HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	融雪流出解析における熱収支融雪モデルとその適用に関する研究
Author(s)	倉島, 栄一
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(農学)
Dissertation Number	乙第4537号
Issue Date	1994-03-25
DOI	https://doi.org/10.11501/3076857
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/50109
Type	doctoral thesis
File Information	000000272935.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

融雪流出解析における熱収支融雪モデルとその適用に関する研究

倉島栄一

(1)

融雪流出解析における熱収支融雪モデルとその適用に関する研究

倉島栄一

－融雪流出解析における熱収支融雪モデルとその適用に関する研究－

目次

緒言 ・・・

(3) 熱収支融雪モデルの適用条件 ・・・・・・・・・・・・・・・・・41
(4) 1時間単位の融雪流下量計算 ・・・・・・・・・・・・・・・・・42
(5) 日単位（12時間単位）の融雪流下量量計算 ・・・・・・・・・48
4. まとめ ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・49
Ⅴ. 推定気象要素を用いた熱収支融雪モデル ・・・・・・・・・・・・51
1. 気象要素の推定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・51
(1) 気温の推定方法 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・51
(2) 湿度の推定方法 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・54
(3) 風速の推定方法 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・55
(4) 日射量の推定方法 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・56
(5) 下向き長波放射量の推定方法 ・・・・・・・・・・・・・・・・56
2. 推定気象要素を用いた熱収支融雪モデルの適用 ・・・・・・・・・59
(1) モデルの適用条件 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・59
(2) 適用結果 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・61
3. まとめ ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・63
Ⅵ. 熱収支積雪・融雪モデル ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・65
1. 積雪密度とアルベドおよび気象要素の推定 ・・・・・・・・・・・65
(1) 積雪密度の推定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・65
(2) アルベドの推定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・69
(3) 適用地点の気象要素の推定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・69
2. 熱収支積雪・融雪モデル ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・77
(1) 熱収支積雪・融雪モデルの概要 ・・・・・・・・・・・・・・・77
(2) 熱収支積雪・融雪モデルによる融雪流下量と積雪諸量の計算・80
(3) 熱収支積雪・融雪モデルの適用 ・・・・・・・・・・・・・・・88
3. 対象地点の熱収支構成 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・115
4. まとめ ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・118
Ⅶ. 熱収支積雪・融雪モデルの流出解析への適用 ・・・・・・・・・120
1. 流域の地帯分割方法 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・120
2. 流域の気象要素に関する仮定 ・・・・・・・・・・・・・・・・123
(1) 降水量に関する仮定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・123

(2) 気温，湿度，風速，放射収支量に関する仮定 ・・・・・・ 126
3．タンクモデル定数の同定と放射量増・減率 ・・・・・・・・ 127
(1) タンクモデル定数の同定 ・・・・・・・・・・・・・・・・ 127
(2) 放射量増・減率 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 129
4．流量の推算結果 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 129
(1) 積雪・融雪期の流量推定精度 ・・・・・・・・・・・・・・ 129
(2) 菅原雪モデルとの推定精度の比較 ・・・・・・・・・・・・ 130
5．まとめ ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 150
Ⅷ．結論 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 151
参考文献 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 155

緒言

わが国の日本海側地域は世界でも有数な多雪地帯であり，北海道，東北地方では太平洋側でも相当量の積雪がみられる。これらの積雪地域の河川下流域に発達した沖積低地には大都市，中核都市が多数あり，2千万人以上の居住地となっている。

積雪地域における融雪を発生源とする融雪期の河川流量は，数カ月に亘る降水が，きわめて短期間に流出することになるため，年間流量の多くを占めることになる。また，その一部は地下水をかん養し，河川の基底流出を支えている。

これらの融雪流出水は農業用水をはじめ生活用水，工業用水，発電水力などの重要な資源となり，地域の生活，産業に密接に関連している。しかしその一方でしばしば融雪洪水に代表される融雪災害の発生要因となり，豪雪年では農地のみならず家屋の浸水被害が多く発生する。

融雪・流出に関する研究を概観してみると，融雪物理の分野では積雪表層における乱流による熱輸送機構や長・短波放射による熱交換機構をはじめ，それによって生ずる融雪，内部融解などの諸現象に関する研究は国内外で古くから行われてきた。

一方，農業土木をはじめとする科学技術の分野では，融雪期の流出解析に関係した融雪量の算定には簡便な流量対応の経験的手法が多く用いられ，多くの気象要素のデータを必要とするためか現象解析を基礎とする熱収支的手法の適用は極めて少ない。このように同一の現象を対象としているにもかかわらず，融雪物理と流出解析の分野には，その手法において大きな隔たりがある現状である。

最近では気象観測機器や観測手法の発達にともない，ダム管理施設などにおいても詳細な気象観測が行われるようになっている。また，アメダス観測網の充実，加えてコンピュータの発達，普及とあいまって熱収支法の適用のための各種データの収集，入手も可能となりつつあり，経験的手法の簡便さという利点も薄れる傾向にあると考えられる。

