は、地球の半径を  $a$  とすると

$$\begin{aligned} \text{大気上端の平均値} \\ &= (\text{地球に到達する日射量}) / (\text{全地表面積}) \\ &= \pi a^2 I_0 / 4\pi a^2 = I_0 / 4 = 340 \text{ Wm}^{-2} \end{aligned} \quad (2)$$

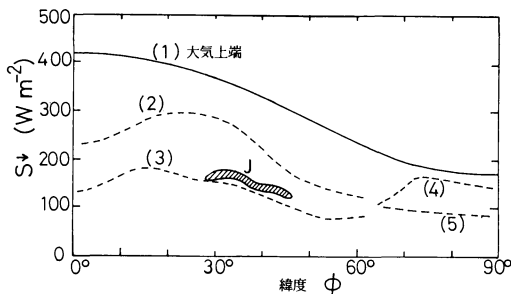
となる。

大気中には太陽光線を吸収したり散乱したりする空気分子、エアロゾル、雲粒子などがあるので、地表面に入射する日射量  $S\downarrow$ （地表面日射量、略して日射量）は式(1)よりは少ない。夏の中緯度における快晴日の正午の地上における日射量の目安は  $1 \text{ kWm}^{-2}$  である。

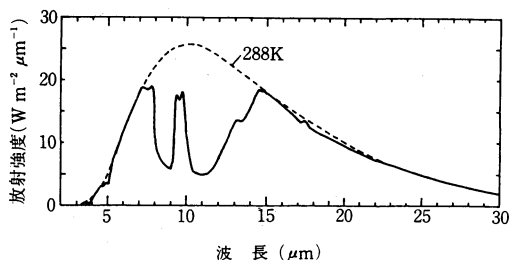
第1図は年平均日射量の緯度分布であり、世界各地の値は破線(2)(4)と(3)(5)の間に分布する。日本での  $S\downarrow$  は [J] の記号をつけた斜線範囲にあり、 $150 \text{ Wm}^{-2}$  の前後で、世界的にみると、やや少なめである。それは雲が多く降水日が多いからである。

**大気放射量  $L\downarrow$** ：大気中には温室効果気体があり、自ら赤外放射（熱放射、または長波放射とも呼ぶ）を出すとともに、入ってきた赤外放射を吸収する。水蒸気は大気組成の0.5%程度（時と場所で変動する）であるが、地表面に入る大気放射量に最大の寄与をしている。次いで二酸化炭素（炭酸ガス）とオゾンの寄与が

\* Junsei Kondo, 東北大学名誉教授.



第1図 日射量の緯度分布。(1)は大気上端における水平面日射量,(2)と(3)は同一緯度帯の最大値と最小値,(4)は南極大陸上,(5)は北極海とその周辺,「J」の記号をつけた斜線範囲は日本各地の値。



第2図 地上における大気放射のスペクトルの例。破線は288Kの黒体放射のスペクトル(近藤, 1987, p. 49)。

大きい。「黒体」は広い波長範囲から、その温度に応じた最大の放射エネルギーを射出するのに対し、温室効果気体は固有の波長の範囲で黒体以下の放射エネルギーしか出さない。第2図の実線は快晴時の地表面へ下向きに入ってくる大気放射のスペクトルの例である。破線は288Kの黒体放射のスペクトルである。黒体と比べて、とくに8~13 $\mu\text{m}$ の範囲のエネルギーが少ない。この波長範囲は「大気の窓」と呼ばれ、この範囲では、地表面からの上向きの赤外放射はほぼ素通りして宇宙空間へ出ていく。このことを利用して、宇宙から地球表面の温度を、雲があるときは雲頂の温度を観測することができる。このようにして測られた温度を「輝度温度」(相対黒体温度)という。

大気放射量は、大気中に水蒸気量が多いときには図の破線で示す黒体放射に近づくが、水蒸気量が少ないときには小さくなる。また、低層の雲が厚いときには、大気放射量はその雲層の温度に対する黒体放射量に近くなる。同じ水の量であっても、水蒸気(気体)は雲(液体または固体の水)に比べて放射量を出さない。

第1表 温度と黒体放射量の関係。

温度 (°C)	放射量 ( $\text{Wm}^{-2}$ )	温度 (°C)	放射量 ( $\text{Wm}^{-2}$ )
-30	198	10	365
-20	233	20	419
-10	272	30	479
0	316	40	545

大気放射量  $L\downarrow$  の目安は、地上付近の気温  $T$  (K) に対する黒体放射量  $\sigma T^4$  との比で表すとわかりやすい。ただし、 $\sigma$  ( $=5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}$ ) はステファン・ボルツマン定数である。快晴時の  $L\downarrow/\sigma T^4$  は、水蒸気量が多いとき0.8~0.9、水蒸気量が少ないとき0.6~0.7である。全天に雲があるときの  $L\downarrow/\sigma T^4$  は、上層雲では0.8前後、中層雲では0.8~0.9、低層雲や降水時では0.9~0.95である。 $L\downarrow$  の年平均値は280  $\text{Wm}^{-2}$  (北海道) ~380  $\text{Wm}^{-2}$  (沖縄) の程度である。

地表面の放つ赤外放射量  $L\uparrow = \epsilon \sigma T_s^4$  ( $T_s$  は地表面温度)：磨いた金属(アルミや銅など)の赤外放射に対する「射出率」 $\epsilon$  は小さいが、地表面を構成する地物(土壌、岩石、草木、ビル、積雪)や水面(海面、湖面)の  $\epsilon$  は0.95~0.99であり、近似的に「黒体」とみなしてよい。温度と黒体放射量の関係は第1表に示す。

