HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	積雪底面融解量の場所による変化と流域平均量
Author(s)	石井, 吉之; 佐藤, 大輔
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 75, 59-71
Issue Date	2012-03-19
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.75.59
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/49058
Type	departmental bulletin paper
File Information	75-P59-71.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 75, March 2012, pp. 59－71

積雪底面融解量の場所による変化と流域平均量

石井　吉之・佐藤　大輔*
北海道大学低温科学研究所

（2012年1月12日受理）

Spatial Variation and Watershed Average of Snowpack Bottom Melting Rate

Yoshiyuki ISHII and Daisuke SATO*
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

(Received January 12, 2012)

In regions covered with a thick layer of snow, snow melting occurs at the snow-ground interface during the winter, a process we call snowpack bottom melting (SBM). To examine the spatial variation of the SBM rate and to estimate its watershed average value, field observations were made in a nival mountainous watershed in northern Hokkaido, Japan. Three different methods were adopted to determine the SBM rate, namely, heat flow calculation, snow lysimeter, and snow pit-wall observation methods, and we found the heat flow calculation method to be the most reliable among the three methods. SBM rates were measured using the heat flow calculation method at 7 sites in the watershed, where each site was selected by considering the slope or flatness, whether it was south- or north-facing, the vegetation, and the elevation. The SBM rate on the south-facing slope was larger than that on north-facing slope, and it was smallest in the forested site. Spatial differences in the SBR rate did not depend on the snowpack condition, but on the ground condition, especially on the gradient of soil temperature near the ground surface. Winter streamflow recession analysis taking into account a steady SBM input showed that 20 % to 30 % of SBM was supplied to the groundwater reservoir and contributed to winter streamflow.

Ⅰ．は　じ　め　に

河川の低水管理は水生動植物の保護，漁業や舟運，景観・水環境の保全，河川関連施設の保守，周辺地下水位維持などのいわゆる流水機能の維持のために重要である．特に積雪寒冷地の河川では，毎年冬期になると，降水が積雪として地表面貯留されるために顕著な渇水となる．この時の河川流量は，北海道日本海側のような多雪地域では，地下水流出と積雪底面融解（または地温融

* 現在，株式会社日立ソリューションズ
* Now with, Hitachi Solutions, Ltd.

雪）によって維持されている（岸ほか，1962）．

積雪地帯では，通常 50 ～ 60 cm 以上の積雪があると，空隙に富んだ積雪が断熱材として働き，冬の寒気が地表面まで伝わらない．そればかりでなく，地下からの熱流量によって，量は少ないながらも積雪底面では常に融雪が生じ，そのため積雪底面は 0 ℃ に保たれている．積雪底面で融解した水は地表あるいは地中を流れて河川へと流出する．したがって，冬期の河川流量の維持管理のためには積雪底面融解量を適正に評価することが重要である．しかし，その基礎となる研究や報告例はきわめて少ない．小島（1982）は北海道北部の母子里において積雪底面融解量の多寡が気温と積雪深に依存すると報告した．岸ほか（1962）は北海道漁川近隣河川の積雪底面融解量を 100 km^2 当たり 2 m^3s^{-1} と見積もり，河川渇水量の年々変動特性からその妥当性を示した．Motoyama *et al*.（1986）は母子里において冬期河川流量の約 1/2 が積雪底面融解によって涵養されていると報告している．新井（1986）は国内広範囲の河川の冬期最大渇水時の比流量を比較し，積雪地河川の比流量が無積雪地河川に比べて著しく大きく，両者の差は積雪底面融解の有無によると論じた．しかし，河川流量の生起場となる実際の山地流域内において積雪底面融解量を連続観測したり，その場所による違い等を議論した研究はきわめて少ない．

本研究では，多雪山地流域内における複数地点で積雪底面融解量を連続測定し，場所ごとの違いを明らかにするとともに，その要因について論じる．また，実測値を用いて流域平均の積雪底面融解量を見積もり，冬期の河川流量に占める割合を明らかにする．

Ⅱ．方　　法

1．観測地の概要

研究は北海道北部の雨竜郡幌加内町母子里（北緯 44°22′，東経 142°16′）の北海道大学北方生物圏フィールド科学センター雨龍研究林内にある石狩川水系雨龍川の源流域で行った（Fig. 1）．流域面積は約 1.2 km^2，標高は 285 ～545m，平均勾配は約 17 度である．表層基盤の地質は新第三紀の安山岩質凝灰角礫岩で，この上を厚さ 3 ～ 5 m の風化した火山灰質土壌が覆っている．流域内の植生は，エゾマツ，トドマツ，ミズナラ，ダケカンバなどからなる疎な針広混交林であるが，標高 300 ～400 m には比較的密な樹林帯も点在する．また，林床の大部分は

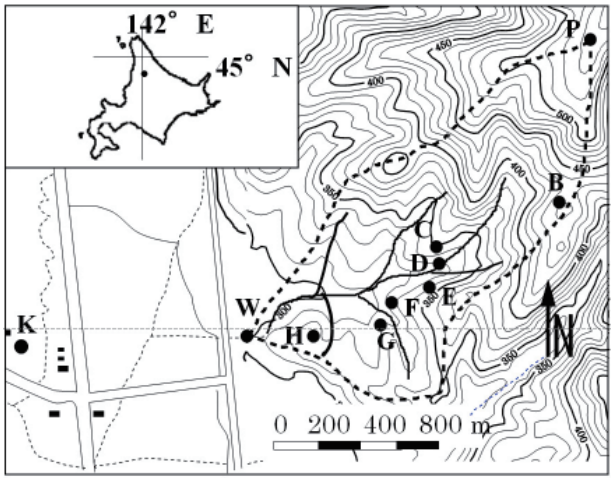


Fig. 1. Location map of the study sites. The thick broken line shows the watershed boundary.

