

積雪が局地気温の日変化に及ぼす影響について

Influence of Snowcover on the Diurnal Variation of Local Temperature

劉 発華*・河村 武**

Fa-Hua LIU and Takeshi KAWAMURA

I はじめに

地上付近の気温の日変化は天気の状況、季節変化、そして地理的位置に関係することはよく知られている。勿論、気温の日変化は地表面の状態にも依存する。地上付近の気温の日変化は顕熱の輸送に関係する。そして、顕熱は地表面における熱収支の重要な項の一つである。

各種の地表面における熱収支に関して様々な研究が行われてきた。裸地、草地、水面、アスファルトについては、Monteith and Szeicz (1961), Stanhill *et al.* (1966), 古藤田 (1984), 成田 (1984) などの研究がある。また、積雪面については、西沢ほか (1965) が滝波川流域で雪の表面に関して、日射、顕熱、潜熱、融雪量の熱収支を考察した研究がある。しかし、雪の熱伝導や融雪量などの項目の測定に難点が残されている。

積雪面の高いアルベドが、他の種類の地表面の各々の熱収支より、気温に及ぼす影響は遙かに大きい。本研究では、ほぼ同じ天気状況のときに、筑波において草地で積雪があるときとないときの気温の日変化がどれだけ違うのか、またその影響がどのくらいの高度まで達しているのかを調べた。

II 観測及び資料

この解析は1988年1月6日と9日の2日について行われたものである。観測場所は筑波大学水理実験

センターの圃場である。1月5日の夜から1月6日の早朝にかけて関東地方では全般的に降雪があった。筑波大学水理実験センターでは6日の9時に7cmの積雪があり、昼過ぎから融雪によって草地が露出し始めたが、14時ごろはまだ半分ぐらいの残雪があった。6日の早朝から夜中まで筑波は快晴の天気であった。9日も快晴の天気だが、地表に雪はなかった。

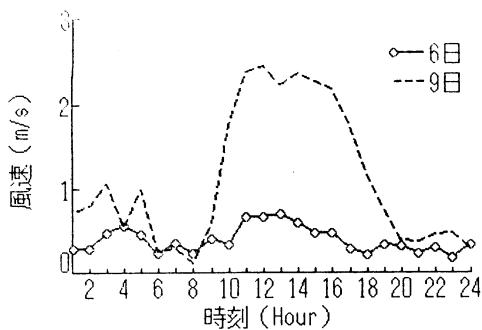
この解析に用いた資料は筑波大学水理実験センターの気象日報データ (古藤田ほか, 1983) 及び放射特別観測データ (1987年11月1日—1988年1月11日) である。観測要素は放射特別観測データの下向き短波放射、上向き短波放射、下向き長波放射、上向き長波放射で、気象日報の1.6mの高さの風速、気温と顕熱フラックスである。

III 結果

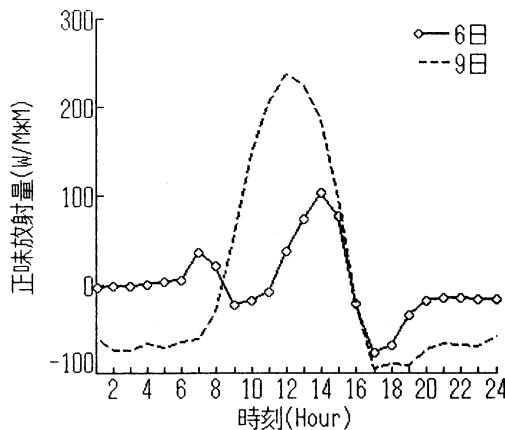
1) 各気象要素の日変化

1988年1月6日と1月9日の地上1.6mにおける風速の日変化を第1図に示す。6日は一日中風が弱く、風速は1m/s以下であった。9日は10時ごろから19時の間に、ときに2.5m/s程度の風で、移流が多少あるかも知れないがこの程度の風速ではその影響はあまり大きくないと考えられる。積雪のあった日となかった日の地上気温の日変化を第2図に示す。第2図から、積雪のあった6日の早朝は、気温が0°Cぐらいで、9日の8時ごろには地上気温が