顕熱輸送量  $H$  と潜熱輸送量  $\lambda E$ ：地表面温度  $T_s$  が気温  $T$  より高いときは顕熱が地表面から大気へ、逆の場合は大気から地表面へ輸送される。その輸送のされかたは、解説(I)の第2図で説明したように風の乱れによって行われる。通常、上向きに輸送される場合をプラスで表す。晴天日中の顕熱輸送量は、大きいときには500  $\text{Wm}^{-2}$  前後となるが、陸上での夜間では0~-100  $\text{Wm}^{-2}$  程度である。日平均値は0~200  $\text{Wm}^{-2}$  程度である。年平均値は、日本では0~20  $\text{Wm}^{-2}$ 、中国の乾燥域では20~60  $\text{Wm}^{-2}$  程度である。

潜熱輸送量は単位時間当たりの蒸発量(または蒸散量)  $E$  と、気化の潜熱  $\lambda$  の掛け算であり、

$$E = 3.53 \text{ mmd}^{-1} = 1287 \text{ mmy}^{-1} \text{ のとき,} \\ \lambda E = 100 \text{ Wm}^{-2}$$

に相当する。水面や裸地で水が気化する場合を「蒸発」、植物の気孔からの蒸発を「蒸散」という。雨でぬれた植物の葉からは蒸発が起こる。これらをまとめて「蒸発散」、総称して「蒸発」と呼ぶこともある。蒸発散量

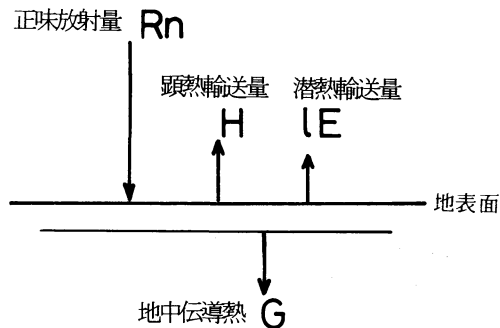
が多いところでは、日射によって地表面に与えられたエネルギーの半分程度が蒸発散のために使われる。湿度が高いときの夜間の陸面や、水深が深い湖では水温が気温に比べて低い夏期に凝結が起きることがある。そのときの潜熱輸送量はマイナスである。日本の湖や森林・草地・耕地での蒸発量（または蒸発散量）は  $500\sim 1000\text{ mmy}^{-1}$  の範囲にあるので、潜熱輸送量の年平均値は  $39\sim 78\text{ Wm}^{-2}$  である。

黒潮の流れる南西諸島近海では、冬期の乾燥・寒冷な季節風が吹くとき、顕熱輸送量と潜熱輸送量の和は日平均値で最大  $800\text{ Wm}^{-2}$  に達する。これは大気上端における日射量の地球平均値の2.3倍である。この海域は、世界有数の気団変質の激しいところである。  $800\text{ Wm}^{-2}$  の大きさは、もし厚さ  $2\text{ km}$  の大気境界層に与えられ、水蒸気が凝結したとすれば、大気は1日当たり約  $30^\circ\text{C}$  の割合で加熱される。この割合で気団は変質されながら、風下に流されているわけである。

**地中伝導熱（海や湖では水中伝導熱） $G$ ：**日中、地表面に日射が入ると、まず地表面付近の薄い地層の地温が上昇し、温度勾配ができて、熱が地表面から深い層へ伝わる。夜間は逆に、地表面が冷却し、下層から上に向かって熱が伝わる。この熱輸送量を「地中伝導熱」という。通常、下向きをプラスで表す。地中伝導熱の地表面での値は、地中の熱容量  $c_g\rho_g$  ( $c_g$  は比熱、 $\rho_g$  は密度) と地温の時間変化量  $\delta T_g$  の積を深さ方向に積分した値（地中の昇温量）に等しい。したがって、深さ  $5\sim 6$  点で測った地中温度の連続的な観測から  $G$  を求めることができる。  $G$  の近似的な測定方法として、「熱流板」と呼ばれる簡単な平板中に生じる温度勾配を測って求めるものもある。

陸面における地中伝導熱  $G$  は地表面温度の時間変化が激しいときほど大きくなる。したがって、  $G$  は正午の  $2\sim 3$  時間前に最大となり、晴天日は  $100\sim 300\text{ Wm}^{-2}$  程度、日没前後に  $-50\sim -100\text{ Wm}^{-2}$  程度となる。日中プラス、夜間マイナスで、日平均値は近似的にゼロとなる。正確には  $G$  の日平均値は  $+5\sim +10\text{ Wm}^{-2}$  (春)、  $-5\sim -10\text{ Wm}^{-2}$  (秋) となる。

**光合成エネルギー：**植生地では日平均値で、太陽光エネルギーの  $1\%$  程度が光合成のエネルギーに費やされている。この大きさは、通常、地表面の熱収支を考える場合は無視してさしつかえない。



第3図 地表面の熱収支の説明図。

### 3. 地表面の熱収支式

地表面では、上で説明した各種のエネルギーが出入りしている（第3図）。その際、放射量をまとめた「正味放射量  $R_n$ 」が使われることが多い。その理由の1つは、  $R_n$  は「正味放射計；放射収支計」という器械で測られるという便利さからである。しかし、  $R_n$  は波長の違う短波放射（日射）と長波放射（大気放射と地面からの赤外放射）をまとめた量であるために、正確な測定値は得難いという欠点がある。