高さ 1 m ほどのチシマザサやクマイザサが密生している．この流域から南西に約 13 km 離れた AMeDAS 朱鞠内地点における年平均気温，年降水量，最深積雪の平年値（1981～2010 年）はそれぞれ 4.5 ℃，1647 mm，236 cm であり，冬期の多雪寒冷な気候が特徴である．冬期の日最低気温は −35～−40 ℃ に達することもあるが，積雪の断熱効果によって土壌は凍結することがなく，積雪と土壌の境界は 0 ℃ に保たれている．冬期間を通じておよそ 100 mm の積雪底面融解が生じ，冬期河川流量の涵養源になっている（Motoyama *et al*., 1986）．年降水量の 1/3 は降雪によってもたらされ，積雪期間は概ね 11 月から 5 月中旬までの 6 ヶ月以上に及ぶ（Ishii *et al*., 2004）．3 月になると一時的な気温上昇によってわずかな融雪が起きる時もあるが，本格的な融雪は 4 月に入ってから始まる．盆地内の平坦地（標高 285 m）における消雪日は例年 5 月中頃である．

2. 観測方法

観測は 2001 年 11 月から 2002 年 3 月の冬期間に行なった．流域末端と同じ標高にある北海道大学低温科学研究所融雪観測室の気象観測露場（Fig. 1 の K 地点）では一般気象要素（気温湿度，風向風速，放射 4 成分，放射収支量，降雨降雪量，積雪深）を連続観測した．また，この露場と対象流域の山頂（Fig. 1 の P 地点）では熱流量計算から積雪底面融解量を見積もるために，地温を 5 cm 深と 30 cm 深で，雪温を地表から 10 cm 及び 70 cm の高さで連続測定した．さらに対象流域内における積雪底面融解量の場所的な違いを調べるために，Fig. 1 の B，C，D，E，F，G，H の 7 地点で 5 cm 深地温と地表から 10 cm の雪温を連続観測した．K，P 点を含めた全 9 地点の場所の特徴を Table 1 に示す．それぞれの場所は標高の違いや，ササ地か比較的密な樹林内か，平坦地か斜面か，斜面なら南北どちらの向きかを考慮して設定した．地温と雪温の連続測定にはサーミスター温度計とデータロガー（KONA システム製）を用いた．熱流量計算から積雪底面融解量を求める方法をここでは熱流量計算法と呼び，次節で詳細を述べる．

K 地点と P 地点の平坦地では，夏の間に 3.6 m × 3.6 m の大型積雪ライシメータを設置しておき，この上に自然積雪を堆積させて冬期間の積雪底面融解量を直接測定した．ここではライシメータ法と呼ぶ．融解水量は 1 カウント 500 mL の転倒枡型流量計（池田計器製）とパルス計測ロガー（KONA システム製）を用いて連続観測した．

K，P，C，D，H の各地点では月に 1 回の頻度で積雪断面観測を行なった．その際には毎回，ビニールテープで積雪に目印をつけて積雪底面融解量を求めた．ここでは断面観測法と呼ぶ．この方法では

Table 1. Site characteristics of all observation sites.

site	Elevation（m）	Vegetation	Site specifications
B	440	Sasa bamboo	Flat
C	340	Sasa bamboo	South-facing slope
D	330	Sasa bamboo	Flat and riparian zone
E	340	Sasa bamboo	North-facing slope
F	320	Sasa bamboo	South-facing slope
G	320	Sasa bamboo	North-facing slope
H	320	Todo fir forest	Flat
K	285	grass field	Flat
P	545	grass field	Flat

1回目の断面観測時に全層積雪水量（Q_1）を測定し，積雪表面に適当な長さのビニールテープを1本置いておく．次の断面観測時に，積雪中に埋まっている前回のテープを見つけ，そのテープから地表面までの積雪水量（Q_2）を測定する．Q_1 と Q_2 の差から2回の断面観測の間に融けた積雪底面融解量が求められる．また，断面観測時には5cm毎の雪温や地表面温度の測定や，地表面から数cmの深さまでの土壌水分量（Delta-T Devices社製 TYPE ML-2）を測定した．さらに，表面土壌の固相率を求めるために，K，P，B，C，Hの各地点で100 cc土壌コアサンプルを採取し，土壌三相計（大起理化工業製 DIK-1130）を用いて固相＋液相率を求めた後，85 ℃で24時間絶乾させて固相率を求めた．なお，断面観測法による積雪底面融解量は，欠測が少なかったK地点とP地点についてのみ求めた．

