

融雪モデルを用いた雪面熱収支の時空間分布特性に関する比較研究 Comparative Research on the Temporal and Spatial Distribution of Energy Budget on the Snow Surface Using Snowmelt Models

小池正子*・小池俊雄**・後藤 巖***

By Masako KOIKE, Tosio KOIKE, Iwao GOTO

The spatial and temporal variation of energy budget on the snow surface were investigated at four experimental sites from March to June in 1992. The parameters in the energy budget equation describing snowmelt were determined based on the observed data at each site. The result of energy budget for each site showed that the ratio of the radiative and turbulent energy to the whole depend on season and topography.

Keywords: Snowmelt energy, Heat budget

1 はじめに

雪面での熱収支特性は、季節的、地域的に大きく異なり、それらを把握することは、水資源の利用を考える上で、また地球規模での大気との相互作用を考える上でも重要である。これまで、小池ら¹⁾は、1988年から1990年の融雪期に富士山北斜面で、また1990年の融雪期に新潟県山古志村において、それぞれ融雪熱収支観測を行い、そのデータを基に、融雪熱収支モデルを構築し、高山地域と低地部での融雪現象を比較検討した。著者らは、1992年にさらに観測地点を増やし、新潟県山古志村、苗場スキー場筭山山頂付近、富士山8合目の北斜面、新潟県名立町神葉沢谷部の4地域で融雪期において融雪熱収支観測を行った。本研究は今回の観測で得られたデータをもとに、それぞれの地域において融雪熱収支モデルを構築し、比較検討することにより、標高・地形・時期の違いが融雪現象に及ぼす影響を明かにしようとするものである。

2 融雪熱収支観測の概要

本研究で対象とした地点は、標高300mの新潟県山古志村平坦地、標高1800mの新潟県湯沢町苗場スキー場筭山山頂付近の平坦地、標高3400mの富士山8合目の北斜面、標高1100mの新潟県名立町神葉沢谷部でいずれも無林地である。観測項目、観測期間は、表1に示すとおりである。なお、気象要素データの記録には、CTIサイエンスシステム社の自記記録計を使用した。融雪量の観測は、タイマーを用いた35mmカメラにより雪尺を6時間毎に撮影して得られた融雪深データと、ほぼ1週間毎の積雪断面観測より得られる積雪密度プロファイルから、12時間毎の融雪水当量を算定し、融雪熱量を得た。

*	学生員	工修	長岡技術科学大学大学院	(〒940-21 長岡市上富岡町1603-1)
**	正会員	工博	長岡技術科学大学助教授	(同上)
***	正会員	工博	長岡技術科学大学教授	(同上)

表 1: 観測項目

観測地点	観測項目	3 月	4 月	5 月	6 月
山古志林村 (300m)	湿度	←→			
筍山山頂 (1800m)	気温	←→	←→	←→	
富士山 8 合目 (3400m)	風速				←→
神葉沢 (1100m)	全天日射量				←→
	反射日射量				←→
	放射収支量				←→
	融雪量				←→

3 融雪モデル

3.1 熱収支式について

融雪期の雪面での熱収支式は、下式で示される²⁾。

$$Q_M = Q_R + Q_T \quad (1)$$

ここで、 Q_M : 融雪熱量, Q_R : 放射収支量, Q_T : 乱流熱交換量 (雪面に向かう方向を正)

なお、熱収支を計算するための気象要素および融雪量は、気象条件により必ずしも全ての期間で計測されていない。そこで全データが揃っている期間において、放射収支算定モデル、顕熱算定モデル、潜熱算定モデルから構成される雪面熱収支モデルを同定し、その結果を用いて各地点での全期間の熱収支計算を行なった。