正味放射量  $R_n$  の定義は、地表面のアルベードを  $ref$ 、地表面温度  $T_s$  に対する黒体放射量を  $\sigma T_s^4$ 、日射の反射の分を  $S\uparrow$  とすると、次式で表される。

$$R_n = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow = (1 - ref)S\downarrow - \epsilon(\sigma T_s^4 - L\downarrow) \quad (3)$$

通常地表面では赤外放射に対する射出率  $\epsilon$  は1に近いので、以下では簡単化のために  $\epsilon = 1$  とする。

第3図により地表の薄い層を考える。この層に出入りする熱量の差し引き量がプラスなら昇温、マイナスなら降温となるわけだが、層がごく薄い場合 ( $1\text{ mm}$  以下)、その熱容量は無視できて、この層に入るエネルギーと出るエネルギーはいつも等しいとすることができる。したがって、薄層の上面に入るエネルギーの正味放射量  $R_n$ 、出るエネルギーの顕熱輸送量  $H$  と潜熱輸送量  $LE$ 、さらに薄層の下面から地中に向かう地中伝導熱  $G$  の収支関係は次の熱収支式で表される。

$$R_n = H + LE + G \quad (4)$$

この式はいかなる場合にも成立する基本式である。ところで正味放射量  $R_n$  は、すぐ近くであっても場所場所によって地表面温度が  $10^\circ\text{C}$  違うと  $L\uparrow$  が  $50\text{ Wm}^{-2}$  程度も変わるので、  $R_n$  におよそ  $50\text{ Wm}^{-2}$  程度の差が

できる。それゆえ、場所場所で  $R_n$  を観測しない場合には、次の熱収支式を使う。

$$R \downarrow = \sigma T_s^4 + H + \epsilon E + G \quad (5)$$

入力放射 地面放射 顕熱 潜熱 地中伝導熱

ただし入力放射量は次式で定義される。

$$R \downarrow = (1 - \text{ref}) S \downarrow + L \downarrow \quad (6)$$

$S \downarrow$  と  $L \downarrow$  は数 m~数 km の範囲なら場所場所によってあまり変わらないので、熱収支式としては式 (5) が実際的である。式 (5) の左辺は一般に既知、右辺は未知量である。熱収支式を解く目的は左辺が与えられているとき、右辺の未知量(地表面温度、顕熱輸送量、潜熱輸送量、地中伝導熱)を求めることである。その際、気象条件(放射量、気温など)、地表面のパラメータ(粗度など)及び地中の熱的パラメータなどは既知とする。したがって、対象とする地表面・地域については事前調査をしておく必要がある。

さて、数学の原理によると、未知量の数だけ式の数が必要である。この場合は式 (5) の他に、もう 3 つの式が必要である。

最初、 $G$  が無視できる簡単な場合を考える。陸地面において  $G$  は日中・夜間でプラス・マイナスとなり、日平均状態を対象とするようなときは無視できる。また、小物体や植物の葉面温度を  $T_s$  としてその凍霜害や結露量を考える場合にも  $G$  が無視できる。そのような場合には、式 (5) のほか 2 つの式を立てればよい。それらは、「バルク式」と呼ばれる次の式である。

$$\text{顕熱輸送量} : H = c_p \rho C_H U (T_s - T) \quad (7)$$

$$\text{潜熱輸送量} : \epsilon E = \epsilon \rho \beta C_H U (q_s - q) \quad (8)$$

ここに、 $c_p \rho$  は単位体積の空気(熱容量  $c_p$  と密度  $\rho$  は空気(定圧比熱と密度)、 $\beta$  は地表面の蒸発のしやすさを表す「蒸発効率」(湿潤度と呼ぶこともある)であり 0~1 の値をもつ。水面や積雪面で  $\beta = 1$  である。まったく蒸発がない乾いた面では  $\beta = 0$  であるが、大気の湿度が高くなり凝結が起きるようになると、 $\beta = 1$  である。 $k \equiv C_H U$  は顕熱輸送の交換速度、あるいは顕熱輸送のコンダクタンス(その逆数が抵抗)と呼ばれ、風速  $U$  と安定度の関数である。また、地表面の種類(粗度の違い)によっても異なる。 $T_s$  は地表面温度(一般には物体の温度、植生地では葉温)、 $q_s$  は  $T_s$  に対する飽和比湿( $T_s$  の関数として数表または式で与えられる)、 $T$  と  $q$  は気温と大気の比湿である。

「バルク式」と「交換速度」の意味は次の通りである。まず、顕熱輸送の式 (7) の右辺を書き直すと、

$(c_p \rho T_s - c_p \rho T) C_H U$  となる。 $c_p \rho T_s$  は地表面すれすれの場所の単位体積の空気(熱容量)であり、 $c_p \rho T$  は地表面から少し離れた高度  $z$  の場所の単位体積の空気(熱容量)である。解説 (I) の第 2 図で説明したように、顕熱輸送は上下の空気塊の交換によって行われることを思いおこすと、 $C_H U$  はこれら 2 つの空気塊が交換される速度であることがわかる。このことから  $C_H U$  は「交換速度」と呼ばれる。正しくは、上下に交換される速度は鉛直速度  $w$  の平均的な値であるが、普通には  $w$  は測らないので、 $w$  の平均的な値と比例関係にある平均風速  $U$  で表している。その比例係数が  $C_H$  であり、「バルク係数」と呼ばれている。 $U$  は高度  $z$  の風速であるので、 $C_H U$  は高度  $z$  の関数であることは言うまでもないが、地表面の種類ごとに、また、大気の安定度によって変わってくる。