流域末端のW地点では全幅堰（幅2 m）と直角三角堰を二段構えに設置した量水堰によって冬期河川流量を精度良く連続観測した．

3. 熱流量計算から積雪底面融解量を求める方法

積雪底面融解に使われる熱量（Q_M）は地中からの熱流量（Q_G）と積雪中に失われていく熱流量（Q_S）の差で表される．Q_G，Q_S はそれぞれ次式で求められる．

$$Q_G = K_G \frac{dT_G}{dZ_G} \tag{1}$$

$$Q_S = K_S \frac{dT_S}{dZ_S} \tag{2}$$

$$Q_M = Q_G - Q_S \tag{3}$$

ここで，K_G と K_S はそれぞれ地中と積雪中の熱伝導率，Z_G と Z_S は地温（T_G）と雪温（T_S）を測定した位置を表す．毎回の断面観測時に地表面温度が0 ℃であることを確認しており，5 cm深地温と地表面温度の勾配から(1)式を，地表面温度とそこから高さ10 cmの雪温との勾配から(2)式を計算した．

一般に，K_G は土壌の体積含水率（θ）が大きいほど大きくなり，θ の3乗根に比例するという報告もある（近藤，1994）．そこで，流域内のK，P，Hの3地点で熱伝導率計（Decagon Devices社製 KD2）と前述の土壌水分計を用いて K_G と θ の関係を求め（Fig. 2），おおよその関係式として次の1次式が得られ，(1)式の計算に用いた．

$$K_G = 0.13 + 0.4\ \theta \tag{4}$$

しかし，K，P，C，D，Hの5地点で月1回の断面観測時に測定した θ は40～50%の範囲内にあり，冬期間中に大きな変化はなかった．したがって，K_G は時間的にも場所的にもほぼ一定の値（約0.33 $Wm^{-1}K^{-1}$）となった．一般的な火山灰土壌における θ が50%時の K_G 値として，中野ほか(1997)は0.5 $Wm^{-1}K^{-1}$，八幡（1980）は0.4 $Wm^{-1}K^{-1}$ を挙げており，これらに比べてやや小さいもののほ

ぼ妥当な値と言えよう．

一方，K_S については積雪密度（ρ）に依存するとして様々な経験式が報告されている（前野，1986）．しかし，同じ密度の積雪でも測定者によって K_S が数倍も異なる．その原因としては，測定精度の問題以外に，積雪の性質を密度だけで表し，積雪の組織状態を考慮していないことが考えられる．K_S は密度が同じでも積雪組織の違いによって異なることが報告されている（山田ほか，1974）．北海道のような多雪寒冷地では，冬期に，新雪からこしまり雪を経てしまり雪へと変化する変態過程が一般的であり，本研究対象地も同様であることを断面観測時に確認した．そこで，本研究では，同様の積雪変態過程をとる北海道北部の北海道大学天塩研究林，札幌市近郊の中山峠，北海道中央部の大雪山旭岳における均一な積雪層を用いて K_S と密度の関係を求めた和泉・藤岡（1975）の経験式，

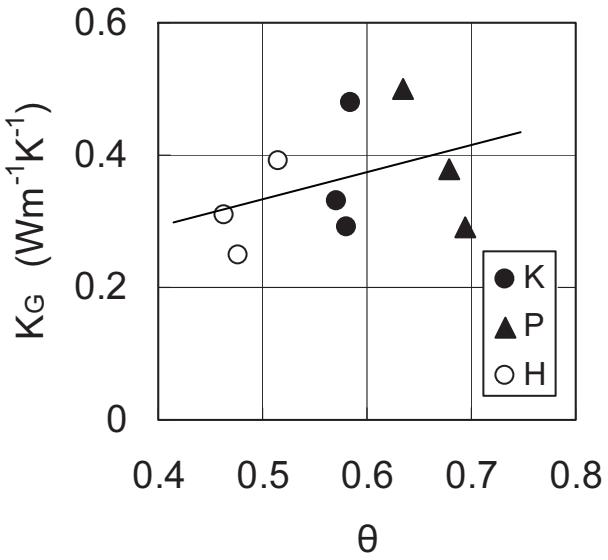


Fig. 2. Relationship between volumetric water content and soil thermal conductivity.

$$log_{10} K_S = -1.1 + 2.2 \times 10^{-3} \rho \qquad (5)$$

を用いた．なお，(5) 式の適応範囲は ρ = 80〜500 kgm^{-3} に限られるので，$\rho > 500$ kgm^{-3} の場合には $K_S = 1$ を与えた．

Ⅲ．結果と考察

1．異なる 3 手法で求めた積雪底面融解量の比較

K，P 両地点では熱流量計算法，ライシメータ法，断面観測法という異なる 3 手法によって積雪底面融解量を求めた．

（1）熱流量計算法

Fig. 3 に標高 285 m の K 地点における 12 月から 3 月までの気温と積雪深，30 cm 深地温と 5 cm 深地温，および地表から高さ 10 cm と 70 cm の雪温の経日変化を示す．地温は 12 月から 3 月にかけて指数関数的に減少する．30 cm 深と 5 cm 深の温度差は 12 月には 1.8 ℃ であったが，3 月には 1.0 ℃ にまで縮まった．一方，10 cm 雪温は 12 月から 3 月にかけて徐々に増加していく．

