

融雪量の分布特性のモデル化
Modeling of Characteristics of Snowmelt Distribution

東京大学工学部 正員 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

近年のリモートセンシング技術の発達に伴って積雪面積情報の入手が容易となり、融雪の発生域の面的情報として、流域融雪量算定のために利用されている¹⁾。ただし、積雪面積情報の利用のためには、三次元的な広がりをもつ森林等の影響を受ける流域において、積雪面積情報に対応する融雪量の分布特性を明らかにする必要がある。融雪量算定には、従来、現象を厳密に表す熱収支法²⁾や気温資料のみによる実用的な Degree-day, Degree-hour 法³⁾が用いられている。しかし、前者は観測項目が多く、また地点データを流域に広げることは困難で、流域融雪量分布の算定には実用的でない。後者については、気温資料のみでは三次元的な広がりをもつ流域の融雪量分布を表すことが困難であることが筆者らによって示され、日射量と気温を用いた実用的な融雪モデルと斜面特性を表す受光係数を用いた流域融雪量の算定法が提案されている⁵⁾。本論文では 1984 年融雪期に利根川上流の林業試験場宝川森林理水試験地内の観測基地において得られたライシメーターによる融雪量データと気象観測結果を用いて、日射量・気温・降水量による融雪モデルを提案する。また、森林の内外における融雪・気象観測より、森林の融雪に及ぼす効果を検討して、観測基地において得られた融雪モデルによる森林内融雪量の推定法を提示する。

2. 日射量・気温・降水量を用いた融雪モデル

ここでは、流域の融雪量分布を表すことが可能なモデルとして、日射量・気温・降水量を用いた融雪モデルを提案する。これは融雪量の第一成分を放射収支で説明し、残りを Degree-hour 法で算定する方法である。

放射収支量は融雪の熱収支に最も大きく関与する要因であるが、一般には示差放射計を用いる放射収支量の観測は行われていない。そこでまず、実際の

ダム管理所等でも観測されている日射量と気温を用いた放射収支量算定モデルを検討する。放射収支量 (Q_r) は日射量を I 、有効放射量 (雪面からの放射量と大気からの放射量の差) を ΔR とすると、

$$Q_r = (1 - \alpha) I - \Delta R \quad (1)$$

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蒸気圧で表す Brunt の実験式を用いて、

$$\Delta R = \{ \sigma T_0^4 - \sigma T^4 (0.51 + 0.066 \sqrt{e}) \} (1 - nK) \quad (2)$$

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。そこで、放射収支を昼間 (6 時~18 時)・夜間 (18 時~6 時) 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示する。昼間の放射収支量 (Q_{rd}) は日射の影響を強く受けるが、気温の上昇とともに大気放射も増加するために、日射量を昼間平均気温 ($\bar{T}_{6\sim 18}$) で補正した指標

$$I \left(\frac{\bar{T}_{6\sim 18} + 273}{273} \right)^4$$

を用いて、示差放射計による放射収支量の実測値との関係を図 1 に示す。これは 4 月 1 日から、露場で消雪した 5 月 9 日 (ただし降雪のあった 4 月 2 日、

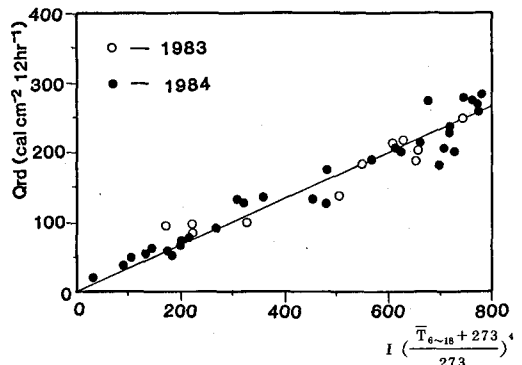


図 1. 昼間放射収支モデル

7日～9日は除く)までの結果である。そこで、日射量が0の場合には放射収支量も0であると考え、最小自乗法により、昼間放射収支量は、

$$Q_{rd} = 0.332 I \left(\frac{T_{6 \sim 18} + 273}{273} \right)^4 \quad (3)$$

で表される。(3)式中の勾配を表す係数は降雪時は3～4割低下する。これはアルベドの一時的な増大が主たる理由として考えられるが、本論文では融雪が支配的な時期を対象としているため、降雪時を除いて得られた回帰式(3)を用いて昼間放射収支量の算定を行う。