3.2 放射収支量の推定

放射収支量を短波長放射収支量と長波長放射収支量の和とした。

$$Q_R = dI + dL \quad (2)$$

ここで、 dI : 短波長収支量, dL : 長波長放射収支量

a) 短波長放射収支量推定法

本研究では、式 (3) のように全天日射量と反射日射量の観測値の差を短波長放射収支量として用いた。

$$dI = I \downarrow - I \uparrow \quad (3)$$

ここで、 $I \downarrow$: 全天日射量, $I \uparrow$: 反射日射量

b) 長波長放射収支量推定法

太田らは、全天日射量、日照時間、気温、湿度により、以下の式で与えている。³⁾

$$dL = (1 + n_{max}(1 - Cc))(0.51 + 0.066\sqrt{e})\sigma(T_a + 273)^4 - \epsilon\sigma(T_s + 273)^4 \quad (4)$$

$$cc = (I/I_0)/F \quad (5)$$

$$F = 0.75 \quad (6)$$

$$T_s = 1.13T_a - 1.67 \quad (T_a < 1.47) \quad (7)$$

$$T_s = 0.0 \quad (T_a \geq 1.47) \quad (8)$$

ここで、 n_{max} : 雲により決まる定数の最大値, Cc : 晴天率, e : 水蒸気圧 (mb),

σ : ステファンボルツマン定数, T_a : 気温 (°C), T_s : 雪面温度 (°C),

F : 見かけの大気の透過率, I_0 : 大気圏外放射量, ϵ : 放射率

また、 n_{max} の決定は、推定値が観測値と最もあうように決定した。

3.3 乱流熱交換量の推定

乱流熱交換量は、気温と風速の変動による顕熱交換量と水蒸気圧と風速の変動による潜熱交換量の和として以下の式で与える。

$$Q_T = Q_s + Q_l \quad (9)$$

ここで、 Q_s : 顕熱交換量 Q_l : 潜熱交換量

顕熱・潜熱交換量の推定は、バルク式を用いた。

$$Q_s = \alpha \sum (T - T_0) U \quad (10)$$

$$Q_l = LE \quad (11)$$

$$E = \beta \sum (e - e_0) U \quad (12)$$

ここで、 U : 風速 (m/s), T : 気温 (°C), e : 水蒸気圧 (mb), L : 氷の潜熱,

T_0 : 雪面での温度 (°C), e_0 : 雪面での水蒸気圧 (mb)

雪面温度は、式 (7),(8) を用いて推定した。

バルク係数 α, β の決定は、観測地点毎に、12 時間毎 (6 時から 18 時、18 時から翌日 6 時) のデータより、その時の大気水蒸気圧が、6.11mb に近い時、すなわち潜熱交換量を無視できる場合の観測値を選び出し、式 (10) を用いて、実測の Q_T に対し、顕熱に対するバルク係数を定めた。残りのデータ 12 時間のデータを用いて、式 (11),(12) より潜熱のバルク係数を決定した。また、神楽沢については、潜熱を無視できるようなデータが得られなかったもので、試行錯誤的に決定した。

3.4 熱収支モデルの適合性について

上述した式より決定された係数を表 2 に示す。図 1a~l は、融雪熱量、放射収支量、乱流熱交換量を実測値が揃っている期間について、実測値と推定値をそれぞれ累積して比較した結果で、全地点において推定値が実測値を比較的良好に再現している。よって、これら推定式の適合性がよいことが示されている。