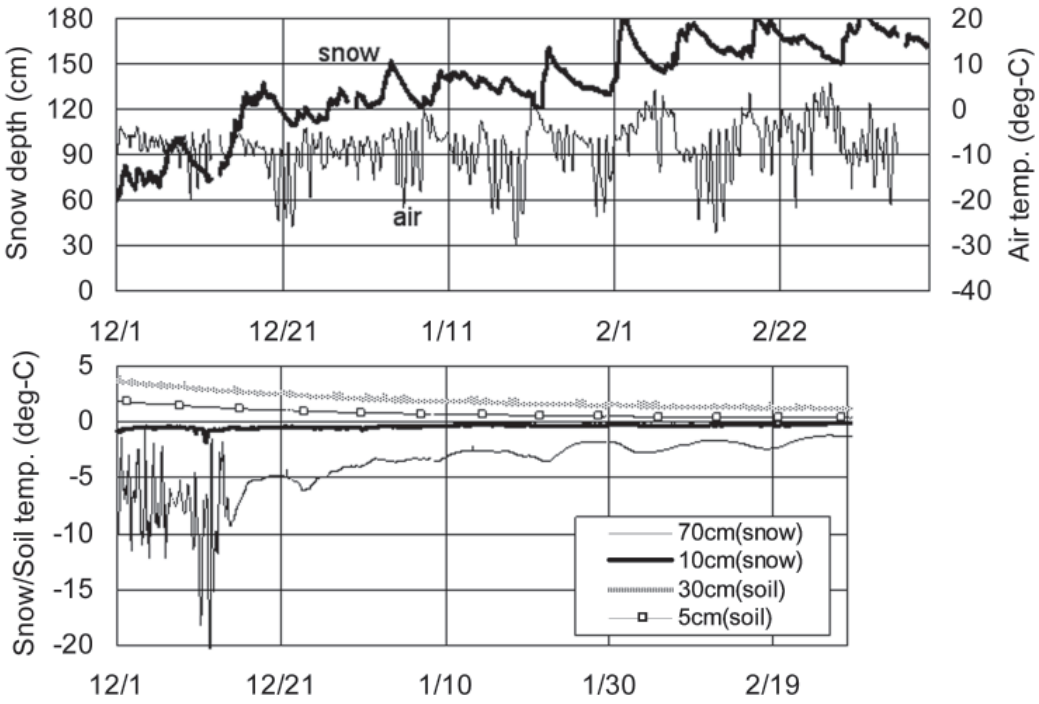


Fig. 3. Time variations in snow depth and air, snow, and soil temperatures at site K.

これは，積雪の断熱効果により気温が低くても雪温低下が抑制されることと，地面からは常に熱が供給されていることによる．南里ほか（1991）は北海道宗谷地方で，積雪深が 50 cm 以上あると地表面が凍結せず，積雪底面融解が起きていると報告している．また，70 cm 雪温は積雪深が 70 cm 以下の場合はもとより，70 cm を越え 100 cm 程度になるまで気温の影響を強く受けている．これらの測定値から求められた地中熱流量（Q_G）と積雪中熱流量（Q_S），およびそれらの差である積雪底面融解熱量（Q_M）と融解量（M）の経日変化を Fig. 4 に示す．K_G が期間中ほぼ一定であるため Q_G は 5 cm 深地温と同様に 12 月から 3 月にかけて指数関数的

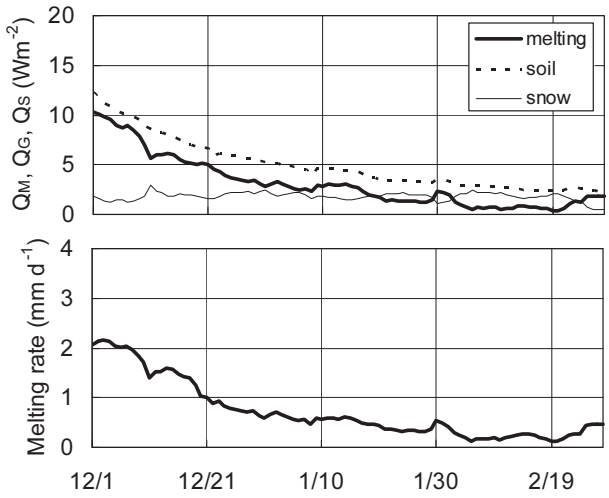


Fig. 4. Time variations in melting, soil, and snow heat flows at site K.