一方、夜間の放射収支量(Q_{rn})については、雪面から大気への放射が大きな場合には、放射冷却により、気温が低下する割合が大きくなることに注目して、気温の低下率(ΔT)を用いた夜間放射収支量の算定法を検討する。図2には夜間(18時～6時)を3時間毎に分けて得られる ΔT の値と、対応する放射収支量との関係が示されている。18時～21時については ΔT と Q_{rn} に相関関係がみられるのに対し、

21時以降は Q_{rn} に対応する ΔT の値が小さくなり相関関係がみられなくなる。これは、

- a) 気温の低下とともに大気の水蒸気圧が飽和に近づいて凝結が生じ、潜熱が解放され、気温の低下が抑制される。
- b) 雪面がほぼ0℃であるために、気温の低下により温度勾配が小さくなる。

が原因として考えられる。そこで夜間放射収支量算定のための指標として、18時～21時の気温低下率、

$$\Delta T_{18 \sim 21} = \frac{T_{18} - T_{21}}{3} \quad (4)$$

を用いる。また図3は18時の気温を、a) 7.0℃未満、b) 7.0℃以上で分けて $Q_{rn} - \Delta T$ 関係を示しており、b)はa)に比較して ΔT に対する Q_{rn} の割合が小さい。これは初期の気温が高い場合には大気からの放射により Q_{rn} の絶対値が小さくなるためであると考えられる。そこで18時の気温を用いて、

