

融雪量の分布特性について

Characteristics of Snowmelt Distribution

東京大学工学部 正会員 高橋 裕
東京大学大学院 学生員 ○小池 俊雄
農林水産省林業試験場 吉野 昭一

1. はじめに

重要な水資源である積雪は融雪洪水をもたらす災害要因でもあり、融雪流出の解明は積雪の有効な管理・利用の上で重要な課題である。融雪流出解析は、初期値である積雪水量の推定・入力値である融雪量の推定・変換系である流出過程の検討の3段階にわけて考えることができる。このうち積雪水量の推定に関しては、近年のリモートセンシングの発達に伴って入手が容易になった積雪面積情報を用いたりアルタイムな推定法が高橋・小池らにより提案されている^{1),2),3),4)}。融雪量については、従来、現象を厳密に表した熱収支法や実用的なDegree-day・Degree-hour法により推定されている。本研究の目的は流域融雪量の算定にあたって積雪面積情報に対応する融雪分布特性を積雪調査と気象観測により明らかにして、現象にあった実用的な融雪量の推定法を検討することにある。また、水収支式による流域融雪量の算定に必要な地下水流出成分の分離法についても合わせて報告する。

2. 対象流域の概要と積雪調査

本研究で対象とした流域は林業試験場宝川森林理水試験地の初沢・板幽沢流域でその概要及びスノーコース・断面観測地点を図1に示す。初沢流域は高度800m-1400mで南斜面が卓越しており、板幽沢流域は高度900m-1600mの東-南東斜面が卓越した流域である⁵⁾。積雪調査は1983年の3月下旬、4月上旬・下旬の3回、流域末端から森林限界の1500m付近の範囲で行った。積雪深はスノーコースに従い、各地点で測深棒を用いてそれぞれ10カ所の観測を行った。図2は1953年に宝川森林理水試験地で行われた積雪調査結果をもとに密度の高度分布を示しており、密度は観測時期が同じであれば高度によらずほぼ一定値を示すと考えられるので、代表地点で角型スノーサンプラーを用いて断面の各積雪層毎に密度を観測して平均値を算出した。1983年の4月上旬・下旬に行われた密度の観測結果を図2に付記する。また、雨量・気温・風速・日射量・吸収放射量の気象要素は初沢流域の末端の露場で自記観測した。なお、流量は初沢流域のみで観測されている。