に減少する．これに対して Q_S は，積雪密度の増加とともに K_S が増加するため期間中ほぼ一定の値をとる．したがって，Q_M と M は 12 月に最も大きく，その後は 3 月まで徐々に減少していく．

標高 545 m の P 地点においても K 地点と同様の観測を行ない，熱流量計算法によって積雪底面融解量を求めた．Q_G，Q_S，Q_M，M の経日変化を Fig. 5 に示す．P 地点は盆地を囲む山の稜線部に位置するため，K 地点に比べ積雪深が 12 月は 30 cm 程度，2 月から 3 月には 60 cm 程度多い．また，盆地冷却の影響を受けないために冬期の最低気温は −15 ～ −20℃程度までしか下がらない．このため積雪底部付近の雪温はマイナスではあるが 0 ℃に近く，雪温勾配が非常に小さい．したがって，Q_S もそれに応じて小さくなる．しかし，それ以上に Q_G の値も K 地点に比べ著しく小さくなった．Fig. 4 と Fig. 5 から，K 地点と P 地点における積雪底面融解量を比較すると，積雪が少ない 12 月中は両地点の差が大きいが，1 月以降はほとんど等しくなっている．

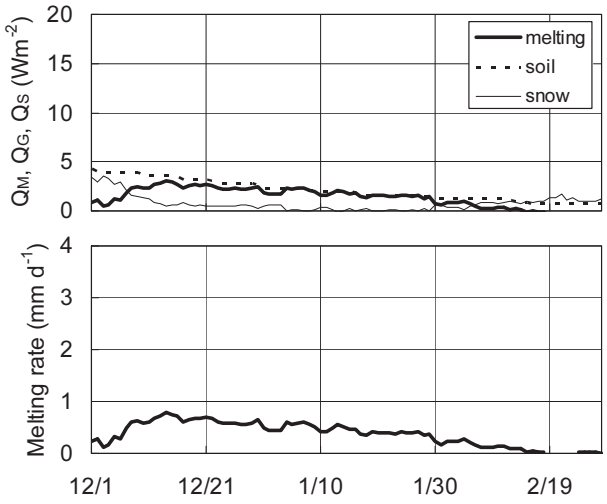


Fig. 5. Time variations in melting, soil, and snow heat flows at site P.

（2）ライシメータ法

K 地点における大型積雪ライシメータで直接測定した積雪底面融解量の経日変化を Fig. 6 に示す．図には 1995/96 年，1998/99 年，2000/01 年冬期の観測結果も併せて示した．冬の初めに 2 倍近い差が現れるものの，ライシメータで観測される積雪底面融解量には年による違いが小さく，毎年同じような量が観測される．そこで，これら 4 冬期分の平均値を熱流量計算法で求めた積雪底面融解量と比較した（Fig. 7）．12 月中の違いが大きくなるのは，積雪深が小さい間は地表面にライシメータと

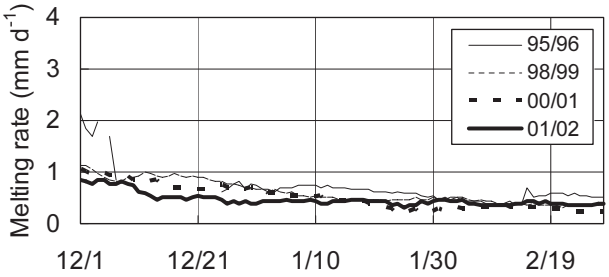


Fig. 6. Snowpack bottom melting rate during three winters observed by snow lysimeter.

いう構造物を置いた影響が現れやすくなるためであろう．1月以降は両者はよく一致している．P地点では2001/02年のライシメータの測定値が異常であったため，1994/95年と1999/2000年冬期の観測結果の平均値と熱流量計算法の結果を比較し，K地点と同様の結果が得られた．

（3）断面観測法

K地点における積雪断面観測から得られた積雪層構造の変化をFig. 8に示す．テープAAとテープBBの位置の変化から求めた積雪底面融解量を熱流量計算法で求めた値と比べてTable 2に示す．同様にP地点におけるテープCCの結果もTable 2に示す．断面観測法では，テープの上に十分な雪が積もる前に風などによってテープが動き，正しい位置を示さないおそれがある．Fig. 8の3月25日の結果にはこうした誤差が含まれると判断し，解析から除外した．Table 2からは断面観測法で求めた積雪底面融解量は熱流量計算法で求めた値より大きくなる傾向が認められる．また，12月から2月までの3ヶ月間総量で見ると両者はよく一致している．しかし，テープ位置の誤差も大きいため，断面観測法で求めた値はあくまでも参考値と考えるのが妥当であろう．

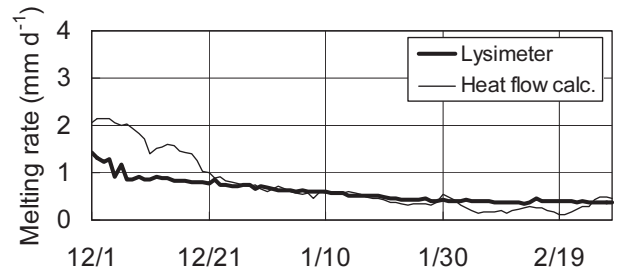


Fig. 7. Comparison of snowpack bottom melting rate between the snow lysimeter method and heat flow calculation method.

