

夜間の冷却過程における地表面付近の 気温変化と熱収支との関係について

Relationships between Temporal Change of Air Temperature and
Heat Balance in the Nocturnal Boundary Layer

鳥谷 均*・吉野 正敏**

Hitoshi TORITANI and Masatoshi YOSHINO

I はじめに

ある地点の気温とその時間変化は、その地点の地表面における熱収支と深い関係がある。ここで、地表面における熱収支式はエネルギー保存則によって、次のようにあらわすことができる。

$$R_n = H + IE + G_0 \quad (1)$$

ただし、 R_n は地表面が得る正味放射量、 H は地表面から大気へ輸送される顕熱輸送量、 E は地表面からの蒸発量、 G_0 は地表面から地中のより深い層へ輸送される地中熱流量である。また、 I は単位質量あたりの水の気化熱である。

地表面付近の厚さ Δz の土壤層について、この土壤層の平均的な温度を T_s 、熱容量を C_s とすると、この土壤層の温度の時間変化 ($\Delta T_s / \Delta t$) は、次のようにあらわすことができる。

$$G_s \cdot \Delta z \cdot \left(\frac{\Delta T_s}{\Delta t} \right) = G_0 - G_z \quad (2)$$

ただし、 C_s は地表面から深さ Δz の面を通過する地中熱流量で、地中のより深い層へ輸送される方向を正の方向とする。式(1)と式(2)から、

$$G_s \cdot \Delta z \cdot \left(\frac{\Delta T_s}{\Delta t} \right) = R_n - H - IE - G_z \quad (3)$$

となる。 Δz が小さい時、この土壤層の平均的な

温度の時間変化 ($\Delta T_s / \Delta t$) は地表面温度の時間変化 ($\Delta \theta_s / \Delta t$) とほぼ等しいと考えることができる。(Garratt and Brost, 1981; 鳥谷・吉野, 1985)。そこで式(3)は、

$$C_s \cdot \Delta z \cdot \left(\frac{\Delta \theta_s}{\Delta t} \right) = R_n - H - IE - G_z \quad (4)$$

となる。式(4)から、地表面温度は地表面が得る正味放射量によって上昇し、地表面から大気へ輸送される顕熱輸送量、潜熱輸送量および地中のより深い所へ輸送される地中熱流量によって低下することがわかる。ここで、気温を θ_1 とすると、

$$\left(\frac{\Delta \theta_1}{\Delta t} \right) = k \left(\frac{\Delta \theta_s}{\Delta t} \right) \quad (5)$$

と表現できる。式(4)、(5)から

$$K \cdot \left(\frac{\Delta \theta_1}{\Delta t} \right) = R_n - H - IE - G_z \quad (6)$$

となる。ただし、

$$K = \frac{C_s}{k} \quad (7)$$

である。ここで、 K は熱容量の次元を持った係数である。すなわち、気温の時間変化と地表面の熱収支との関係は式(6)のようにあらわすことができる。

本報告では、以上の理論に基づいて、夜の冷却

*筑波大学・院・地球科学研究科 **筑波大学地球科学系

(1986年7月10日受理)

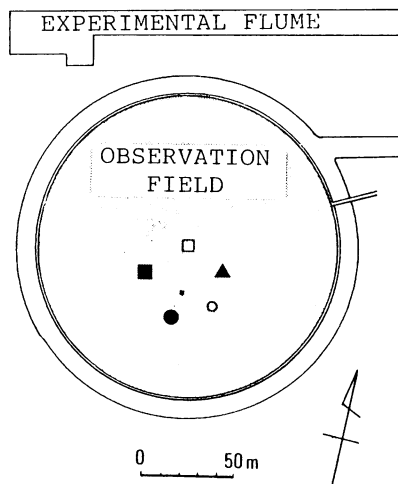
過程における地表面付近の気温の時間変化と地表面の熱収支との関係を、水理実験センターの気象日報データを用いて統計的に明らかにすることにする。