#### (参考 1) 代表的な地表面の交換速度

いろいろな観測から知られている代表的な地表面の粗度  $z_0$  (単位: m) と、 $k \equiv C_H U$  (単位:  $\text{ms}^{-1}$ ) の目安は次式で示される。 $z_0$  はかっこ内に示す。

○裸地面 (0.005) :  $0.0027 + 0.0031 U_{1m}$

○積雪面 (0.0002) :  $0.001 + 0.002 U_{1m}$

○小型蒸発計 :  $0.018 + 0.0033 U_{1m}$  (日平均)

○湖面や海面 ( $10^{-4} \sim 10^{-3}$ ) :

$$0.00125 U_{10m} \quad (U_{10m} > 5 \text{ ms}^{-1} \text{ の中立時})$$

○草丈 0.1 m の草地 (0.01) :  $0.002 + 0.0045 U_{1.5m}$

○草丈 1 m の水田 (0.1) :

$$0.006 U_{10m} \quad (U_{10m} > 2 \text{ ms}^{-1} \text{ の中立時})$$

○森林 (0.5) :  $0.008 U_{50m}$

風速が弱いときで、地表面温度  $T_s$  (植生地の場合は葉面平均の群落温度) が気温  $T$  に比べて非常に高いときの目安は、

○裸地面 (0.005) :  $0.0012 (T_s - T)^{1/3}$

○水面 ( $10^{-5} \sim 10^{-4}$ ) :  $0.0011 (T_s - T)^{1/3}$

○草丈 0.1 m の草地 (0.01) :  $0.0065 (T_s - T)^{1/3}$

○草丈 1 m の水田 (0.1) :  $0.016 (T_s - T)^{1/3}$

ただし、風速  $U$  の添え字は風速計の地上高を表す。風速がちょうど上記の  $z_B$  (1 m とか 10 m) で測られておらず、高度  $z_A$  の風速  $U_A$  が観測されている場合には、解説 (I) の式 (9) を参照すれば、次式から  $U_B$  を求めることができる。

$$U_B = U_A \times [\ln(z_B/z_0)] / [\ln(z_A/z_0)] \quad (9)$$

なお、温度計や草木の葉など、微小な平板状物体について、交換速度  $k$  は次のように表される (柱状や球状など、詳細は近藤, 1982, p. 73, を参照)。

$$k = 1.82U/Re^{0.6}, \text{ ただし } Re = 10 \sim 2500$$

$$k = 0.83U/Re^{0.5}, \text{ ただし } Re = 2500 \sim 15000$$

ただし、 $Re = XU/\nu$  : レイノルズ数,  $X$  : 風の流れに沿って測った物体の寸法,  $U$  : 物体近傍の風速,  $\nu = 1.51 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ,  $20^\circ\text{C}$  : 空気動粘性係数。

#### 4. 熱収支式から得られる結果

熱収支式(5)の具体的な解き方は省略し(近藤, 1994, p. 133~p. 135参照), その結果から諸現象を理解することにしよう。

##### (a) 放射冷却

熱収支式のもっとも簡単な場合に相当する。つまり、顕熱・潜熱輸送量が無視できる微風の夜の地表面冷却は解説(II)の第3章で説明した。放射冷却が大きくなるのは、空気が乾燥した微風の夜で、土壌層が乾いて(または密度の小さい新雪が積もり)、地中の熱的パラメータ(熱容量と熱伝導率の積)が小さいときである。

##### (b) ポーエン比 ( $H/\iota E$ ) の気温依存性

地表面に入射した放射エネルギーは顕熱輸送量  $H$  と潜熱輸送量  $\iota E$  に分配される。その分配のされ方によって、大気への効果は違ってくる。 $H$  が多ければ大気境界層は高温化されやすいが、 $\iota E$  が多ければ多湿化が強い。それらの比、 $H/\iota E$  は「ポーエン比」と呼ばれ、気候を表す重要なパラメータである。ポーエン比は熱収支量の観測から知ることができるが、熱収支式(5)からその振る舞いを調べることができる。ここでは結果を見やすくするために、簡単な条件について計算しよう。その条件とは、地表面が湿った水面や積雪面(すなわち  $\beta = 1$ )、大気の湿度は高く飽和、風速が非常に強いときとする。計算の結果、顕熱輸送量  $H$ 、潜熱輸送量  $\iota E$ 、ポーエン比  $H/\iota E$  は、次のようになる(近藤, 1994, p. 143)。

$$H = [\gamma/(\gamma + \Delta)](R \downarrow - \sigma T^4) \quad (10)$$

$$\iota E = [\Delta/(\gamma + \Delta)](R \downarrow - \sigma T^4) \quad (11)$$

$$H/\iota E = \gamma/\Delta \quad (12)$$

ただし、 $\gamma = c_p/\iota$ ,  $\Delta = dq_{SAT}/dT$ ,  $c_p$  は空気の定圧比熱、

第2表  $\gamma/\Delta$  の表、および海面の代表的条件 [ $\beta = 1$ ,  $C_H U = 0.006 \text{ ms}^{-1}$ , 相対湿度  $rh = 0.8$ , 有効入力放射量  $R \downarrow - \sigma T^4 = 200 \text{ Wm}^{-2}$ ] と日中の草地の代表的条件 [ $\beta = 0.5$ ,  $C_H U = 0.006 \text{ ms}^{-1}$ , 相対湿度  $rh = 0.5$ , 有効入力放射量  $R \downarrow - \sigma T^4 = 300 \text{ Wm}^{-2}$ ] のときのポーエン比  $H/\iota E$  の表。