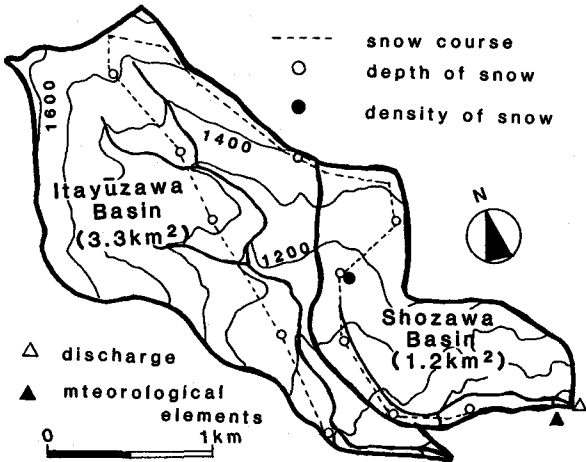


図1 対象流域の概要

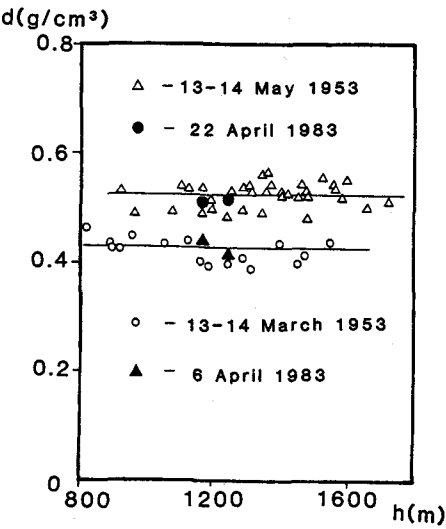


図2 密度の高度分布

3. 融雪分布特性

初沢・板幽沢の各流域の積雪調査の結果から積雪深の高度分布をそれぞれ図3, 4に示す。いずれの流域でも積雪深は融雪期には、直線高度分布しその傾きについても板幽沢で4月下旬はやや小さくなっているものの融雪期を通じて各流域ともほぼ一定となることが示されている。また密度は同一時期では標高に関わりなくほぼ一定値をとることが図2より示されているので、積雪水量も同様に直線高度分布して、その傾きは融雪期を通してほぼ一定となると考えられる。同様の結果は山田らにより北海道の大雪山や手稲山の積雪調査から明らかにされている。⁶⁾そこで密度の観測が行われた4月上旬・下旬について各地点・各時期の積算水量を算定し、それぞれの差からこの間の融雪量を求める。図5に示すように融雪量は標高に依存する割合が小さく、それぞれの流域においてほぼ一定となる。これは、融雪量が標高の関数と考えられる気温よりも、流域の斜面向や傾斜に影響される放射収支に依存する割合が大きいためであると考えられる。

次に初沢流域において、実用的な融雪量の算定法である Degree-hour法を適用して4月6日～21日の融雪量の算定を試みる。Degree-hour法は気温の時間データを用いて、

$$Q = k \sum T \quad (1)$$

$\sum T$: 0℃以上の積算温度, k : Degree-hour factorと表される。各地点の気温は流域末端での観測値に -0.006 ℃/mの温度補正を加えて用いた。また k は870m地点の融雪量の実測値とDegree-hourから算出した。図6は各地点の融雪量の実測値とDegree-hour法による計算値を示している。実測の融雪量が標高にかかわらずほぼ一定になるのに対し、計算値は気温の低下とともに減少するために標高の高い所ほど実測値に比べかなり小さな値となる。これは先に述べたように融雪量が気温よりも放射収支に依存する割合が大きいためであると考えられる。

4. 日射量と気温を用いた融雪量の計算法

融雪量は熱収支的には積雪表面と積雪下面におけるエネルギー束の収支によって表すことができる。前者は放射収支量・顕熱交換量・潜熱交換量・雨による熱量・雪中の伝導熱流量の和であり、後者は地中熱流量である。⁷⁾しかし、観測項目が多く、また地点データを流域全体にひろげることは困難である。そこで実際のダムの管理所等でも観測されている日射量と気温を指標として加えた融雪モデルを考える。これは融雪量の第1成分を放射収支で説明し、残りの部分をDegree-hour法で計算する方法である。放射収支量 Q_r は日射量を I , 有効放射量(大気から放射と雪面からの放射量の差)を R_e とすると、

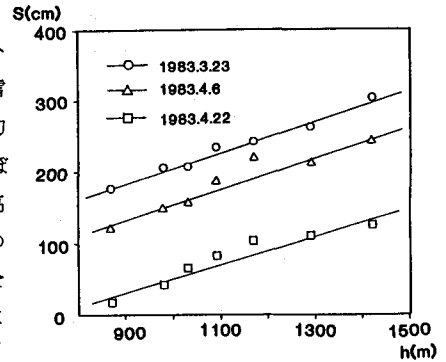


図3 積雪深の高度分布(初沢)

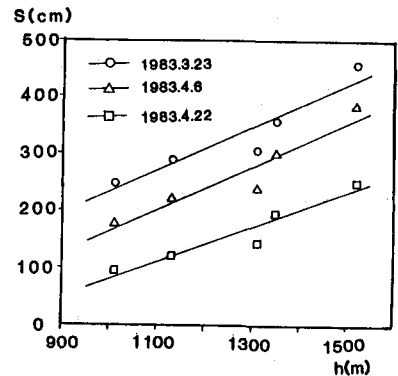


図4 積雪深の高度分布(板幽沢)