II. 解析方法

気温および熱収支各要素の解析には、筑波大学水理実験センター気象日報データ（古藤田ほか、1983）を用いた。解析した要素は風速、顕熱フラックス、短波放射量、正味放射量、地中熱流量、気温、降水量、蒸発散量の8要素である。風速と顕熱フラックスは、半径80mの観測圃場の中央にある高さ30m鉄塔に設置した、超音波風速温度計（海上電機社製 PAT-311型）によって測定されている（古藤田ほか、1983；甲斐、1978）。また短波放射量、正味放射量、地中熱流量はそれぞれ観測圃場内に設置した、Gorczyński 型日射計（英弘精機社製 MS-43F 型）、Middolton 型放射収支計（英弘精機社製 CN-11 型）、地中熱流板（英弘精機社製 CN-81 型）を用いて測定されている。さらに、気温は30m鉄塔に設置した通風式白金抵抗温度計（中浅測器社製 E-731 型）によって、蒸発散量は鉄塔の西側に設置したウェイング・ライシメータ（烏津製作所社製 RL-15TFA 型）、降水量は鉄塔の東側に設置した、Tripping Bucket 型雨量計（中浅測器社製 B-011-00 型）を用いて測定されている。このうち、気温、風速、顕熱フラックスは高度1.6mにおける値を、地中熱流板は深さ0.02mにおける値を用いた。第1図に水理実験センター観測圃場における測器の配置を示す。

解析に用いたデータは、水理実験センター気象日報作成装置によって、1時間の平均値、または1時間の積算値に統計処理がなされている。解析期間は1982、83年の2年間である。第1表に解析期間における気温、風速、熱収支各要素および熱収支の解析日数を各月ごとに示す。

また地表面温度は、30m鉄塔の高度12.5mのプラットフォームに、赤外線放射温度計（松下電器社製 ER-2007 型）を設置して、1985年の夏季から測定を行っている。この地表面温度の測定値は



- : 30m tower
sonic anemometer-thermometer
Pt resistance thermometer
infrared thermometer
- : net radiometer
pyranometer
- ▲: soil heat flux meter
- : weighing lysimeter
- : rain gauge

第1図 水理実験センター観測圃場における測器の配置

1時間平均値に統計処理がなされている。ここでは、この値も用いることにした。

III 結果と考察

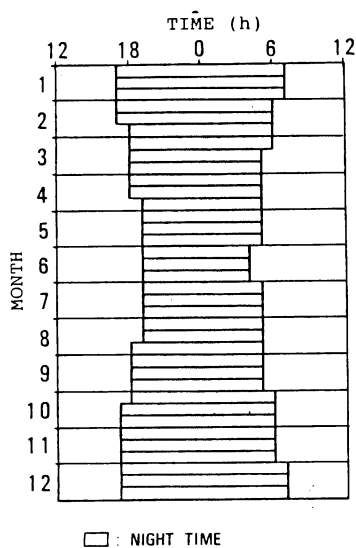
日の出、日の入の時刻は季節によって異なる。このため、夜の長さもまた季節によって異なる。そこでここでは、夜の開始時刻・終了時刻とその継続時間を、日の出・日の入の時刻または日射量（全短波放射量）の時間変化から、各句ごとに第2図のように定めた。また夜の開始時刻と終了時刻における気温の差を、夜の継続時間で除した値を気温低下率と定義する。これは、式(6)における左辺の $(\Delta \theta_1 / \Delta t)$ にあたるものである。