$$\Delta T_{18 \sim 21} \left(\frac{273}{T_{18} + 273} \right)^4$$

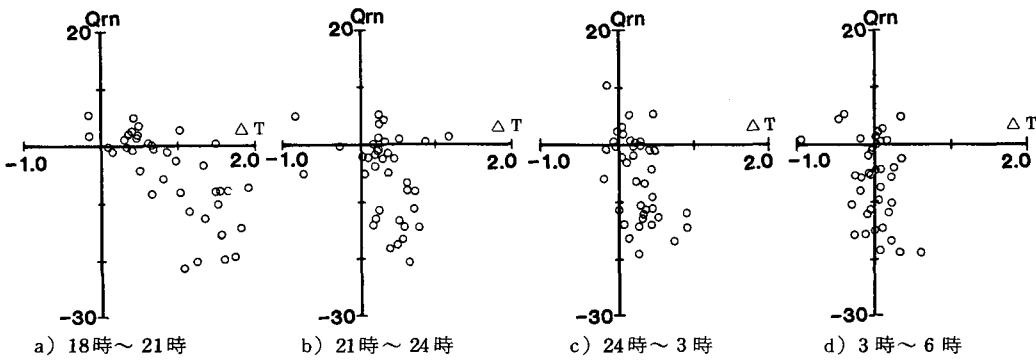


図2. 気温低下率と夜間放射収支量

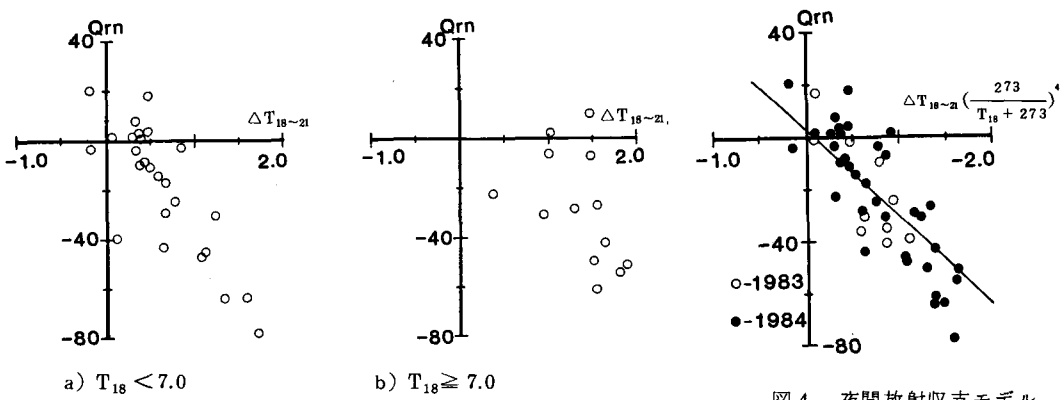


図3. 気温低下率と夜間放射収支量

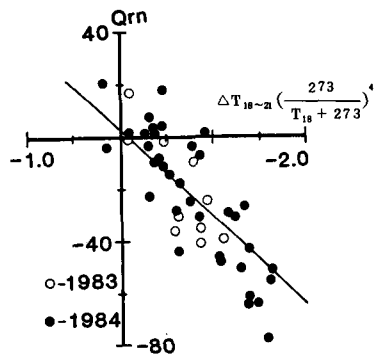


図4. 夜間放射収支モデル

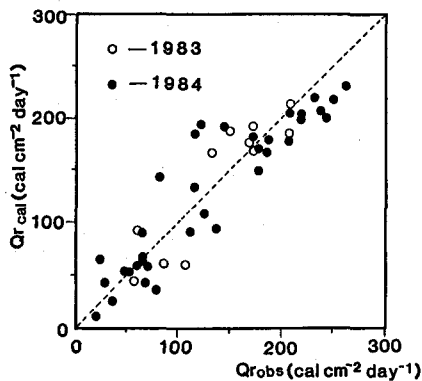


図5. 日放射収支モデル

の補正を加えて Q_{rn} との関係を考える。この方法は18時～21時の気温情報のみで夜間放射収支量の全体を説明しているために図12に示すようにバラツキは大きい、実用的に回帰式

$$Q_{rn} = -33.4 \Delta T_{18-21} \left(\frac{273}{T_{18} + 273} \right)^4 + 3.0 \quad (5)$$

を用いて夜間放射収支量を算定する。以上より日放射収支量(Q_r)は昼間放射収支量(Q_{rd})と夜間放射収支量(Q_{rn})の和として

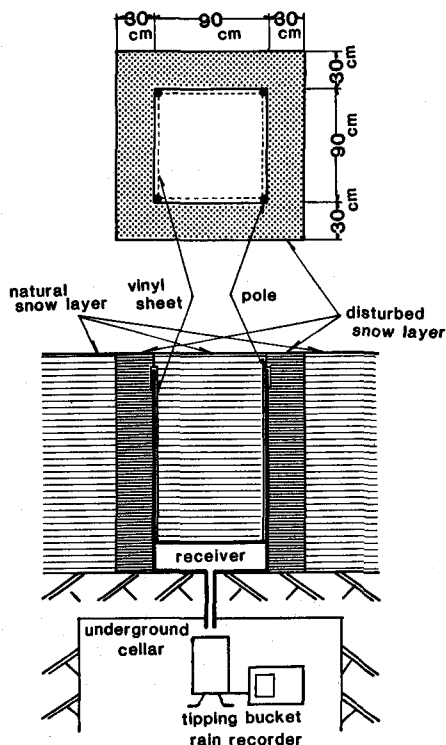


図6. スノーラインメーター

$$Q_r = Q_{rd} + Q_{rn} \quad (6)$$

で得られる。図5は(6)式で得られた放射収支量の計算値と示差放射計による実測値の関係を、放射収支モデルの妥当性が示されている。なお、図1、図4、図5の白丸は1983年融雪期の資料を示し、同じモデルの適用が可能である。

次に露場ラインメーターによる融雪量データを用いて、放射収支モデルから計算される融雪を除いた残りの成分にDegree-hour法を適用する。ラインメーターによる融雪水の観測は、図6に示すように受水部の上部積雪層を乱さないように周囲を掘り返し、支柱とビニールシートで融雪水の水平移動を遮断した後、再び埋め戻し、融雪による雪面の低下とともに不要なビニールシートを取り除く方法で行われた。なお、融雪水は地下室へ導水され、転倒マスで計量された。4月25日18時～5月8日18時の観測で断面観測法との誤差は0.8%で、十分な精度の資料が得られた。得られた融雪量データのうち降雨の影響のない9日間について、上記の方法を適用する。この場合の融雪係数をmodified degree-hour factor (m. d. h. f.) とし、表1に各日の融雪量(M)・放射収支による融雪量(M_r)、degree-hour (d. h.), m. d. h. f.を示す。m. d. h. f. の標準偏差は0.01 (mm/d. h.)で概ね一定となり、Degree-hour法による融雪量(M_d)は、

$$M_d = 0.102 \text{ d. h.} \quad (7)$$

として得られる。

融雪に対する降雨の影響については、降水量(P mm)と降雨時の平均気温($\bar{T}_p$)を用いて、降雨の伝達熱量(Q_{pa})が

表1. Modified degree-hour factor

Date	M (mm)	M_r (mm)	d. h. (°C hr)	m. d. h. f. (mm/°C hr)
26 April	40.5	23.4	197.6	0.087
27 April	39.3	22.3	190.9	0.089
28 April	40.3	21.2	181.4	0.105
29 April	47.7	25.0	180.6	0.126
30 April	34.0	11.9	162.0	0.136
5 May	43.0	25.6	196.5	0.089
6 May	54.3	28.8	251.4	0.100
7 May	50.6	27.4	240.4	0.097
8 May	48.9	25.5	271.6	0.086
Mean	44.3	23.5	208.9	0.102