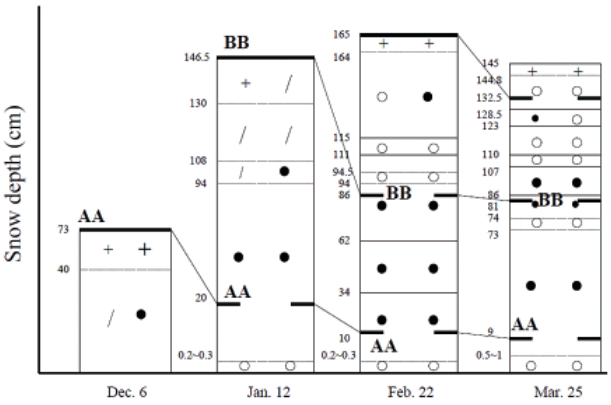


Fig. 8. Results of monthly snow pit-wall observation at site K. Each symbol follows the international classification for snow cover (JSSI, 1998), where＋: new snow, ／: lightly compacted snow, ●: compacted snow, ○: granular snow. Thick solid lines quoted by AA or BB show the monthly position of each marking tape.

Table 2. Comparison of snowpack bottom melting rate obtained by the snow pit-wall observation method and by the heat flow calculation method.

Duration	Snow pit-wall obs. method (mm)	Heat flow calc. method (mm)	Remarks
Dec. 6–Feb. 22	60	52	Tape AA at site K
Jan. 12–Feb. 22	28	22	Tape BB at site K
Jan. 19–Feb. 22	16	11	Tape CC at site P

以上より，熱流量計算法，ライシメータ法，断面観測法という異なる 3 手法で求められた積雪底面融解量を比較した結果，熱流量計算法を適用することによって，冬の始めから終わりまで最も確からしい値が得られることがわかった．

2. 流域内における積雪底面融解量の比較

流域内の地表面状態はきわめて多様であり，K，P 地点のようなササのない平坦地で求めた積雪底面融解量をそのまま流域内に適用するには無理がある．そこで，斜面の向き，森林の内外，標高の違いに着目して B ～ H の 7 地点を設け，各地点における積雪底面融解量を熱流量計算法によって求めた．それらの比較から融解量の場所による違いや，そうした違いが Q_G と Q_S のどちらによって生じているかを考察する．

K，P 地点を含めた全 9 地点における積雪深の変化を Fig. 9 に示す．山頂の P 地点は他と比べて最大で 60 cm ほど積雪が多く，また，比較的密な林内の H 地点ではやや少なめである．これら 2 地点以外はほぼ同じ程度の積雪深である．そこで，断面観測を行なっていない E，F，G の 3 地点については底面付近の積雪密度や土壌水分量が他地点と同じと考え，K 地点と同じ K_G，K_S を与えて熱流量を計算した．

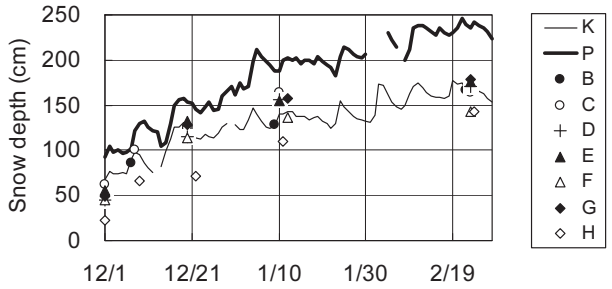


Fig. 9. Time variations in snow depth in each observation site.

Fig. 10 に C，E，F，G，H 地点の積雪底面融解量の経日変化を示す．C 地点と E 地点は標高 340 m の南向きと北向き斜面，F 地点と G 地点は標高 320 m の南向きと北向き斜面にあり，樹林のないササ地である．標高 340 m における南向き斜面の融解量（C）は，北向き斜面（E）に比べて 12 月は 2 倍ほど大きいが，その後，融解量の減少とともに両斜面での差も小さくなり，3 月にはほぼ同じ融解量になる．また，標高 320 m では南向き斜面（F）の融解量が北向き斜面（G）より 1.5 ～ 2 倍ほど大きく，時間とともに融解量は減少するものの両斜面における融解量の差は変わらない．このような南北斜面における融解量の差に違いが生じる原因は明らかではないが，F，G 地

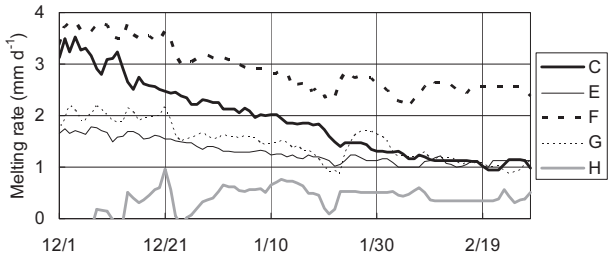


Fig. 10. Time variations in snowpack bottom melting rate at sites C, E, F, G, and H, respectively.