第3図に夜間の冷却過程における気温低下率と夜間の風速に関する季節変化を示す。気温低下率

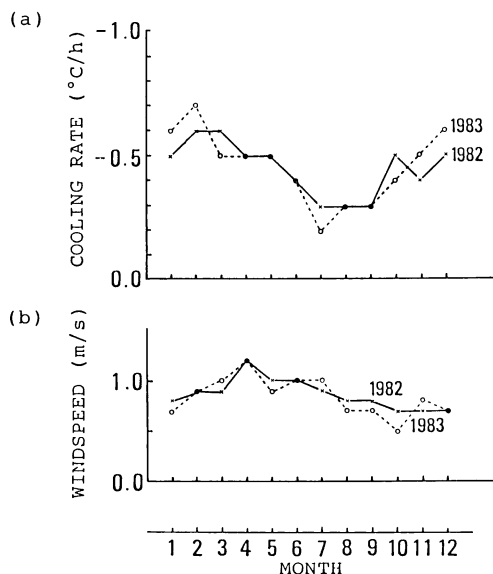
第1表 気温、風速、熱収支各要素および熱収支の解析日数

1982年	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
気温	31	28	29	28	31	30	31	31	26	31	30	31	357
風速	31	27	28	28	31	29	31	28	26	31	30	30	350
正味放射量	31	28	29	28	31	30	31	30	26	31	30	30	313
地中熱流量	0	0	0	0	0	13	31	31	25	31	30	31	192
顕熱輸送量	27	24	28	23	24	28	27	20	6	4	25	27	263
蒸発散	22	21	19	18	23	17	15	22	12	21	20	27	237
熱収支解析日	0	0	0	0	0	4	14	16	3	4	9	0	50

1983年	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
気温	31	28	31	29	31	30	31	31	30	30	30	31	363
風速	31	28	29	29	31	30	30	26	29	30	30	27	350
正味放射量	23	28	31	29	31	30	30	31	30	30	30	31	255
地中熱流量	31	28	31	29	31	30	31	31	30	30	30	12	344
顕熱輸送量	30	21	26	24	28	27	26	26	22	26	30	31	317
蒸発散	26	21	16	16	22	21	15	25	11	0	6	27	206
熱収支解析日	21	19	13	15	22	21	15	24	10	0	6	8	174



第2図 夜の開始時刻と終了時刻および夜の継続時間が大きいのは冬季、小さいのは夏季であり、冬季は $-0.5 \sim -0.7^\circ\text{C}/\text{h}$ と夏季の約2倍である。風速は $0.7 \sim 1.2\text{m}/\text{s}$ であり、3~7月にかけて大きく、冬季は小さい。最大は、4月に現れ、1982、83年ともに $1.2\text{m}/\text{s}$ であった。

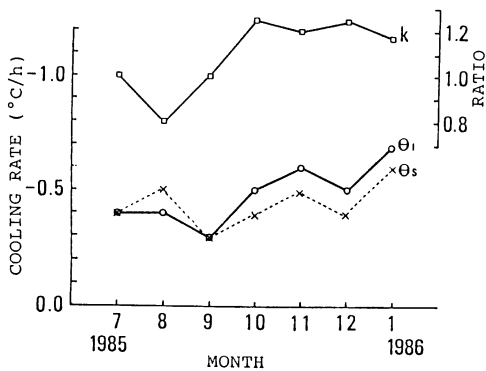


第3図 気温低下率と風速の季節変化
(a) 気温低下率 (b) 風速

地表面温度の時間変化について述べる。これもまた気温と同様に、夜の開始時刻と終了時刻における地表面温度の差を継続時間で除した値を地表

面温度低下率と定義する。この値は、式(4)の左辺および式(5)の右辺の $(\Delta \theta_s / \Delta t)$ にあたる。しかし、1982、83年には地表面温度の観測が行われていない。そこでここでは参考として、1985年夏季から行っている観測から明らかになった地表面温度の時間変化について述べる。

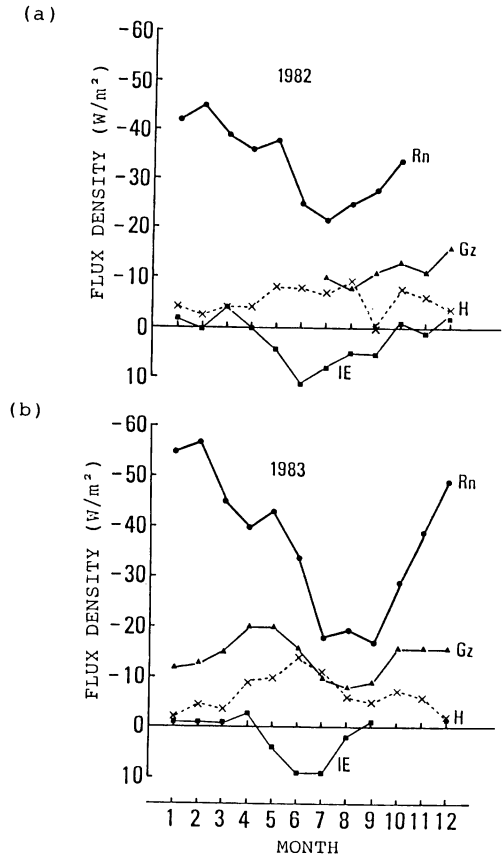
第4図に地表面温度低下率 $(\Delta \theta_s / \Delta t)$ 、気温低下率 $(\Delta \theta_1 / \Delta t)$ 、および地表面温度低下率と気温低下率の比 k の季節変化を示す。地表面温