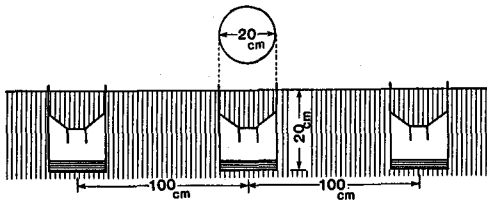


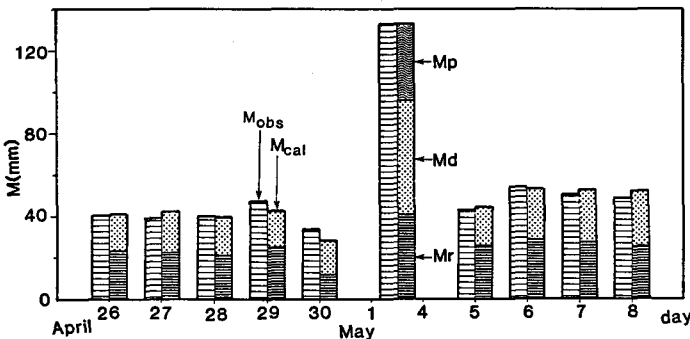
図 7. 雪面ライシメーター

$$Q_{pa} = \frac{P \bar{T}_p}{10} \quad (8)$$

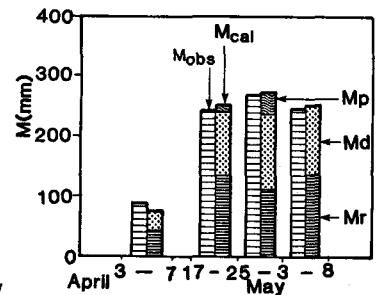
と表されるが量的には僅かである。一方、潜熱伝達量については、図 7 に示す凝結・蒸発量の収支を計測する雪面ライシメーターによる 1982 年融雪期の観測により、晴天日には蒸発と凝結が打ち消し合って大きな値にならないことが表 2 の観測結果より示されている。ただし、降雨時には大気の水蒸気圧が飽和に近くなり、蒸発を上回ると考えられる。潜熱伝達に関しては、風速・水蒸気圧を用いた多くの経験式が提案されているが、風速はわずかな地形変化に影響され、地点観測値を流域全体に広げることが困難である。そこで、気温に対する飽和水蒸気圧 (e_{sat}) と雪面での飽和水蒸気圧 (6.1 mb) を用いた

表 2. 雪面における凝結(-)と蒸発(+)の収支

Date	No.1 (mm)	No.2 (mm)	No.3 (mm)	Mean (mm)
18:00 4 April	0.1	-0.1	0.0	0.0
7:00 5 April	1.4	1.4	1.5	1.4
18:00 5 April				
7:30 6 April	0.7	0.6	0.6	0.6
17:30 6 April	-0.3	-0.3	0.0	-0.2
7:30 7 April				



a) ライシメーターによる観測結果との比較



b) 断面観測結果との比較

図 8. 融雪モデルの適用結果

簡便な凝結強度 ($E \text{ g/cm}^2 \text{ hr}$) 算定式を

$$E = r(e_{sat} - 6.1) \quad (9)$$

で与え、降雨時の潜熱伝達熱量 (Q_{pc}) は降雨時間の総和として、

$$Q_{pc} = L_{vo} \sum E \quad (10)$$

L_{vo} : 気化熱 (597 cal/g)

で表す。ここで係数 r については 5 月 1 日～5 月 4 日の融雪量データを用いて、 $r = 0.0042$ が得られた。これは北海道の幾寅における小島式²⁾にあてはめると風速 4.8 m/s に相当する。以上より、降雨時の融雪熱量 (Q_p) は、

$$Q_p = Q_{pa} + Q_{pc} \quad (11)$$

から得られる。

融雪期においては融雪水の浸透により地中温度が 0℃ に近くなることから、地熱による融雪の影響は小さくなり、省略が可能である。従って、露場における融雪モデルは、

$$M_{cal} = M_r + M_d + M_p \quad (12)$$

ただし、

$$M_r = \frac{10 Q_r}{L_m}$$

$$M_d = 0.102 \text{ d. h.}$$

$$M_p = \frac{10 Q_p}{L_m}$$

L_m : 融解熱 (80 cal/g)