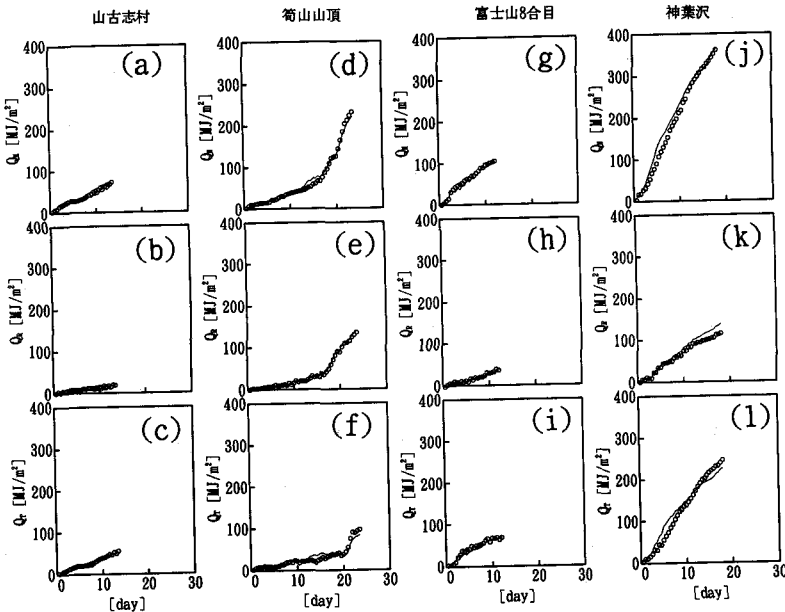


図 1a~l 融雪熱量 (a, d, g, j,), 放射収支量 (b, e, h, k), 乱流熱交換量 (c, f, i, l) 累積値の観測値 (○), 推定値 (—)

表 2: n_{max} , バルク係数 α, β

地点	n_{max}	α	β
山古志林村	0.2	0.01	0.037
筍山山頂	0.2	0.02	0.04
富士山 8 合目	0.2	0.01	0.005
神葉沢	0.15	0.007	0.018

4 雪面熱収支特性の比較検討

各観測地点において、全データが揃っている期間について、式(2)を用いて、12時間毎(6時~18時, 18時~翌日6時)の放射収支量、顕熱交換量、潜熱交換量を互に比較し、雪面での熱収支の季節的・空間的な特性を抽出する。

4.1 雪面熱収支特性の季節的な比較検討

融雪現象の季節的变化を観測期間の最も長い筍山山頂に注目して検討する。図 1a に示す通り筍山山頂では、前半から後半に向うにつれ、融雪熱量累加曲線の勾配が急激に大きくなる。そこで勾配が急変する 4 月 22 日を境に前半と後半に分けて検討した。図 2 は、筍山山頂の前半後半についての平均的な融雪熱量の構成である。これより、前半と後半の顕著な相違は、後半における放射収支量の増加である。これは、図 3 より、季節の進行による全天日射の増加と積雪の変態によるアルベドの低下のため短波長放射収支量が、大きく増加するためである。