近年，水資源の需要逼迫にともない融雪出水の評価，資源化が求められているが，従来からも北海道・東北地方では融雪水のダム貯留などによって水田営農を可能にしている事実がある。

さらには防災的な見地から天気予報の数値化が徐々に進められる傾向にあり，利水的な見地からは積雪貯留技術と融雪制御技術を要する雪ダム計画などが着目されつつある。これらに対応するためには，熱収支法は不可欠であり，従来の経験的な融雪量の算定手法では気象に関する情報量を十分に活用しきれず，技術的要求を満たすことはできない。

このような背景から，いま，融雪出水の確度の高い解析を行うために，融雪のメカニズムも含めて現地調査を行った。それらの結果から各種気象要素を基礎とする熱収支による融雪演算モデルを構築し，融雪期流出予測解析の地域間汎用化，精度の向上を図ったものである。

Ⅰ．融雪流出研究の背景

1．融雪流出の特性と農業用水

積雪地帯の河川流量は融雪出水に起因するものが大きな位置を占めている。これには融雪水の地中浸透によって基底流出を支えるものと融雪最盛期の3～5月に直接的に流出するものとがある。前者は地下水をかん養し，恒常的な農業用水として利用されているが，消雪用水などの生活用水，工業用水としての需要も高まってきている[73]。

積雪地帯の河川流況を示す例として高見ダム（北海道），高坂ダム（山形），刀利ダム（富山）をとりあげ，年間総流入量に対する月別流入量の割合を1985～1987年の 3ヵ年について示したものが図1-1である。なお，高見ダムは本論文の研究対象流域ではないが，東北，北陸との流況の比較のために例示した。

北海道，東北の積雪地帯流域である高見ダム，高坂ダム流域では融雪最盛期である4,5月の流出量が年間流量の30～40％以上にも達し，重要な農業用水源となっていることがうかがえる。

例示した3カ年のなかでは東北地方で最も少雪傾向にあったのが1987年で，高坂ダムでは，この年の4,5月の流入量は年間流入量の18％にとどまり，1985～1986年では明瞭に認められた融雪流出の特徴がみられない。

比較的温暖な北陸地方の刀利ダムでは3月から本格的な融雪流出が始まり，4,5月の流入量は年間の30％程度である。

新潟では少雪年には代かき用水に不足をきたす地域も多くなることが指摘されているが[73]，刀利ダムでは暖冬・少雪年の1989年，1990年の4,5月の流入量は年間の19％程度にとどまり，この場合も融雪流出の特徴に乏しい流況となっている。

一方，最近の農業就業構造の変化[47]をみると第一種兼業農家が減少し，第二種兼業農家が増加する傾向が顕著にみられる。

1965～1980年の5年ごとの兼業形態の増減を示したものが表1-1である。1975～1980年の5年間では第二種兼業農家が1.4％減少しているが，これは零細規模の農家を中心とした離農や兼業農家の勤労者が退職を機に農業に専従する高齢専業農家への移行などが進んだためである。