第4図 地表面温度低下率、気温低下率およびそれらの比の季節変化

度低下率は気温低下率と同様に冬季に大きく夏季に小さい。そして1月には最大値 $-0.6^\circ\text{C}/\text{h}$ 、9月には最小値 $-0.3^\circ\text{C}/\text{h}$ をとる。また地表面温度低下率と気温低下率の季節変化はほぼ並行している。さらに k の値は夏季ではほぼ1.0になることから、夏季において地表面温度低下率と気温低下率はほぼ等しいことがわかる。しかし、冬季になると k の値は1.1より大きくなり、地表面温度低下率は気温低下率に比べて10%小さいことがわかる。

夜の冷却過程における熱収支各要素の季節変化を第5図に示す。縦軸には夜の開始時刻から終了時刻までの熱収支要素の積算値を、継続時間で割った値をとった。ここで、正味放射量 R_n は地表面が熱を得る方向を正、顕熱輸送量 H は地表面から大気へ輸送される方向を正、地中熱流量 G_z は地表面から地中より深い層へ輸送される方向



第5図 夜の冷却過程における熱収支各要素の季節変化 (a) 1982年, (b) 1983年

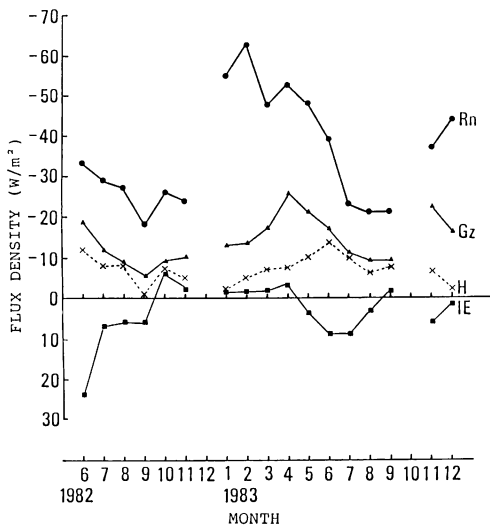
ただし、正味放射量 R_n は地表面が熱を得る方向を正、地中熱流量 G_z は地表面から地中のより深い層に輸送される方向を正、顕熱輸送量 H と潜熱輸送量 IE は地表面から大気へ輸送される方向を正とする

を正の方向とする。また、潜熱輸送量 IE はウェイング・ライシメータによる蒸発散量の実測値 E に蒸発の潜熱 l を掛けた値であり、地表面から大気へ輸送される方向を正とする。

正味放射量 R_n 、地中熱流量 G_z 、潜熱輸送量 H は1年を通して負の値をとる。これは、地表面は正味放射によって熱を失い、地中のより深い層からの熱の輸送、大気からの顕熱の輸送によって熱を得ることを示している。上記の3要素の絶対値

に関して、 R_n は冬季には $40\sim 60\text{ W/m}^2$ 、夏季には $20\sim 30\text{ W/m}^2$ と、冬季は夏季の $2\sim 3$ 倍にあたる。ただし、1982年11月は R_n の絶対値が 20.6 W/m^2 と小さかった。 G_z は年間を通じて $10\sim 20\text{ W/m}^2$ であり、春季に大きい値をとる。 H は暖候季では 10 W/m^2 まで達するが、寒候季では 5 W/m^2 以下と小さい。また IE は暖候季には正の値、寒候季には負の値をとる。このことは、地表面は暖候季において蒸発によって熱を失い、寒候季において凝結によって熱を得ることがわかる。しかし IE は夏季をのぞいて、その絶対値は 0.5 W/m^2 以下と小さい。