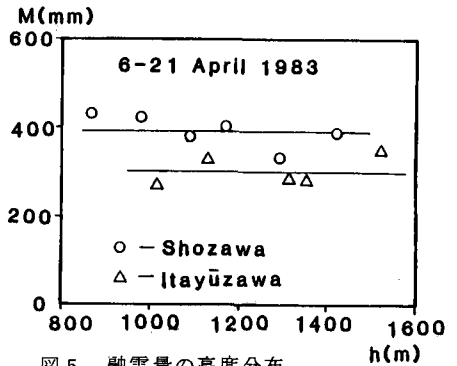


図5 融雪量の高度分布

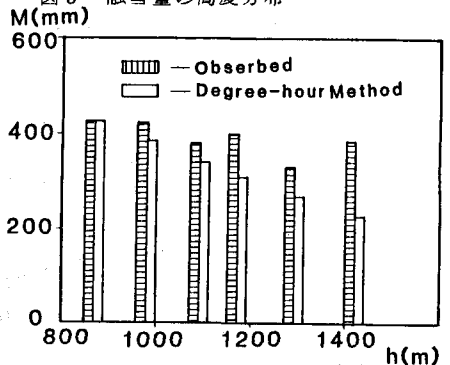


図6 Degree-hour法による融雪量の算定

$$Q_r = (1 - \alpha) I + R_e \quad (2)$$

α : 反射率

で求められる。有効放射量は、大気放射を地表付近の気温と水蒸気圧で表す Brunt の実験式を用いて

$$R_e = \{ \alpha T_0^4 - \sigma T^4 (0.51 + 0.0066 \sqrt{e}) \} (1 - nK) \quad (3)$$

σ : ステファン・ボルツマン定数, T_0 : 雪面温度, T : 地表付近の温度, e : 水蒸気圧, K : 雲の種類を表わす係数, n : 雲量と表されるが、雲の種類や雲量は一般には観測されていないので、放射収支を昼間・夜間に分けて日射量と気温データを用いた経験的な放射収支量の算定法を提案する。

図 7 は 4 月 1 日から消雪した 4 月 12 日の間、露場で観測された昼間 (6 時 - 18 時) の日射量と示差放射計による雪面での放射収支量の関係を表しており、昼間放射収支量 (Q_{rd}) は日射量を用いて直線

$$Q_{rd} = 0.33I + 23.0 \quad (4)$$

で表すことができる。夜間 (18 時 - 6 時) の放射収支量については、雪面から大気への放射量が大きい時は地表付近の気温の低下量が大きいことに注目して、18 時から翌日の 6 時までの気温の変化率 (T_d)

$$T_d = (T_{18} - T_6) / 12 \quad (5)$$

T_{18} : 18 時の気温, T_6 : 6 時の気温

を指標として放射収支量との関係を考える。但し、気温が 0℃ に達すると雪面が 0℃ に保たれているために気温の低下率は減少するので、この場合には 0℃ に達するまでの気温の変化率

$$T_d = T_{18} / h_o \quad (6)$$

h_o : 18 時から 0℃ に達するまでの時間

を指標とする。図 8 に夜間放射収支量 (Q_{rn}) と気温の変化率 (T_d) の関係を示す。但し、図中の Q_{rn} は大気から雪面への放射を正、雪から大気への放射を負としている。図 8 で大気からの放射が卓越している場合、すなわち正の放射となっているのはいずれも降雨時であり、これを除くと夜間放射収支量と気温の変化率はほぼ直線的な関係を示している。そこで無降雨日は $Q_{rn} - T_d$ 直線、降雨日は各値の平均値とする 7 式

$$Q_{rn} = \begin{cases} -37.2T_d + 10.5 & (\text{無降雨日}) \\ 22.4 & (\text{降雨日}) \end{cases} \quad (7)$$

を用いて夜間放射収支量を算定する (但し、これは便宜的な方法であり今後検討を要する)。日放射収支量は昼間放射収支量と夜間放射収支量の和として、

$$Q_r = Q_{rd} + Q_{rn} \quad (8)$$

で算出する。図 9 に初沢流域における 4 月 6 日 ~ 21 日の放射収支による融雪量の算定値を示す。但し、1 地点における斜面勾配や斜面向を求めることは困難であるので水平面として計算

