

冬の積雪底面融解量の流域内での不均一性

佐藤大輔・山崎学・石井吉之（北大低温研）

1. はじめに

積雪底面融解は土層から供給される地中熱流量と積雪底面付近から積雪表層に向かう積雪中熱流量との収支の結果として起こる現象であり、河川の冬期渇水量を評価する上で重要である。小島（1982）は、底面融解量が気温や積雪深に応じて、場所や積雪中の熱輸送などによって変化することを報告しているが、森林を含んだ山地流域内における底面融解量の観測例や研究は非常に少ない。そこで、山地流域内での底面融解量およびその不均一性を明らかにするために、多点観測を行った。

2. 観測概要

観測は2001年11月から2002年3月中旬までに、北海道大学雨龍研究林内の母子里試験流域（約1.2km²）で行った（図1）。標高、斜面の向き、森林の有無などの異なる8点において、月1回の積雪断面観測、および地温（5cm深）、雪温（地面から10cm）、地表面温度の連続測定を行い、断面観測法と熱流量計算法とから底面融解量を求めた。地表面温度は、断面観測時にも測定した。さらに、観測露場と山頂においては、大型積雪ライシメータ（3.6m×3.6m）を使って底面融解量を測定した。

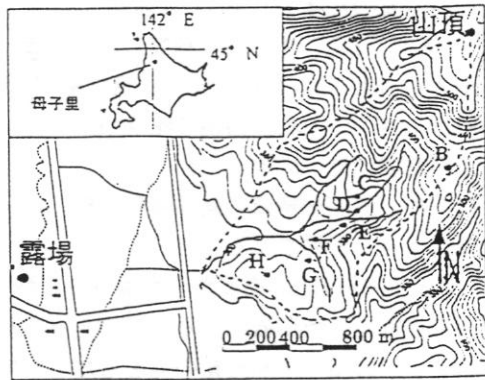


図1 母子里試験流域

3. 熱伝導率

地中熱流量と積雪中熱流量を計算するために必要な地中熱伝導率 (K_G) と積雪中熱伝導率 (K_S) は、それぞれ、(1) 式、(2) 式を用いて求めた（単位： $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ ）。

$$K_G = 0.14V_S + 0.56V_L \quad (1)$$

$$\log_{10} K_S = -1.1 + 2.2 \times 10^{-3} \rho_S \quad (2)$$

ここで、 V_S と V_L はそれぞれ土壌の固相率と液相率、 ρ_S は積雪の密度 (kg/m^3) である。12月上旬に露場において100ccの土壌コアサンプルを3回採取し、三相割合を求めた。その結果、固相率は0.28、液相率は0.52という値を得た。(2) 式は和泉・藤岡（1975）の実験式であり、積雪底面付近の密度の値は、積雪断面観測から得た。

4. 観測結果と考察

12月から2月までの露場におけるライシメータによる底面融解量の測定値と、熱流量計算から求めた底面融解量を図2に示す。両者はほぼ近い値となった。これにより底面融解量を見積もるのに、熱流量計算法が適切であることが確かめられた。さらに、露場と山頂のライシメータの測定値を図3に示す。山頂の底面融解量は、露場に比べて著しく小さな値となった。この差が何によってもたらされているのかを明らかにするために、熱流量計算による底面融解量の見積もりを12月前半、12月後半、1月、2月の4期間に分けて示した(表1)。露場に比べ山頂の融解熱は小さい。これは山頂の積雪中熱流量が露場に比べ大きいためである。このため、底面融解量の差は積雪中熱流量に大きく影響されることが分かった。

積雪中熱流量は、密度から計算される熱伝導率と、地表面と雪温の差の積で求められる。地表面温度は、断面観測より 0°C であったため、雪温が地表面と雪温の差となる。そこで、露場と山頂の積雪中熱流量の差をもたらししている要因を明らかにするために、露場と山頂の密度プロファイルを図4に、積雪中熱流量の計算結果を表2に示す。