気温 ( $^\circ\text{C}$ )	$\gamma/\Delta$	$H/\iota E$ (海面)	$H/\iota E$ (草地)
-10	2.87	2.42	4.47
0	1.47	1.16	2.14
10	0.798	0.570	1.06
20	0.454	0.271	0.516
30	0.269	0.114	0.232

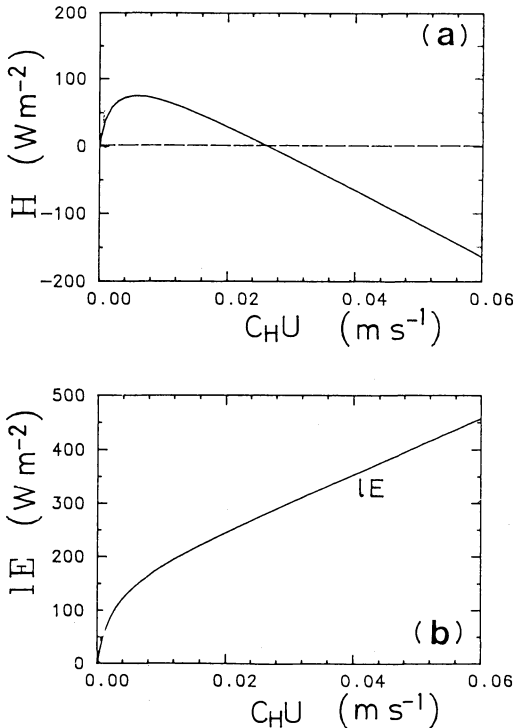
$\iota$  は気化の潜熱,  $q_{SAT}$  は飽和比湿である。なお、入力放射量  $R \downarrow$  と気温に対する黒体放射量  $\sigma T^4$  の差は「有効入力放射量」と呼ぶ。第2表2列目に示すように、上記条件の場合のポーエン比、つまり  $\gamma/\Delta$  は低温のとき大きい、高温のとき小さくなる。

結果の式が簡単になる条件について計算したが、他の代表的な2つの条件についても第2表に示してある。一般に、ポーエン比は高温のとき小さくなる。すなわち、「低温時に地表面(雪氷も含む)に熱が加えられれば、大部分は顕熱として失われ、大気は直接加熱され、蒸発はほとんど起こらない。逆に、高温の熱帯海洋や森林などでは、地表面が吸収した放射量の大部分は蒸発のために使われ、蒸発量が大きくなる。」例として、熱帯の海洋では潜熱輸送量、つまり蒸発が盛んに起こっていることになる。

この関係は人体についても同じである。ただし人体の場合は、熱収支式中の入力放射量  $R \downarrow$  に人体発熱量(1日平均値は約100 W, 表面積は概略  $1 \text{ m}^2$ )を含めて考える。人体は皮膚から放熱することで体温調節を行っている。夏の暑いときは発汗・蒸発が主要な放熱作用である。

##### (c) 海風の強さと地表面の蒸発効率

晴天日中の草地の条件を想定する。この場合の顕熱輸送量  $H$ 、および潜熱輸送量  $\iota E$  と交換速度  $C_H U$  との関係を図4に示した。図aによると、 $H$  は、初め  $C_H U$  とともに増加するが、 $C_H U = 0.006 \text{ ms}^{-1}$  ( $C_H = 0.003$  の草地の場合、風速  $2 \text{ ms}^{-1}$ ) 付近で極大値になったのち、 $C_H U = 0.026 \text{ ms}^{-1}$  (風速で  $9 \text{ ms}^{-1}$ ) 付近で0となり、以後マイナスの値で増加する。これは、風速が弱いとき地表面は気温より高温になるが、風速が  $9 \text{ ms}^{-1}$  以上では地表面は蒸発による冷却作用が強くな



第4図 交換速度  $C_h U$  の関数としての顕熱輸送量  $H$  (図 a) と、潜熱輸送量  $LE$  (図 b), ただし  $R \downarrow - G = 700 \text{ W m}^{-2}$ , 気温  $T = 20^\circ\text{C}$ , 相対湿度  $rh = 0.5$ , 地表面の蒸発効率  $\beta = 0.5$  のとき (Kondo and Watanabe, 1992, の図の一部をとりだした)。

り気温より低温になるからである。第4図によると、潜熱輸送量は微風のところで急上昇するが  $C_h U$  が概略  $0.012 \text{ ms}^{-1}$  (風速で  $4 \text{ ms}^{-1}$ ) 以上になると直線的に増加する。やや湿った裸地でもこれとほぼ同様である。

この例では、風速が  $9 \text{ ms}^{-1}$  以下の範囲で  $H > 0$ , それ以外で  $H < 0$  ということは次の意味をもつ。下層大気は  $H > 0$  で温められるが、 $H < 0$  では冷却される。これを広域の気圧配置による気圧の傾きがほとんどないときに生じる海陸風に当てはめてみよう。海風は陸面上が海面上に比べて  $H$  が大きく、大気が昇温し、気圧が下降して起こる現象である。海・陸で気圧差が生じて海風が吹き始めると、陸上の  $H$  は大きくなり、大気はますます昇温、気圧差増加、風速増強の過程を繰り返す。しかし、もし風速がある強さ(この例では  $9 \text{ ms}^{-1}$ )以上になると、 $H$  は図 a のように減少しはじめるので、風速は適当な大ききで平衡状態となる。平衡状態は、 $H$  の極大値をとる風速の近くにある。この例では、風速  $2 \text{ ms}^{-1}$  程度である。図示していないが、 $\beta$  が