気温、風速および熱収支各要素の観測値が完全に整っている日のみ解析して得られた、夜間の冷却過程における熱収支各要素の年変化を第6図に示す。ここで解析した日は、蒸発散量の測定にウェイング・ライシメータを使用しているため、結果的には降雨・降雪のない日をも選択したことに

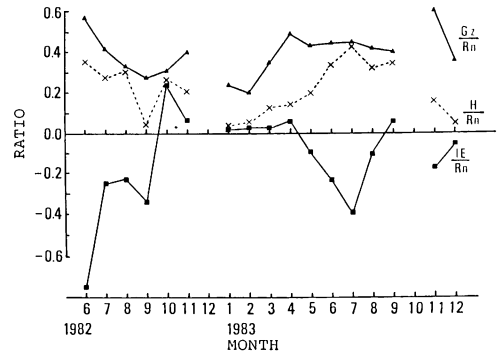


第6図 夜の冷却過程における熱収支各要素の季節変化ただし、気温、風速および熱収支各要素の観測値が完全に整っている日のみを解析

なった。このため第5図と比較して、各要素の絶対値に多少のちがいはあるが、年変化の特徴はほぼ等しいものとなっている。ただし、1982年の秋季において、 R_n のちがいが大きかった。

正味放射量 R_n に対する地中熱流量 G_z 、顕熱輸

送量 H 、潜熱輸送量 IE の比に関する季節変化を第7図に示す。 R_n に対する G_z の比は冬季では 0.2 、夏季では $0.4\sim 0.6$ となる。 H の比は暖候季に $0.2\sim 0.4$ になるが、寒候季は 0.2 以下となる。 IE の比は夏季に 0.2 以上の値をとる。しかし、夏



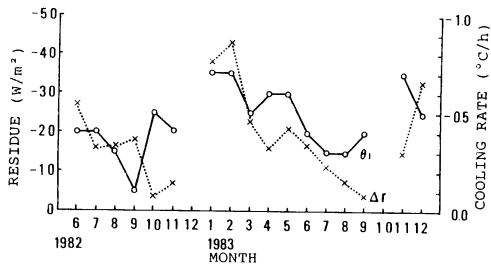
第7図 正味放射量に対する地中熱流量、顕熱輸送量、潜熱輸送量の比の季節変化

季以外は 0.1 以下となる。ただし、1982年10月では 0.23 とこの季節としては比較的大きい値をとり、その比が負の値であることから、この月、地表面では蒸発による冷却が大きかったことを示す。

以上のことから、夜の冷却過程において地表面は、寒候季では正味放射量によって熱を失い、地中からの熱の輸送によって熱を得ること、暖候季では放射と蒸発によって熱を失い、地中からの熱の輸送、大気からの顕熱の輸送によって熱を得ることがわかる。

正味放射量 R_n から地中熱流量 G_z 、顕熱輸送量 H 、潜熱輸送量 IE を引いた残差 Δ_r に関する季節変化を第8図に示す。この値は、式(3)、(4)、(6)の右辺にあたり、夜の冷却過程において地表面が失った熱量を示す。また参考として気温低下率 ($\Delta\theta_1/\Delta t$) も示す。この残差 Δ_r は冬季に大きく、 $30\sim 40\text{ W/m}^2$ にまで達する。これに対して、夏季に小さく、 $10\sim 20\text{ W/m}^2$ となる。さらにこの年変化の傾向は、気温低下率 ($\Delta\theta_1/\Delta t$) の年変化とほぼ並行している。