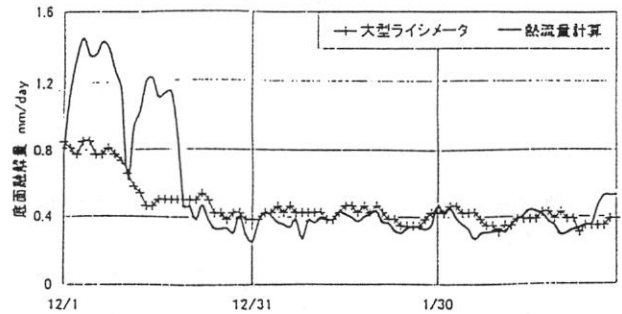


図2 ライシメータと熱流量計算から求めた露場の底面融解量

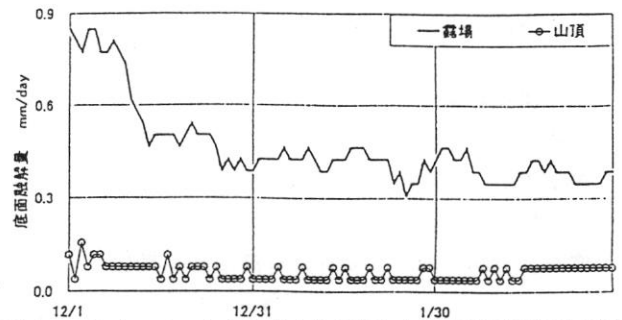


図3 ライシメータから求めた露場と山頂の底面融解量の比較

表1 熱流量計算による底面融解量の見積もり

露場

	地中熱流量 A	積雪中熱流量 B	融解熱 A-B	底面融解量
12月前半	3270 W/m^2	659 W/m^2	2611 W/m^2	28.1 mm
12月後半	2430	718	1712	18.4
1月	2850	1080	1770	19.0
2月	1840	693	1147	12.3

山頂

	地中熱流量 A	積雪中熱流量 B	融解熱 A-B	底面融解量
12月前半	2020 W/m^2	1910 W/m^2	110 W/m^2	1.2 mm
12月後半	1650	1460	191	2.1
1月	2020	1710	310	3.4
2月	1670	1510	160	1.7