小さいとき(地面が乾いているとき)ほど、 $H$  の極大値は風速の大きいところで生じ、 $H$  の値も大きくなる。したがって、他の条件が同じ場合、雨後の湿った陸面や水田が多い地域では海風はあまり強くなれないが、乾いた陸面では海風は強いことが理解できる。

#### (d) 夜露と風速

湿度が高い晴天夜間を想定し、地物の温度と各熱収支を計算すると、凝結量が最大になるのは風速が適当なときである(近藤, 1996)。例えば、気温が  $20^\circ\text{C}$ , 相対湿度が  $90\%$  の夜は、草丈  $0.1 \text{ m}$  の草地では風速  $0.4 \sim 0.5 \text{ ms}^{-1}$  前後のとき最大の結露が生じる。これより微風では空気・地物間で交換される水蒸気量は少なく、また強風では地物の冷却が小さく結露は生じない。

#### (e) アルベードと蒸発効率による地温日変化

第5図は晴天日の地表面温度の日変化を示し、破線は黒いアスファルト面、実線は草地、一点鎖線は新しいコンクリート面である。まずアルベードの効果を見るために、アスファルト面(破線)と新しいコンクリート面(一点鎖線)を比較すると、アスファルト面では日中は約  $15^\circ\text{C}$  も、夜間は約  $2^\circ\text{C}$  も高温である。

次に、蒸散の有無の効果は草地(実線)とアスファルト面(破線)を比べればよく、蒸散があると日中は約  $15^\circ\text{C}$  も、夜間は約  $4^\circ\text{C}$  も低温となる。ここで注意すべきは、従来、蒸散による温度低下の効果が注目されてきたが、アルベードによる温度低下の効果もそれに匹敵していることである。

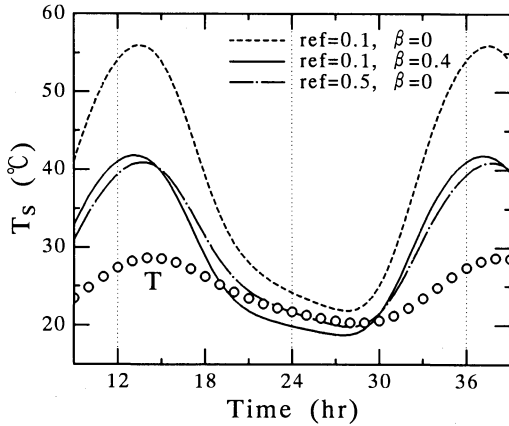
#### (参考2) 地上気温も計算する場合

これまでは地上の気象条件(風速, 気温, 湿度)が与えられている場合を論じてきた。地温と同様に地上気温も予報したい場合は、未知量が増えるので必要な式の数も増えることになる。その場合、大気境界層の上端(高度  $1 \text{ km} \sim 2 \text{ km}$ )の気象条件を与えれば、地上の気温も初等関数の三角関数の組み合わせによって表される。これは、地表面温度と熱収支量に重点を置くときに応用できる(近藤, 1992)。

さらに、二次元的ないし三次元的な地形での境界層大気の気象要素に重点を置く場合には、やや複雑な数値計算を行うことになる(たとえば, Kimura and Kuwagata, 1995)。

#### 5. 海面熱収支の特徴と水温変化

海面や湖面では、特に日変化の特徴が陸面と異なる。その最大の理由は、水は太陽光線のかかなりの部分を深



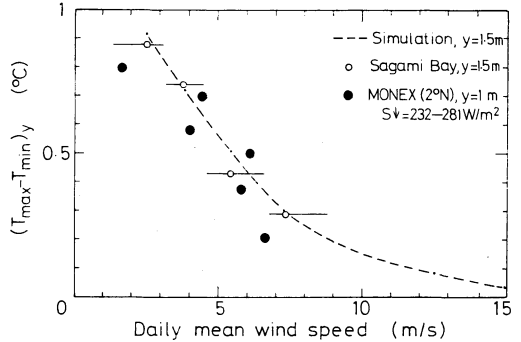
第5図 地表面温度  $T_s$  の日変化例, ただし気温  $T$  が○印で示す日変化の場合. 破線: 乾いたアスファルト面 ( $ref=0.1, \beta=0$ ), 実線: 草地 ( $ref=0.1, \beta=0.4$ ), 一点鎖線: 乾いた新しいコンクリート面 ( $ref=0.5, \beta=0$ ) (近藤, 1992).

くまで透過すること, 鉛直混合によって熱をすばやく伝えることによる. そのため, 厚い水の層で多量の熱を蓄えることができる. 陸地に比べて海洋は数十倍以上の熱を貯めることができる. 日変化について比べるならば, 陸地では薄い土壌の層 (0.3 m 程度) で熱の出入りが行われるのに対し, 海洋や湖では厚い水の層 (10 m 程度) が関係する. 昔, 水は比熱が大きいことが陸地と海洋の大きな違いとされていたが, 比熱の違いでは数倍の熱を貯める効果しかもたない. さらに, 海洋では海流や潮流によって莫大な熱が水平方向に運ばれ, 陸面における地中伝導熱に比べて桁違いの水中伝導熱をもつ場合がある. 東シナ海の黒潮海域における水中伝導熱は夏に  $200 \text{ Wm}^{-2}$ , 冬に  $-200 \text{ Wm}^{-2}$  の程度の大きさになる.