点ではQ_GとQ_SのどちらもがC，E地点より大きいことが要因の1つと考えられる．一方，比較的密なトドマツ林内にあるH地点では，林内のK_Gは0.27 $Wm^{-1}K^{-1}$であり，林外のK_G（約0.33 $Wm^{-1}K^{-1}$）に比べて小さい．このため，融解量は林外のC，E，F，G地点に比べ著しく小さくなった．

Fig. 11に標高440 mの平坦なササ地B地点と，標高330 mで河川近傍の平坦なササ地D地点の積雪底面融解量の経日変化を示す．融解量の標高依存性を確かめるためには，標高以外にも斜面か平坦地か，ササ地か否か，林内か林外か，などの条件を揃えて検討する必要がある．B地点の融解量は他の6地点の中では最も大きな値になったが，平坦なササ地はB，Dの2地点に限られ，これだけで標高依存性を議論することはできない．また，標高依存性に大きく効くと考えられる積雪深は，この流域内ではそれほど大きな違いはない．さらに，標高340 mのC，E地点と標高320 mのF，G地点とでは標高の低い方が融解量が大きいのに対し，標高285 mのK地点と標高545 mのP地点とでは，12月は低標高の方が大きいものの1月以降は同程度になる．このように考えると，今回の測定結果からだけでは積雪底面融解量の標高依存性は明らかにはできないと判断される．

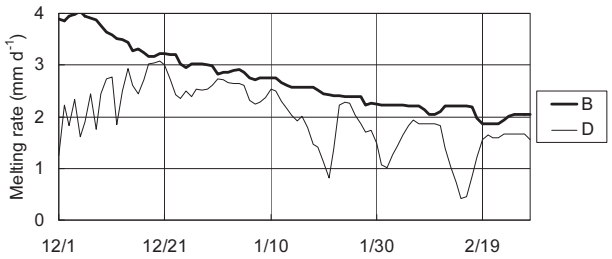


Fig. 11. Time variations in snowpack bottom melting rate at sites B and D, respectively.

3. 積雪底面融解量の場所による違いが生じる要因

内のC, E, F, G, H地点における地中熱流量Q_Gと積雪中熱流量Q_Sの経日変化をFig. 12に示す．各地点ともQ_Gの方がQ_Sより大きい．また，Q_Sは場所による違いが小さくほぼ同じ程度の値をとるのに対し，Q_Gは場所による違いが著しい．つまり，積雪底面融解量の場所による違いはQ_G

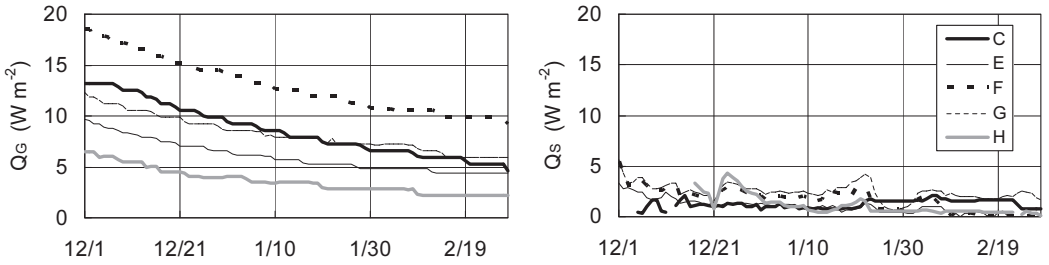


Fig. 12. Comparison between soil heat flow and snow heat flow at sites C, E, F, G, and H, respectively.

の違いによって生じている．各地点の K_G はH地点以外はほぼ一定であるから，Q_G の違いは各地点の地温勾配の違い，さらには地表面温度は0℃であるから5 cm深地温の違いに起因している．この流域の長期積雪は11月14日に始まったので，それ以前の5 cm深地温の高低が積雪底面融解量の場所による違いを生じさせている．

4. 流域平均の積雪底面融解量の推定

前節までで流域内における積雪底面融解量の場所ごとの違いが明らかになったので，それらを用いて流域平均の融解量を見積もり，冬期の河川流量にどの程度寄与しているかを議論する．

5000分の1地形図と北海道大学雨龍研究林の森林密度図（私信）を用いて，流域内を南向き斜面（南東～南西向き），北向き斜面（南東～南西向き以外），常緑針葉樹林（森林密度70%以上），河川近傍（谷底の平坦地），尾根筋（平坦地）の5つに分類した．地形図を25 mメッシュに分割し，それぞれが占める面積割合を求めた結果，南向き斜面31 %，北向き斜面41 %，常緑針葉樹林13 %，河川近傍9 %，尾根筋6 %となった．それぞれに，C地点とF地点の平均，E地点とG地点の平均，H地点，D地点，P地点における熱流量計算値を与え，冬期を12月前半，12月後半，1月，2月の4期間に区切って流域平均値を求めたところ，それぞれ2.0, 1.8, 1.5, 1.2 mmd^{-1} となった．

これらの妥当性を確かめるために，冬期河川流量ハイドログラフの減水解析を行なった．降雨や融雪水などの流入がない渇水期の河川流量は地下水流出のみで涵養され，指数関数的に減水する．この時の河川流量（Q）が地下水貯留量（S）に比例すると考えると，

$$Q = \alpha S \tag{6}$$

となる．地下水貯留量の時間変化は，

$$\frac{dS}{dt} = I - Q \tag{7}$$

となり，降雨や融雪水などの涵養量 I が0であるから，(6)式と(7)式から，

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} \tag{8}$$

が得られる．ここで，α：減水係数，t：時間，Q_0：$t = 0$ での河川流量である．地下水貯留層へ時間的に一定な流入量（I）がある場合には，(8)式は，

$$I = \frac{Q - Q_0 e^{-\alpha t}}{1 - e^{-\alpha t}} \tag{9}$$

となり，流入量 I が求められる（中尾ほか，1967）．ここでは，積雪底面融解量が I に相当すると考え，(9)式によって I を求めた．1998年から2001年まで4ヶ年分のW地点で観測された河川流量から，顕著な降雨降雪イベントがなく，かつ，積雪底面融解量もほとんどないと考えられる10月25日から11月30日までの期間を対象に(8)式から α を算出し0.015 d^{-1} を得た．解