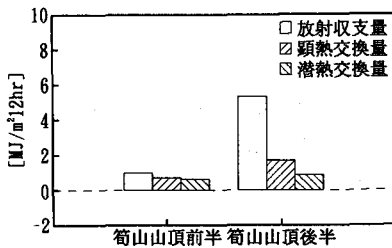


図2 融雪熱量構成図

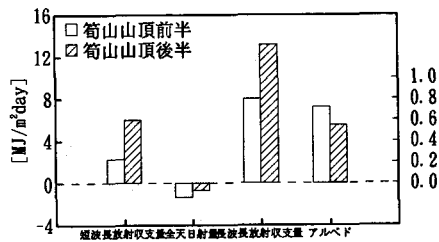


図3 放射収支量内訳

4.2 雪面熱収支特性の空間的な比較検討

ここでは、観測時期がほぼ同じである山古志村・筍山山頂前半を、また筍山山頂後半・富士山 8 合目・神葉沢をそれぞれまとめて相互に融雪現象を比較検討する。

まず、山古志村と筍山山頂前半について、平均的な融雪熱量の構成を図 4 に示す。これより、潜熱交換量は、山古志村が大きくなっているものの、標高が 300m と 1800m と異なるにも関わらず放射収支量・顕熱交換量は、ほぼ同じであることが示されている。ここで、顕熱、潜熱交換量の要素である風速、雪面温度と気温との差、雪面との水蒸気圧差の観測期間での平均値を山古志村と筍山山頂前半について図 5 に示す。まず、顕熱交換量に差がみられない点について、雪面温度と気温との差は、山古志村の方が大きいものの、山古志村の顕熱バルク係数が筍山山頂のその 0.5 倍になっていることと、両地点では風速に大きな差が見られないことによると考えられる。但し、筍山山頂での風速は、観測地点が少し窪地になっているために小さめに出ていることも考えられ、今後の検討を要する。次に潜熱交換量について、図 5 より、風速の平均値には大きな相違は無いが、水蒸気圧差の平均値が山古志村では正であるのに対し、筍山山頂では 0mb 付近である。これは、山古志村と筍山山頂では標高差による気温差が生じるためである。ここで潜熱の指標となる水蒸気圧差

と風速との積を正負に分けて平均したものを図6に示す。これより、筍山山頂では、潜熱交換量は負に働く要素も伴うので、平均的には山古志村との差が大きくなる。

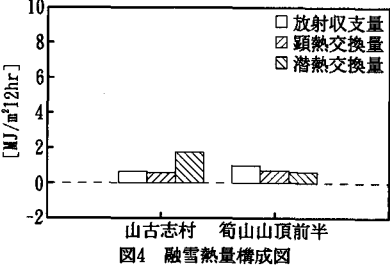


図4 融雪熱量構成図

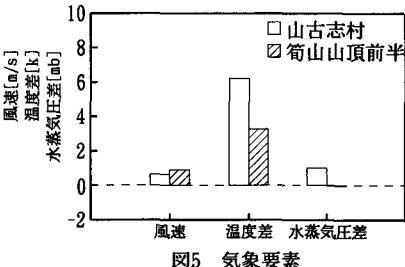


図5 気象要素

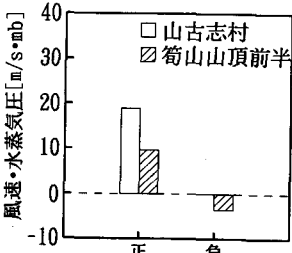


図6 潜熱交換量指標

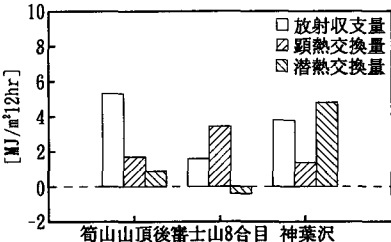


図7 融雪熱量構成図

図7は、筍山山頂後半・富士山8合目・神葉沢についての平均的な融雪熱量の構成である。これより、筍山山頂後半と神葉沢では、放射収支量が比較的大きい。これは、図8より筍山山頂後半では、全日射量が他と比較して大きいためである。また、神葉沢では、谷地形のため全日射量は小さいが、アルベドが他より低いので短波長放射収支量が小さくならず、また谷地形により霧の発生が頻繁であるため長波長放射収支量が正になるためである。また、標高1800m 筍山山頂と標高3400m 富士山8合目では、地形による日射の遮蔽はないのに放射収支量に大きな違いがある。これは標高3400mの地点では全日射量が小さくなるため、局所的な山岳気象の影響によるものと思われる。図7より富士山8合目では、顕熱交換量が他と比較して大きい。図9は、横軸に風速、縦軸に雪面温度と気温との差のそれぞれ12時間の平均値を示す。これより、風速が他と比較して高く、その上、強風で気温が正となる時が多いために顕熱交換量が他より大きくなる。また、潜熱交換量については、図7より他と違い富士山8合目では、潜熱交換量が平均的に負に働いている。これは、図10より、強風下で正と負の水蒸気圧差が混在し、潜熱の指標として図11に示すように、平均的には負に働くためである。但し、図10には水蒸気圧差が高く強風が吹く場合も見られ、これらが急激な融雪を発生させることも、ここでの特徴の一つであると考えられる。また、図7より神葉沢では、潜熱交換量が他より大きい。神葉沢では、図10に示されるように、谷部での構造的な要因による高温・多湿で定常的な斜面下