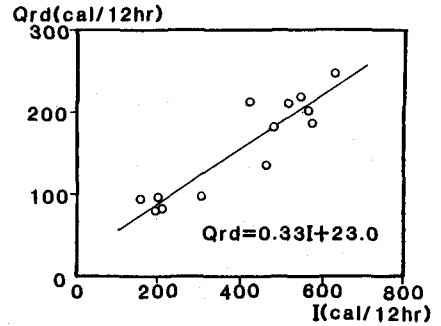


図 7 昼間の日射量と放射収支量の関係

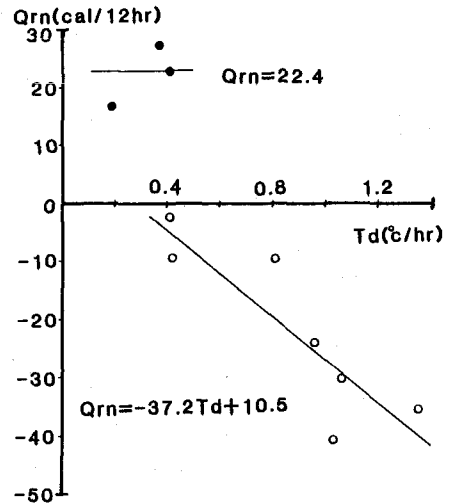


図 8 気温の変化率と夜間放射収支量の関係

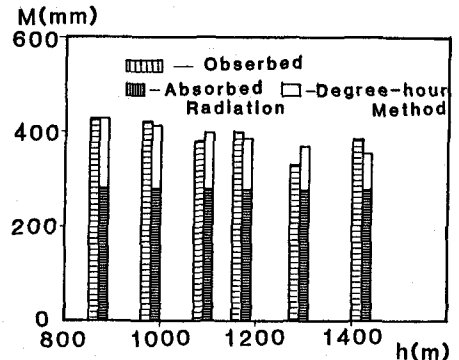


図 9 日射量と気温を用いた融雪量の算定

されている。さらに融雪量の残りの部分が気温に依存すると考えて前節に示した方法と同様に 870 m 地点を基準として実測値と放射収支による融雪量の差と同地点の Degree-hour から Degree-hour factor (k') を求め各地点の融雪量を算定して、放射収支による融雪量の計算値に加え、実測値とともに図 9 に示す。図 6 の Degree-hour 法のみによる算定値に比べ実測値に合っており、算定法の妥当性が示されている。

次にこれらの結果をもとに積雪面積情報を用いた流域融雪量の算定法を検討する。放射収支量の計算に用いられる日射量は水平地で観測されており、斜面における日射量を求めるには観測値を受光係数で補正する必要がある。受光係数とは任意地形のある地点における日射量の強さを示す係数で、赤道上の平地が春分の南中時に受ける強さを 1 とし、太陽光を受ける斜面の入射角の正弦に比例する。受光係数算定の概念を図 10 に示す。斜面 π 上の 1 点 P における南中時の受光係数 (S_p) は、LP を 1 とすると、L からおろした垂線 SR で示され、

$$S_p = \sqrt{1 - \cos^2 \lambda \sin^2 \beta} \sin(\lambda' \pm \alpha) \quad (9)$$

南斜面: $+\alpha$, 北斜面: $-\alpha$, $\tan \lambda' = \tan \lambda \sec \beta$

従って、P 地点における日射量は、日射量の観測値を I_{obs} , 水平面での受光係数を S_o とすると、

$$I_p = I_{obs} \cdot S_p / S_o \quad (10)$$

となり、P 地点における融雪量 (M_p) は (4)・(10) 式と (7) 式から得られる放射収支量 (Q_{rp}) と積算暖度 (ΣT_p) を用いて、

$$M_p = Q_{rp} / 80 + k' \Sigma T_p \quad (11)$$

から算出される。流域を標高帯に分けて各標高帯ごとに (11) 式から得られる融雪量を M_i , 積雪面積率を A_{si} とすると流域融雪量 (M) は、

$$M = \Sigma M_i \cdot A_{si} \quad (12)$$

として表される。

5. 水収支式による流域融雪量の算定

一方、流域融雪量 (M) は水収支式

$$M = \Sigma Q + \Sigma E - \Sigma P - S_{G1} + S_{G2} \quad (13)$$

ΣQ , ΣE , ΣP : 起日から終日までの流出高, 蒸発散量, 降水量の総和, S_{G1} , S_{G2} : 起日, 終日における地下水貯留量から算出され、その中で蒸発散量および地下水貯留量の算定には

$$\Sigma E = E_p \cdot A_n \cdot d \quad (14)$$

$$S_G = \sqrt{Q_0} / A_u \quad (15)$$

E_p : ハーモン式による日蒸発散能, A_n : 平均無積雪面積率,

d : 日数, Q_0 : 地下水流出の初期流出高, A_u : 分数減水定数が用いられる。流量が 1 日のうちで時間変動する融雪期においては、

(15) 式中の Q_0 の推定が困難であるが、河川水の電気伝導度の連続観

測による地下水流出成分の分離法が筆者らにより提案されている。²⁾ 図 11 地下水流出量と電気伝導度の関係
今回は地下水流出成分の電気伝導度と流量の関係について考察を加えたので報告する。混合方程式

$$\begin{cases} C_s Q_s + C_g Q_g = C Q \\ Q_s + Q_g = Q \end{cases} \quad (16)$$