析期間を熱流量計算の時と同様に，12 月前半，12 月後半，1 月，2 月に分けて I を算出しようとしたが，12 月は前・後半ともに急速な流量変化が見られたため解析から除外した．その結果，1 月は 0.8 mmd^{-1}，2 月は 0.7 mmd^{-1} という値が得られた．熱流量計算から求められた流域平均の積雪底面融解量は 1 月が 1.5 mmd^{-1}，2 月が 1.2 mmd^{-1} であり，I に比べて約 1.5 倍大きい．したがって，積雪底面融解量の全てが地下水貯留層を涵養したのではなく，1 月はそのうちの 32 %，2 月は 23 %が地下水涵養に寄与したと考えられる．

Ⅳ．ま　と　め

北海道北部の多雪山地流域において，冬期間の積雪底面融解量を観測し，以下の結果が得られた．

1）積雪底面融解量を熱流量計算法，ライシメータ法，断面観測法という異なる 3 手法によって求めた．ライシメータ法は積雪が少ない 12 月は過小評価となるものの，1 月と 2 月は熱流量計算法とよく一致した．断面観測法は全期間を通じては他の方法と同程度の値となった．熱流量計算法を適用することによって，冬の始めから終わりまで，最も確からしい値が得られることがわかった．

2）流域内に斜面の向き，森林内外，標高の違いを考慮して 7 地点の観測点を設けた．熱流量計算法によって積雪底面融解量を求め，場所ごとの違いを調べた結果，南向き斜面は北向き斜面に比べて融解量が大きくなること，林内での融解量は北向き斜面よりもさらに小さくなることが分かった．また，積雪底面融解量の標高依存性は認められなかった．

3）流域内における積雪底面融解量の場所による違いは，気温や積雪深といった積雪側の条件よりも土壌側の条件によってもたらされており，特に地表面付近の地温勾配が大きく効いている．

4）冬期河川流量の減水解析から，積雪底面融解量の 20〜30 % が地下水貯留層に涵養され，河川流量の維持に寄与している．

謝辞　この研究は北海道大学雨龍研究林において行なわれた．研究林教職員の皆様には様々な便宜をはかって頂いた．また，研究を進めるにあたり，当時，北大低温研に所属した石川信敬，田中夕美子，兒玉裕二の諸先生には有益な助言を頂いた．同じく当時の大学院生であった山﨑学，宍戸真也の両氏には現地観測に多大なご協力を頂いた．以上の皆様に深謝致します．

文　献

新井正，1986．融雪量と融雪出水．基礎雪氷学講座Ⅵ，雪氷水文現象，古今書院，49-91.

Ishii, Y., Kodama, Y., Nakamura, R. and Ishikawa, N., 2004. Water balance of a snowy watershed in Hokkaido, Japan. Northern Research Basins Water Balance, *IAHS Publ.* **290**, 13-27.

和泉薫・藤岡敏夫，1975．積雪の変態と熱伝導率の研究Ⅰ．低温科学物理篇，**33**，91-102.

JSSI（日本雪氷学会），1998．日本雪氷学会積雪分類．雪氷，**60**，419-436.

岸　力・中尾欣四郎・上岡一隆，1962．漁川およびその近隣河川の冬期渇水量．土木学会北海道支部技術資料，**18**，99-104.

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－時間変化と年による差異－．低温科学物理篇，**41**，99-107.

近藤純正，1994．水環境の気象学－地表面の水収支・熱収支－，朝倉書店，185-207.

前野紀一，1986．雪の物性．基礎雪氷学講座Ⅰ，雪氷の構造と物性，古今書院，173-181.

南里智之・笹賀一郎・藤原滉一郎・佐藤冬樹・新谷融・清水収，1991．積雪寒冷地の小流域における冬期渇水期の流出特性．北海道大学農学部演習林報告，**48**，419-444.

Motoyama, H., Kobayashi, D. and Kojima, K., 1986. Effect of melting at the snow-ground interface on the runoff during winter. *Jap. Jour. Limnol.*, **47**, 165-176.

中野政詩・宮崎毅・松本聰・小柳津広志・八木久義，1997．土壌圏の科学，朝倉書店，31-39.

中尾欣四郎・大槻栄・田上龍一・成瀬廉二，1967．閉塞湖からの分水界漏出－倶多楽湖－．北海道大学地球物理学研究報告，**17**，47-64.

八幡敏雄，1980．土壌の物理，東京大学出版会，124-141.

山田知充・長谷美達雄・和泉薫・佐藤篤司，1974．積雪組織の異方性と積雪の弾性波の伝搬速度及び熱伝導率について．低温科学物理篇，**32**，71-80.