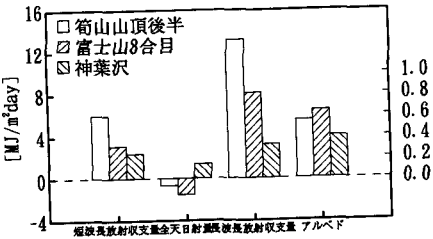


図8 放射収支量内訳

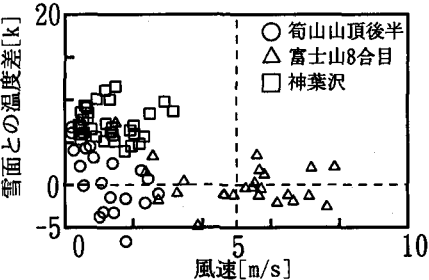


図9 風速と温度差の関係

降風が吹いているためであると考えられる。

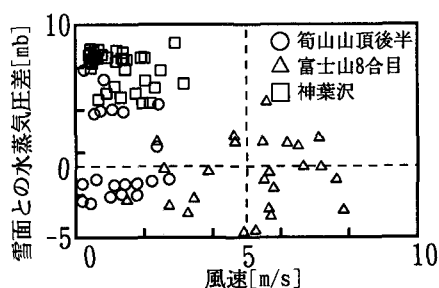


図10 風速と水蒸気圧差の関係

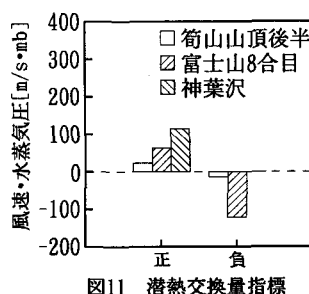


図11 潜熱交換量指標

4.3 時空間的な雪面熱収支特性

季節的な雪面熱収支の構成の相違には、主に放射収支量の違いが大きな影響を及ぼすことが示された。空間的な雪面熱収支の構成の相違には、標高の違いについては、放射収支量に関して、300mと1800mでの大きな違いはないが、標高が3400mになると局所的な気象の影響により全天日射量が低下し、放射収支量が小さくなる傾向がある。顕熱交換量に関しては、標高に関わらず雪面温度と気温との差が平均的に正となるので、平均的に風が強くなる標高3400mでは比較的大きくなる。一方、潜熱交換量に関して、標高が高くなるにつれ水蒸気圧が低くなるので負になる傾向がある。また、谷部では、放射収支量は、日射の遮蔽はあるが、積雪によるアルベドの低下の効果と頻繁な霧の発生により長波放射量が正に働いたため、他と同程度であった。また、顕熱交換量、潜熱交換量に関しては、高温・多湿な定常的な斜面下降風のため、それらの量は比較的大きくなる。

謝辞

本研究は、文部省科学研究費重点領域「山地豪雪災害の予測と防除、復旧対策に関する研究」(代表:秋田谷英次)、文部省科学研究費一般B「高山地域の広域熱・水フラックス算定と衛星による雪氷水量抽出のための基礎的研究」(代表:小池俊雄)により行われた。なお、荀山山頂での観測は、(社)国土緑化推進機構からの委託研究の一環として行われ、また神葉沢のデータは、建設省高田工事事務所よりデータの提供を受けた。ここに記して深謝申し上げます。

参考文献

- 1) 小池俊雄・後藤巖・坂本和則・浅沼順・奥村学：融雪期の熱収支に関する比較研究，水工学論文集，第35巻，pp.39-44，1991.
- 2) 小島賢治：融雪機構と熱収支，気象研究ノート第136号，pp. 1 - 38，1979，
- 3) 太田岳史・橋本哲：落葉樹林内における雪面上純放射量の推定と表層融雪量，水文・水資源学会研究発表要旨集，pp.18-21，1991.