ここに C , Q : 河川水の電気伝導度, 流量

C_s , Q_s : 表面・中間流出成分の電気伝導度, 流量

C_g , Q_g : 地下水流出成分の電気伝導度, 流量

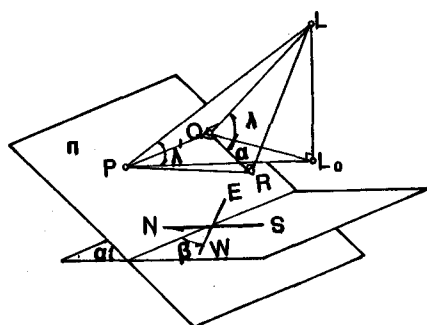
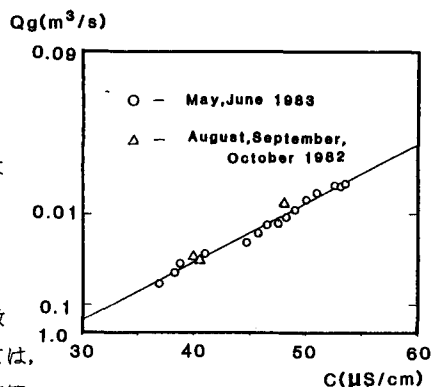


図 10 受光係数の概念



を連続する観測 $i \cdot j$ 間で連立させ、この間で

$$\begin{cases} C_{si} = C_{sj} = C_s & (\text{一定}) \\ C_{gi} = C_{gj} = C_g & (\text{一定}) \\ Q_{gi} = Q_{gj} = Q_g & (\text{一定}) \end{cases}$$

を仮定すると、

$$\begin{cases} C_s Q_{sk} + C_g Q_g = C Q \\ Q_{sk} + Q_g = Q & (k=i, j) \end{cases}$$

ここで地下水流出成分が不圧地下水帯からの流出であると考え
るとその減水式は高木により理論的に

$$Q_g = Q_0 / (1 + A_u \sqrt{Q_0} T)$$

として求められている。これを変形すると、

$$1 / \sqrt{Q_g} = A_u T + 1 / Q_0$$

となる。また、地下水流出成分の電気伝導度が時間とともに1次関数的に変化すると仮定すると②式より

$$1 / \sqrt{Q_g} = a \cdot C_g + b$$

ここに、 a, b : 定数

とおくことができる。図11は $1 / \sqrt{Q_g}$ を縦軸にとつて初沢流域における1983年の融雪流出終了後に続いた無降雨日の流量と電気伝導度の関係を示しており、②式の仮定の妥当性が示されている。△印は1982年秋期の無降雨日のデータでほぼ同じ傾向を示している。そこでこの関係を融雪流出時に適用して、⑬、⑭式を用いて流出成分の分離をこころみる。図12は結果の一例で地下水流出成分が融雪流出量のうち約半分程度を占め、流量の変動とともに地下水流出成分が変化していることが示されている。なお、地下水貯留量の算定のための Q_0 は地下水流出成分の日最低値とした。

6. 解析結果と考察

初沢流域において、4月6日～21日までの融雪量を日射量と気温を用いた融雪モデルと水収支式から求め比較検討する。この期間を含む積雪面積の観測は4月5日、8日、14日、20日、26日の5回行われているので、6～7日、8～13日、14～19日、20～21日の4期間に分けてそれぞれの融雪量の算定値を求めた。日射量と気温を用いた融雪量の計算は流域を100m毎の標高帯に分けて、各領域の日射量・積算暖度・積雪面積率を算定して求めた。但し、斜面の日射量を求める際の受光係数は初沢流域がほぼ均一な南斜面であることから、流域で一定として春分南中時の値を代用した。Degree-hour factor (k)は4節と同様に870m地点の実測値から得られた値を用いた。また、電気伝導度の観測が行われていない時の地下水貯留量の算定は、前後日の値を外挿して定めた。表1は水収支式⑬の各項の値 ($\Delta S_G = S_{G2} - S_{G1}$) と、融