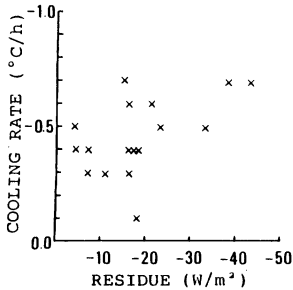
残差 Δ_r と気温低下率 ($\Delta\theta_1/\Delta t$) との相関を



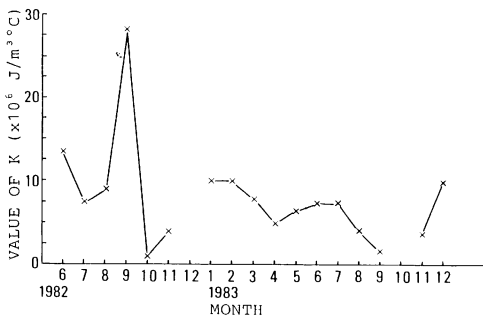
第8図 残差 Δr の季節変化
参考として気温低下率も示す

第9図に示す。残差と気温低下率はほぼ正の相関（相関係数0.55）であり、残差 Δr が大きくなるにしたがって気温低下率（ $\Delta \theta_1 / \Delta t$ ）が大きくなるのがわかる。

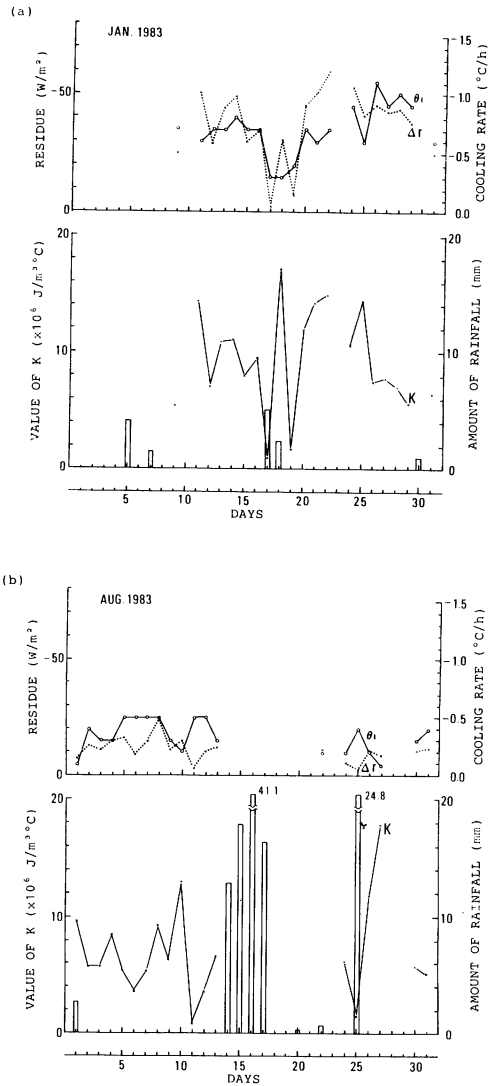
残差 Δr を気温低下率（ $\Delta \theta_1 / \Delta t$ ）と土壌層の厚さ Δz で割った値、すなわち式(6)のKに関する季節変化を第10図に示す。ここで、 $\Delta z = 0.02\text{m}$ とした。Kの値はほぼ $5 \sim 10 \times 10^6 \text{ J/m}^3\text{°C}$ の範囲を推移している。このKの値は、式(7)が示すように土壌層の熱容量 C_s と地表面温度低下率（ Δ



第9図 残差 Δr と気温低下率（ $\Delta \theta_1 / \Delta t$ ）との相関



第10図 Kの季節変化



第11図 残差、気温低下率、K、降水量の月変化
(a) 1983年1月、(b) 1983年8月

$\theta_1 / \Delta t$ と気温低下率（ $\Delta \theta_1 / \Delta t$ ）の比 k に関係した値である。ここでOke (1978)によると、土壌層の熱容量は乾燥土壌に関しては $1.4 \sim 1.7 \times 10^6 \text{ J/m}^3\text{°C}$ 、湿潤土壌に関しては $2.9 \sim 4.1 \times 10^6 \text{ J/m}^3\text{°C}$ の範囲の値をとる。また水理実験センター観測圃場の地表面付近における土壌層の熱容量は、3層分布（佐倉、1978）から乾燥土壌（土壌水分量20～30%）の場合は $1.4 \sim 1.7 \times 10^6 \text{ J/m}^3\text{°C}$ 、湿潤土壌（土壌水分量70～80%）の