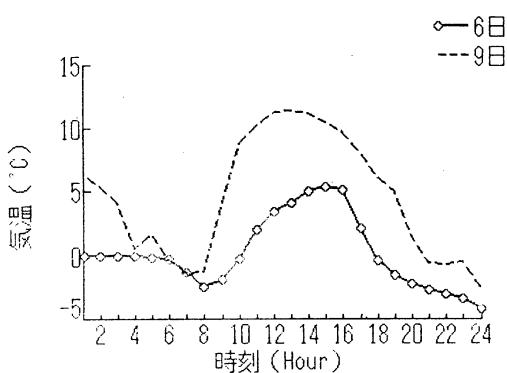
* 筑波大学・院・地球科学研究科 ** 筑波大学地球科学系



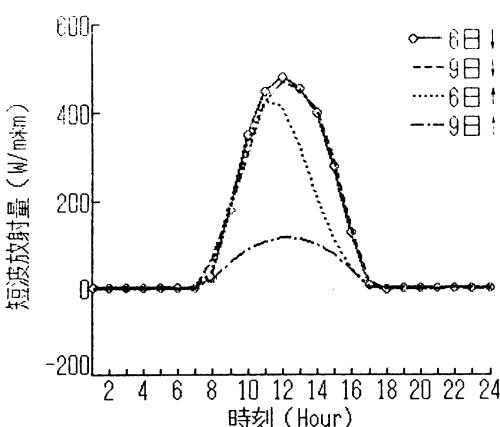
第1図 1988年1月6日、9日における地上1.6 mの風速の日変化



第4図 1988年1月6日、9日における正味放射量の日変化



第2図 1988年1月6日、9日における地上1.6 mの気温の日変化



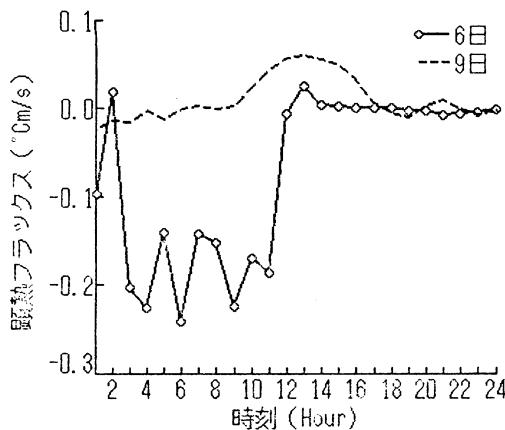
第3図 1988年1月6日、9日における短波放射量の日変化. (↓は下向き短波放射量で、↑は上向き短波放射量である。)

-1°Cであったことが分かる。6日と9日の7時の気温はほぼ同じ値である。しかし、9日は日中になって、気温が急速に上昇したのに対して、積雪のある6日はなかなか上昇しなかった。この両日の気温差は9-10時ごろに最大となり、その後徐々に小さくなり、16時ごろから気温差はほぼ一定になった。

短波放射の日変化を第3図に示す。第3図から、6日と9日の下向きの短波放射はほぼ同じであるが、上向きの短波放射は著しく違うことが分かる。

6日の11時までは上向きの短波放射量が下向きの短波放射量と非常に近かった。アルベドは0.95以上である。しかし、6日12時から、上向きの短波放射が下向きの短波放射を下回るようになった。一方、9日の方は上向きの短波放射が正午を中心にして午前と午後が対称になっている。正午のアルベドが0.25である。

正味放射の日変化は第4図に示されているように、8時から14時過ぎまでは9日の方が6日のそれよりも大きい。15時から夜中までは、6日、9日ともにほぼ同じである。地上1.6 mにおける顕熱フラックス(第5図)は雪がある6日の昼までの間は下向きの熱フラックスが9日と比べて非常に顕著である。また、昼過ぎからのフラックスは6日の値が9日のそれよりやや低いが午前中の両者の関係よりは大部近づいてきている。