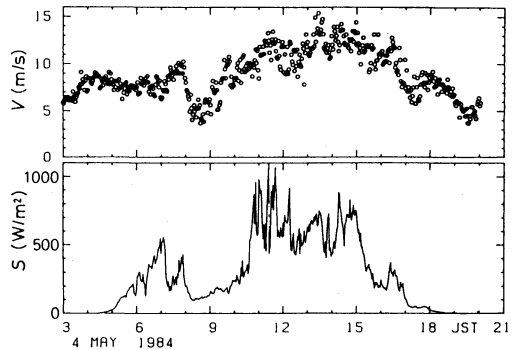
熱を貯める効果について水温日変化から見てみよう. 第6図は晴天日の海水温度 (水深 1~1.5 m) の日較差 (=最高水温-最低水温) と日平均風速の関係である. 日較差は微風日には  $1^\circ\text{C}$  程度, 強風日には  $0.1^\circ\text{C}$  程度となる. この大きさは, 陸地の地表面温度の日較差 ( $10\sim 40^\circ\text{C}$ ) に比べれば, 非常に小さい. したがって, 海面の熱収支の日変化の振幅は小さくなる.

6. 日射量の変動に伴う風速の変化

乾いた裸地面 (地表層の熱的パラメータ  $c_g, \rho_g, \lambda_g$  が小さく, かつ蒸発効率  $\beta$  が小さい) では, 地表面温度の変動幅が大きくなることはすでに説明した.



第6図 晴天日における水深 1 m または 1.5 m の海水温度の日較差 (縦軸) と日平均風速 (横軸) の関係 (近藤, 1981, に加筆).



第7図 乾燥した田圃上で観測された日射量の時間変化 (下段) と高度 5.2 m の地上風速の時間変化 (上段) (Kondo and Kuwagata, 1992).

第7図は田植え前の乾いた田圃で観測された日射量 (下段) と地上風速 (上段) の時間的な変動である. 風は地形の大きな起伏や地表面の小さな凹凸 (粗度) によって乱流的に変動するが, この図では日射量の変動と風速変動の間に相関関係が見られる. 詳しい統計計算をしてみると, 地上風速は数分間及び約 0.7 時間の遅れで日射量の変動に追随している. 数分間の遅れ変動は接地層 (厚さ 100 m 程度), 0.7 時間の遅れ変動は大気境界層全層 (2 km 程度) で地表面温度の昇・降にともなって安定度の強化・弱化的な変動がおり, 地上風速の増強・減衰が生じたものと考えられる.

積雪があるときについて解析してみると, 日射量と地上風速の間には相関関係は見られない. 積雪はアルベドが高く, 日射量をわずかしき吸収できず, 晴れたり曇ったりしても顕熱輸送量の変動は小さく, 乾い

た裸地面上で見られたような現象は生じ難い。

## 7. まとめ

地表面には植生地、砂漠、積雪地、都市ビルなどがある。地表面の種類が異なると、顕熱・潜熱輸送量が違い、大気の上昇量が変わる。① ボーエン比(=顕熱輸送量/潜熱輸送量)は気温が高いときほど小さくなる。つまり、同じ放射量が地表面に注がれているとしたとき、高温の低緯度や夏の中緯度では蒸発量が多く地温・気温差は小さいが、低温の高緯度や高山では蒸発量が少なく地温・気温差が大きくなる。② 海風の強さは、陸面の蒸発効率が小さいとき(乾燥した地面)ほど強くなる。③ 地表面温度の日平均値と日較差は、主に、地表面のアルベードと蒸発効率によって変わる。蒸発効率が大きい(蒸発しやすい)ときは、地温の日平均値は低く、地温変化の振幅も小さくなる。④ 海洋や湖では、水が日射量のかかなりの部分を水の深くまで透過し、また、水中の鉛直混合によって熱を深くまで伝え、水面付近の水温の日変化は小さくなる。その結果、顕熱・潜熱輸送量の日変化は小さい。

## 8. Q & A

**Q1:**「スケール数10 km の、ある広い地域で最高気温と最低気温が周囲に比べて違うのは地下水の影響」と聞いたことがある。ほんとうだろうか？

**A1:**地下水の影響によって、この地域が他に比べて地表面のごく近く(深さ0~0.5 m 程度以内)の土壤水分が多く、また、植生により蒸発散が盛んであるが、その他の条件は違わないとしよう。この場合、式(5)によって熱収支的に考えれば、潜熱輸送量が大きいため、地表面温度  $T_s$  は平均的に低くなる。一方、土壤水分が多いことで、地中の0~0.5 m 層の熱的パラメータが大きいとすると、地中へ出入りする地中伝導熱が大きくなり、 $T_s$  の日変化の振幅は小さくなる。具体的には、その地域と周辺での条件の違いを調査し設定すれば、潜熱の効果と地中伝導熱の効果、その他の効果を見積もることができる。実際には、土壤の種類や地表面のアルベードも変わることが考えられるので、その点からも検討が必要である。