と表される。露場ライシメーターによる融雪量観測値と (12) 式による融雪量計算値を図 8-a) に示す。また、4 月 3 日～5 月 8 日 (4 月 8 日～16 日は降水量欠測のため除く) の断面観測による露場融雪量観測値と計算値を図 8-b) に示す。いずれも観測値と計算値の整合性は良く、融雪モデルの妥当性が示され

た。

3. 森林内融雪のモデル

流域の融雪量分布を考える上で標高・斜面・森林の効果は重要である。標高に関しては気温減率（本対象地域では実測資料より $-0.006\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ が得られている）を用いて気温資料を補正することによりモデル化が可能である。また、斜面が融雪に及ぼす効果については、斜面の向きと勾配から得られる受光係数を用いて日射量を補正することにより、モデル化が可能であることが筆者らにより示されている。

一般に森林内では日射及び大気放射が遮られ風速も小さくなるために森林外に比べ融雪量は小さくなる。石井は開地と針葉樹林内の日融雪量の比較により、林内では1〜2割融雪量が減少することを示している。また伊藤は気球を用いた光学的な観測により得られた森林密度を用いて、日射量、雪面から大気への放射量、樹木から雪面への放射量及び林内風速をあらわし、森林内の融雪量を計算している。米国工兵隊は森林密度の程度により融雪モデルを4段階に分け、流域樹冠率(basin forest canopy cover)を用いて林内融雪量を算定している。

本研究では、昭和27年に植林されたスギの密な森林の内外での融雪観測と気象観測結果をもとに、前章で提示された融雪モデルを用いた森林内融雪量の算定法を検討する。なお、融雪量は断面調査による各時期の積雪水量の差から算出され、気象観測項目は日射量・気温・湿度・風速で、観測には省電力で長期観測が可能なO500システム（OTIサイエンスシステム社）が用いられた。

図9は林内・林外観測地点における融雪量を比較したもので、林内融雪量は林外に比べ小さくなるが、その比率は必ずしも一定ではない。図10は林内・林外の気象要素、a) 日射量、b) 日平均気温、c) 日平均湿度、d) 日平均風速を比較したもので、気温・湿度の差がそれほど大きくないのに対し、日射量・風速は林内では著しく小さくなる。なお、図中の添字のoは林外、fは林内を示す。風速は局所的な地形や地物の影響を強く受けるために、地点データを流域規模に広げることは困難であることから、日射量を用いた林内融雪量のモデル化を検討する。森林による日射の遮蔽率をCとすると、森林内日射量 I_f は、