第5図 1988年1月6日、9日における地上1.6mの顕熱フラックスの日変化

2) 草地と積雪面の顕熱について

草地面と積雪面における熱収支式はつぎのように表せる。

$$R_g = H_g + LE_g + G_g \quad (1)$$

$$R_s = H_s + LE_s + G_s + M_s \quad (2)$$

ただし、Rは正味放射、Hは顕熱、Gは地中熱流量で、Mは融雪のために消費された熱量である。添え字_sはsnowを表し、_gはgrassを表す。

草地と積雪の表面の熱収支の違いは項目からみて、まず融雪による熱の損失項にある。そして、R_gがR_sより大きい(第4図)のは、雪の高いアルベドによって損失した短波放射による。そのため、雪のある時に大気から顕熱が積雪面に向かって輸送されて、雪のない草地の時に地面からの上向きの顕熱が輸送される。草地の時に比べ雪のある時に地表面から大気への顕熱輸送量が大きく減ったことが第5図に明らかである。LEとGが観測できれば、M_sを残差項として見積ることもできる。しかし、今回の観測にLEの観測が行われていなかったため、M_sの見積りは今後の課題とする。

3) 積雪が局地気温に影響を及ぼす高度

積雪による顕熱輸送量の変化は直接気温に影響を与える。顕熱の減少による地表面からの熱輸送量は

$$Q = \Delta H_t = \Delta C_p \rho \overline{W' T'} \cdot t \quad (3)$$

第1表 積雪による局地気温の変化幅及びその影響高度

時刻	8	9	10	11	12
ΔT (°C)	0.9	6.1	9.1	8.1	6.8
Z (m)	0	157	185	325	438

である。但し、C_pは定圧比熱で、ρは空気の密度、W'は風の鉛直成分の平均からの偏差、T'は気温の平均からの偏差、tは平均時間である。また、Qは厚さZの気層の温度がΔT下がるとき、気層の中で減少した熱量である。

$$Q = C_p \rho \Delta T \cdot Z \quad (4)$$

ΔTは積雪がない時とある時の接地気温の差で、Zは積雪により降温した気層の厚さである。

(3)式と(4)式から

$$Z = \frac{\Delta \overline{W' T'} \cdot t}{\Delta T} \quad (5)$$

となる。

(5)式によって求めた8時から12時までのZとΔT(ここでは地上気温差)を第1表に示す。

実際の気層の冷却は地表に近いほど大きいから、上層に行くにつれてΔTが小さくなる。従って、積雪による局地気温への影響は第1表のZの値よりもっと高い所まで及んでいると考えられる。今後は観測を通じて計算値の検定を行う必要があると思う。

謝 辞

本研究を進めるにあたり筑波大学水理実験センターの古藤田教授に資料を提供して頂き、またいろいろな有益な助言も頂いた。深く感謝する。

文 献

- 古藤田一雄・佐倉保夫・林 陽生・甲斐憲二(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, 65-89。
古藤田一雄・甲斐憲二・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, 75-83.
- 古藤田一雄 (1984) : 草地の熱収支と熱発散. 地理評, 57, 611-627.
- 成田健一・関根 穀・徳岡利一 (1984) : 都市地表面物質の熱特性—アスファルト舗装面における熱収支の研究一. 地理評, 57, 639-651.
- 西沢利栄・古藤田一雄・荒井 正・立石由己・本多修 (1965) : 九頭竜川水系滝波川流域の融雪出水に関する研究. 防災科学技術総合研究報告, 第3号, 1965年3月, 43-49.
- Monteith, J. L. and Szeicz, G. (1961) : The radiation balance of bare soil and vegetation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 87, 159-170.
- Stanhill, G., Hofotede, G. J. and Kalma, J. D. (1966) : The radiation balance of natural and agricultural vegetation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 92, 128-140.