期 間		6 - 7	8 - 13	14 - 19	20 - 21
水 収 支	ΣQ (mm)	44.9	180.3	123.5	34.0
	ΣE (mm)	0.2	1.5	2.7	1.3
	ΣP (mm)	0.0	43.0	23.5	4.0
	ΔS_a (mm)	1.9	5.6	-3.7	-3.6
	M (mm)	47.0	144.4	99.0	27.7
融モ 雪デ ル	A_s (%)	88.6	75.8	61.4	51.7
	Q_r (mm)	53.5	133.0	109.4	43.3
	M (mm)	49.6	134.9	94.1	30.3

表1 算定結果

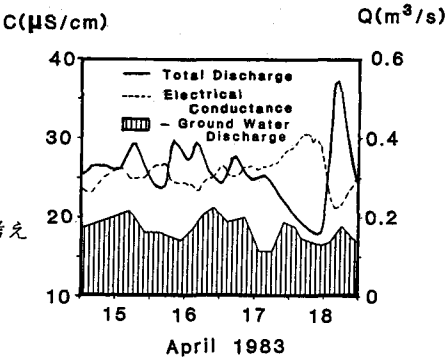


図12 流出成分の分離例

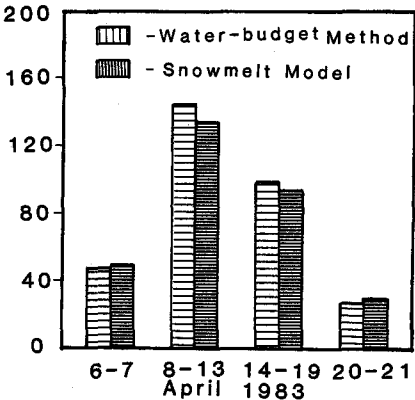


図13 融雪モデルと水収支式による融雪量

雪モデルによる計算値を示す。図 13 にはそれぞれの融雪量の計算値を示すが融雪モデルの計算値は水収支式の結果によく一致しており、融雪モデルの妥当性が示されている。

7. 結論

融雪量は同じ斜面であれば標高によらずほぼ一定であり、これは融雪量が気温に依存する割合よりも斜面向や傾斜で表される放射収支量に依存する割合が大きいためであると考えられる。そこで、放射収支による融雪を第 1 成分と考え、残りを気温による項として Degree-hour 法で算定する融雪モデルを考え、これに積面積情報を組合せた流域融雪量の算定式

$$M = \sum (Q_{ri} + k' \sum T_i) A_{si}$$

を提案した。この算定式による結果は水収支式から得られる流域融雪量によく一致しており、算定法の妥当性が示された。

謝辞 本研究を進めるにあたり、日射計や放射計の借用を受けました土木研究所水文研究室・気象庁業務課・建設技術研究所の各位、貴重な資料の提供と御協力を頂きました林業試験場防災部の各位、また有益な助言を賜りました北海道大学低温研究所の小島教授・山田助手と大学院の本山氏に深く感謝致します。観測準備にあたっては東京大学大学院の伊藤氏の協力を得、積雪調査には東京大学学生釣友会の諸氏から多大な協力を得ました。ここに記して心から感謝致します。

参考文献

- 1) 高橋, 武田, 森園, 小池: LANDSAT 積雪面積情報の利用による流域積雪水量推定に関する研究, 土木学会第 26 回水理講演会, pp. 171 - 178, 1982.
- 2) 高橋, 吉野, 小池: 積雪面積情報の利用による流域積雪水量推定に関する研究, 土木学会第 27 回水理講演会, pp. 359 - 364, 1983.
- 3) 高橋, 榎本, 小泉, 小池: カイト気球を用いた積雪調査 (第一報), 土木学会第 38 回年次学術講演会, pp. 1 - 2, 1983.
- 4) 高橋, 小池, 榎本, 小泉: カイト気球による積雪調査 II, 日本雪氷学会秋季大会講演予稿集, 186, 1983.
- 5) 東京営林局: 宝川森林理水試験地報告, 1941.
- 6) T. YAMADA: Studies on Accumulation-Ablation Process and Distribution of Snow in Mountain Regions, Hokkaido Contribution from the Institute of Low Temperature Science, pp. 1 - 33, 1982.
- 7) 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.