$$I_f = (1 - C) I_o \quad (13)$$

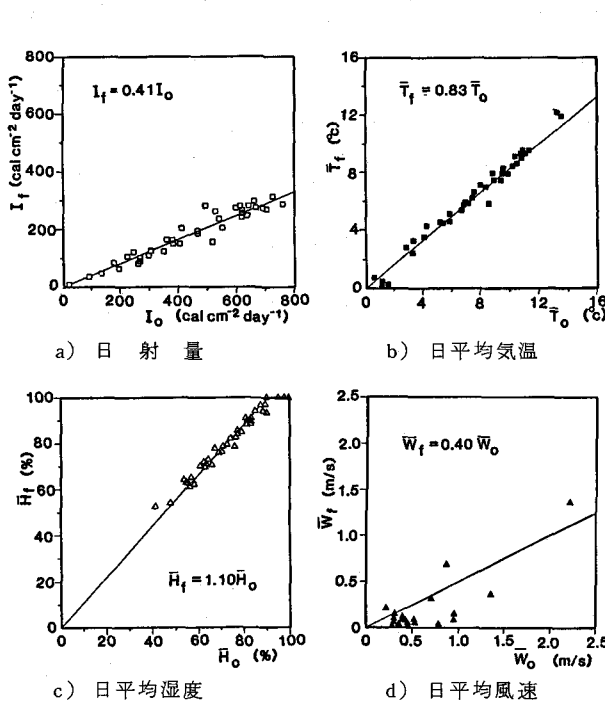


図10. 林内及び林外の気象要素の比較

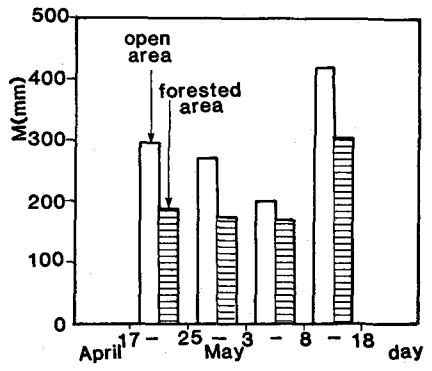


図9. 林内融雪量と林外融雪量の比較

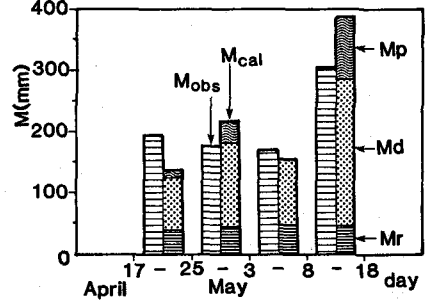


図11. 林内融雪モデルの適用結果

I. : 林外日射量

で表される。図10から林内日射量は林外の41%であることが示されているが、露場における日射量と比較すると45%となる。これは観測器の誤差によるものと考えられ、

$$C = 0.55 \quad (14)$$

として昼間放射収支モデルにあてはめ、(12)式の融雪モデルにより林内融雪量を算定し、融雪量の実測値と合せて図11に示す。期間によって誤差が多少大きいところがあるが、4月17日～5月18日の総融雪量の実測値と計算値の相対誤差は5.1%で、日射量の補正により(12)式の融雪モデルで林内融雪量の算定が可能であることが示された。すなわち、樹種や森林密度等を用いて日射量の遮蔽率(C)が推定されれば、融雪に及ぼす森林の効果の評価が可能である。

4. 結 論

本論文では、多雪山岳地域における融雪調査と気象観測より日射量・気温・降水量を用いた融雪モデルが提案され、露場・森林内の融雪量の算定に適用された。本論文で得られた主な結果を以下に示す。

- (1) 放射収支量を昼間・夜間に分けて、日射量と気温を用いた日放射収支量算定モデルが提案され、降雪の影響のない場合融雪期を通してその妥当性が示された。
- (2) 無降雨時は融雪熱量のうち放射収支による熱量を除く残りはDegree-hour法によって算定される。
- (3) 降雨時の融雪量は雨による伝達熱量のほかに、凝結による潜熱伝達量を考慮することによりモデル化が可能である。
- (4) 融雪に及ぼす森林の効果は森林の日射遮蔽率を用いて日射量を補正することによりモデル化され、実測値との適合性が示された。

謝辞 本研究を進めるにあたり林業試験場中野秀章前防災部長、法政大学西谷隆亘教授、東京大学虫明功臣助教授、(株)北海道電力松下啓郎氏からは貴重な参考資料を戴き、北海道大学低温研究所の小島賢治教授、小林大二助教授と同大学院の本山秀明氏からは有益な助言と御指導を賜りました。また農林水産省林業試験場からは観測資料の提供を受け、建

設省土木研究所水文研究室、気象庁業務課、熊谷地方気象台、(株)建設技術研究所、(株)CTIサイエンスシステム社、(株)自然環境科学研究所からは観測機器の借用を受けました。さらに積雪調査には東京大学学生釣友会の加戸祐爾・多和田隆史・満田正彦・越岡康弘諸氏、東京大学大学院生のモローネ・塚原浩一両氏より多大な御協力を得ました。ここに記して心より感謝致します。

参 考 文 献

- 1) Martinec, J. and Rango, A. : Discharge forecasts in mountain basins based on satellite snow cover mapping, NASA Conference Publication 2116, pp. 223-238, 1980.
- 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) Linsley, R. K., Jr., M. A. Kohler and J. L. H. Paulhus : Applied Hydrology, First edition, McGraw-Hill, N. Y., 1949.
- 4) 境隆雄：河川の融雪流出に関する研究，土木学会論文集，第95号，pp. 9-20, 1963.
- 5) 高橋裕・小池俊雄・吉野昭一：融雪量の分布特性について，第28回水理講演会論文集，pp. 447-452, 1984.
- 6) 北海道電力株式会社・札幌管区気象台：積雪基礎調査，pp. 52-79, 1959.
- 7) 東京電力株式会社・東京管区気象台：奥利根地区水文気象調査総合報告，pp. 47-52, 1960.
- 8) Corps of Engineers, U. S. Army : Snow Hydrology, chapter 6, pp. 193-258, (reprint)