場合は $2.6\sim 2.9\times 10^6\text{J}/\text{m}^3\text{C}$ となる。今回解析から求めたKの値はこれらの値と比較して、オーダーとしてはほぼ一致するが約2倍の大きさになっている。

土壌層の熱容量は土壌水分量によってほぼ決まる (Oke, 1978)。このことから、Kの値もまた土壌水分量によって変化するものと考えられることができる。すなわち、観測圃場地表付近の土壌層における土壌水分量は、降水終了時に大きな値をとり、以後、蒸発散や土壌層内の排水過程によって小さくなる。これによって土壌層の熱容量 C_s 、そしてKの値もまた時間とともに小さくなる。このことを確かめるために、1983年の寒候季である1月と暖候季である8月の、Kの値と降水量に関する月変化を第11図に示す。Kの値は降水量終了時に大きな値をとるが、それ以後、時間の経過とともに小さくなっている。以上のことから、Kの値は地表付近の土壌水分量に関係した値であることがわかる。またこのことは、降水終了時では、地表が失う熱量に対する気温低下率は小さいが、時間の経過とともに地表付近の土壌層が乾燥するにつれて、地表が失う熱量に対する気温低下率が大きくなることを示している。

IV おわりに

夜間の冷却過程における気温の時間変化と地表面の熱収支との関係を、水理実験センターの気象日報データを用いて解析した。その結果、つぎのことがわかった。

(1) 夜間の冷却過程における気温低下率は、冬季に $-0.5\sim -0.7\text{C}/\text{h}$ と、夏季の約2倍の大きさになる。

(2) 夜の冷却過程において、地表温度低下率と気温低下率は冬季を除いてほぼ等しい値をとる。しかし、冬季では地表温度低下率は気温低下率に比べて10%ほど小さい。

(3) 夜の冷却過程において地表は、寒候季では正味放射によって熱を失い、地中からの熱の輸送によって熱を得、暖候季では正味放射と蒸発によって熱を失い、地中からの熱の輸送と大気か

らの顕熱の輸送によって熱を得る。

(4) 降水終了時は、地表付近の土壌水分量が大きいので、地表が失う熱量に対する気温低下率は小さい。しかしその後、土壌層における蒸発と排水過程により、地表付近の土壌水分量が小さくなるので、地表が失う熱量に対する気温低下率は大きくなる。

謝 辞

筑波大学水理実験センターの古藤田一雄助教授をはじめ職員の皆様には、観測設備や資料の利用などについて、種々の御便宜をはかっていただきました。ここに記して厚く感謝します。

文 献

- 甲斐憲次 (1978) : 気象観測鉄塔における乱流変動量の観測とデータ処理について。筑波大学水理実験センター報告、2号、25-36。
- 古藤田一雄・佐倉保夫・林陽生・甲斐憲次 (1978) : 水理実験センターにおける熱収支観測システムとデータ収録処理について。筑波大学水理実験センター報告、2号、65-89。
- 古藤田一雄・甲斐憲次・中川慎治 (1983) : 気象日報作成装置について。筑波大学水理実験センター報告、7号、75-83。
- 佐倉保夫 (1978) : 土壌水分移動と地中温度分布の関係について(予報)。筑波大学水理実験センター報告、2号、37-45。
- 鳥谷均・吉野正敏 (1985) : 夜間、接地気層における気温の時間変化と熱収支との関係について。筑波大学水理実験センター報告、9号、103-107。
- Garratt, J. R. and Brost, R. A. (1981) : Radiative cooling effects within and above the nocturnal boundary layer. *Jour. Atmos. Sci.*, **38**, 2730-2746.
- Oke, T. R. (1978) : *Boundary Layer Climates*. Methuen and Co. Ltd. London, 372p.