**Q2:**「都市はコンクリートが多いので、夜間の温度が下がりにくい」と言われているが、第5図によると、草地とコンクリート面では1日の温度変化が似ている。都市の温度が下がらない原因は何によるのだろうか？

か？

**A2:**第5図はアルベードと蒸発の効果のみを示したものである。都市に限らず、一般に地表面温度と地上気温は種々の原因が絡み合っていて決まっている。昇温のプラスの効果と冷却のマイナスの効果があって、差し引きプラスになれば、高温になる。夜と昼では効果は異なり、また都市が存在することによって新しい風の循環が発生することもあり、実際的には大変複雑で、詳細な検討が必要である。また、小規模的には、例えば、大きなビルができると、その日陰になる部分は日中は低温になり、かえって都市周辺部より涼しくなることもある。夜間のビルからの赤外放射を余分に受けるビル街の谷間のようなところでは、夜間冷却は小さい(菅原・近藤, 1995, 第5図)。これはビルの谷間の「温室効果」と言える。

次は、個々の要素についての影響である。① アルベード: 森や街路樹が少なく、都市全体が比較的白い場合はマイナスに作用する。都市ビル群落(都市キャノピー)が複雑な構造になると、それ自体がアルベードを下げる効果をもつ。② 蒸発: 蒸発が少ないとプラスに作用する。③ 人工熱: これはプラスに作用する。④ 風速(熱交換速度): 通風がよい都市であれば熱交換が盛んで、日中は涼しく、夜間は温かい。高層建築物が多いと、粗度が大きく乱流が強く熱拡散が盛んになりマイナスに作用するが、都市の上の風速は弱まることで、プラスに作用する。⑤ 熱的パラメータ: 都市を造る構造物の熱的パラメータ(熱容量と熱伝導率の積)が大きいたまは日平均温度は変えないが、日変化の振幅は小さくなる。水は熱的パラメータが大きく、単に、水辺を造れば涼しくなるわけではない。都市に深い(1 m 以上の)水辺が多ければ、温度は日中上がりにくい、夜間は下がりにくい。しかし、蒸発の冷却作用の面からは、水辺の近くでは日平均温度は低くなる。

**Q3:**森林では、雨の日は濡れた樹体からの蒸発が多く、大気は冷却されているといわれる。また、雨が降るとき気温が急に下がることがある。これらはどういうことなのか？

**A3:**森林では日射量がほぼゼロのときでも相当の蒸発量がある。日本では年間、降水日約100日間に200 mm~500 mm(年間の総蒸発量の40%程度)と言われている。このエネルギー源の主要部は大気からの顕熱輸送である。したがって、雨の日の大気は冷却されていることになる。



雨が降りだして気温が下がるのは、①雨滴の周辺で冷却された空気が、雨滴群に引きずられて下降して行くこと。その顕著な現象は積乱雲からの降雨時にダウンバーストに伴う気温の急下降がある。②一般に、それまで高温に保たれていたとき、降雨に伴い日射量がなくなれば地温が下がり、地上の気温も下がる。③連続的な降雨中には、はじめに述べた濡れた樹体や地表面からの蒸発による冷却作用がある。

謝 辞

この解説は気象予報士向けに行った講習会用テキストをもとにしている。受講者には予めテキストを読んでもらい、分かりにくい点や疑問点を指摘してもらった。また、学生さんでは東北大学の後藤順也さん、中村崇志さん、丹野咲里さん、弘前大学の品川勇樹さん、今井真一朗さん、新堂亜希子さん、和久芳樹さん、和田光代さんに読んでもらった。さらに、専門的な立場からは東北農業試験場の桑形恒男博士、東北大学の松島大博士、弘前大学の石田祐宣さんに検討して頂いた。ここに謝意を表します。

参 考 文 献

Kimura, F. and T. Kuwagata, 1995 : Horizontal heat

fluxes over complex terrain computed using a simple mixed-layer model and a numerical model, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 549-558.

近藤純正, 1981 : 数値シミュレーションによる水温・蒸発・蒸散量の推定. *水温の研究*, **25**, 15-43.

近藤純正, 1982 : 大気境界層の科学, 東京堂出版, 219pp.

近藤純正, 1987 : 身近な気象の科学, 東京大学出版会, 189pp.

近藤純正, 1992 : 地表面温度と熱収支の周期解及びその応用, *農業気象*, **48**, 265-275.

近藤純正, 1996 : 夜間の結露量についての熱収支的計算, *農業気象*, **52**, 29-32.

近藤純正(編著), 1994 : 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店, 348pp.

Kondo, J. and T. Kuwagata, 1992 : Enhancement of forest fires over northeastern Japan due to atypical strong dry wind, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 386-396.

Kondo, J. and T. Watanabe, 1992 : Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2183-2199.

菅原広史・近藤純正, 1995 : 都市における各種地表面温度の敏感度解析, *天気*, **42**, 813-818.



とうきゅう環境浄化財団の研究助成募集

1. 研究対象者 :

学識経験者の方はもちろん、一般の方でも研究に意欲のある方であれば、どなたでもご応募いただけます。

2. 研究対象テーマ :

- (1) 産業活動または住生活と多摩川およびその流域との関係に関する調査および試験研究
- (2) 排水・廃棄物等による多摩川の汚染の防除に関する調査および試験研究
- (3) 多摩川およびその流域における水の利用に関する調査、試験研究

(4) 多摩川をめぐる自然環境の保全、回復に関する調査、試験研究

3. 公募締切日 : 2000年1月17日(月)

応募についての詳細は、下記財団事務局へお問い合わせ下さい。

〒150-0002

東京都渋谷区渋谷1丁目16番14号

渋谷地下鉄ビル内

財団法人とうきゅう環境浄化財団

Tel. : 03-3400-9142

Fax. : 03-3400-9141