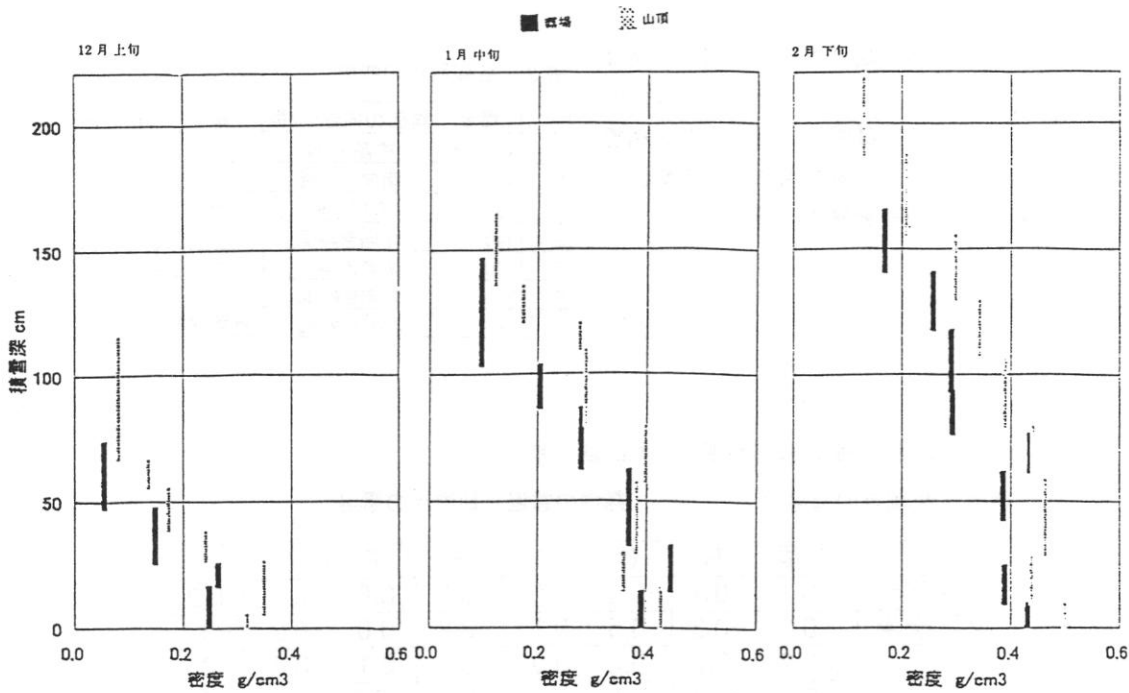


図4 露場と山頂の密度プロファイル

表2 積雪中熱流量の計算結果

露場

	雪温 A	温度勾配 B=A/0.1	密度	熱伝導率 C	積雪中熱流量 B C	積雪深 (期間平均)
12月前半	-0.25 °C	2.5 °C/m	0.26 g/cm ³	0.29 W・K ⁻¹ ・m ⁻¹	0.73 W/m ²	82 cm
12月後半	-0.22	2.2	0.32	0.39	0.87	121
1月	-0.19	1.9	0.39	0.57	1.08	135
2月	-0.11	1.1	0.43	0.69	0.76	162

山頂

	雪温 A	温度勾配 B=A/0.1	密度	熱伝導率 C	積雪中熱流量 B C	積雪深 (期間平均)
12月前半	-0.50 °C	4.9 °C/m	0.32 g/cm ³	0.41 W・K ⁻¹ ・m ⁻¹	2.00 W/m ²	110 cm
12月後半	-0.24	2.4	0.37	0.53	1.27	152
1月	-0.23	2.3	0.44	0.73	1.69	197
2月	-0.15	1.5	0.49	0.94	1.42	231

図4より、露場、山頂共に12月上旬、1月中旬、2月下旬と月を追うごとに密度が大きくなっている。さらに、底面付近の密度は露場に比べて山頂が常に大きくなっている。山頂は露場に比べて積雪が多いために積雪付近の密度も大きくなる。表2より、12月後半以降のような露場と山頂で雪温に差が見られない期間においても、積雪中熱流量が大きく異なる。これにより、雪温の差よりも密度によって決まる熱伝導率の大小が積雪中熱流量に大きく影響することが明らかになった。

次に、流域内各観測点（B～H）の特徴を表3に示す。CとD、FとGはほぼ同じ標高にあり、Bは露場と山頂の中間の積雪深を持つ。これらの観測点における雪温、地温の露場との差を表4に示す。

表3 各観測点の特徴

	標高	斜面の向き・位置	植生	積雪深（1月）
B	440 m	標高440m	ササ	128 cm
C	340	南向き斜面	ササ	164
D	330	河川近傍	ササ	156
E	340	北向き斜面	ササ	154
F	320	南向き斜面	ササ	136
G	320	北向き斜面	ササ	156
H	320	北向き斜面	針葉樹林	110

表4 露場と各観測点の雪温差、地温差（単位：℃）

露場－観測点の雪温差

露場の雪温－観測点の雪温

	山頂	B	C	D	E	F	G	H
12月前半	-0.1	-0.3	-0.5	1.6	-0.2	0.0	0.3	0.3
12月後半	-0.3	-0.3	-0.5	0.1	-0.2	0.0	0.3	-0.1
1月	-0.2	-0.2	-0.2	0.0	-0.1	0.1	0.3	-0.1
2月	-0.2	-0.2	0.0	-0.1	-0.2	-0.1	-0.1	-0.1

露場と観測点の地温差

露場の地温－観測点の地温

	山頂	B	C	D	E	F	G	H
12月前半	0.2	-0.8	-0.5	-0.6	-0.6	-1.2	-0.3	0.3
12月後半	-0.1	-0.8	-0.5	-0.6	-0.6	-1.2	-0.3	0.3
1月	-0.1	-0.9	-0.6	-0.6	-0.6	-1.2	-0.6	0.1
2月	-0.1	-0.8	-0.5	-0.5	-0.6	-1.1	-0.6	0.0

流域内各観測点の積雪中熱流量は、山頂と同様に露場と異なる値を示した。これにより、流域内各観測点においても、露場と異なる底面融解量が起こると考えられる。さらに、露場、山頂に比べて、流域内各観測点の地温がかなり高いため、地中熱流量が大きくなる。このため、露場や山頂よりも底面融解量が多くなることが考えられ、流域内における底面融解量は著しく不均一になる。

参考文献

- 1) 小島賢治 (1982) 低温多雪地域の冬期間積雪下面における融雪量. 低温科学、41、99－107
- 2) 和泉 薫・藤岡敏夫 (1975) 積雪の変態と熱伝導率の研究 I. 低温科学、33、91－102