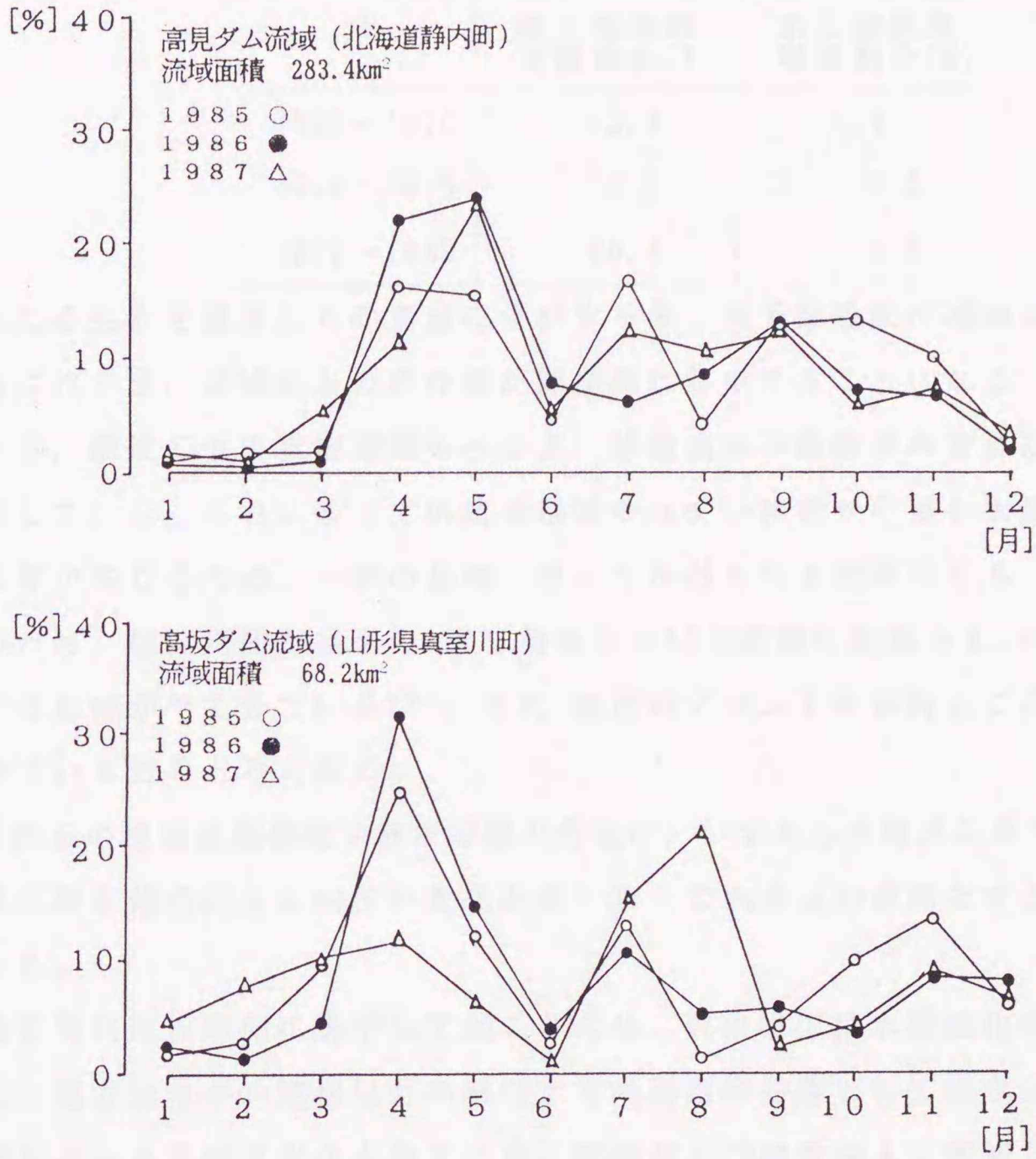


図1-1　月別ダム流入量の割合

表1-1　兼業農家就業形態の変化

年	第一種兼業 増減割合(%)	第二種兼業 増減割合(%)
1965～1970	-13.4	+14.5
1970～1975	-30.6	+12.2
1975～1980	-20.4	- 1.4

主たる生計を農業以外の業種に依存する第二種兼業農家が増加することは，必然的に代かき，田植などの農作業が短期間に集中することになる。

一方，最近の水田栽培環境をみると，移植栽培の機械化の普及はすでにピークに達している。これによって田植適期幅のせまい稚苗や中苗を大量に共同育苗する必要が生じるため，一部の品種に偏って作付される傾向がある。また，機械移植のため，田植期間が従来の 30日前後から15日前後に短縮され，代かき用水が不足する地域がでてきている[46]。また，最近のブランド米志向もこの傾向に拍車をかけているものとみられる。

これらの農業就業構造や栽培形態の変化は，いずれも水需要の集中化をまねき，近年の暖冬傾向による流況の変化とあいまって水不足が深刻化する要因となりつつある。

融雪流出は短期間に集中して起こるため，現段階では水資源化されないものも多く，融雪水のダム貯留以外の融雪水有効利用の対策として注水井戸，浸透トレンチなどの人工地下水かん養工法や，雪渓などの積雪を人工雪崩などによって堆積させ融雪制御を行う雪ダムなどが着目されつつある。

現在はダム建設に代表される水資源開発の限界期に達したといわれ，農業用水不足が逼迫している。このような状況のなか，融雪水の有効利用は今後の大きな課題である。したがって積雪・融雪機構の解明はこれらの諸対策の基礎を与えるものとしてきわめて重要であると考える。

2．融雪洪水

雪による災害は多くあるが，ここでは，融雪現象によってもたらされる融雪洪水について簡単に述べる。

融雪出水による災害[30]は洪水と氾濫，急激な融雪による農林地の浸水，融雪による表土の流亡と侵食や家屋の浸水，さらに融雪の濁流が湖水に流入して起こる

魚介類養殖施設の被害などがある。また，わが国では類を見ないが，冬期間の結氷が融雪水に運ばれて堰状況を形成し，周辺にに氾濫被害が生ずる事例もある。

表1-2　1981年豪雪の融雪洪水被害

地　方	道・府・県	融雪洪水による被害	
		農地・林地の被害(ha)	家屋の被害(戸)
北海道	北海道	554	56
東　北	青　森	963	38
	岩　手	1,132	-
	秋　田	821	27
	山　形	49	45
	福　島	2,789	60
関　東	栃　木	25	-
	群　馬	-	1
信　越	新　潟	474	246
	長　野	118	23
北　陸	富　山	340	718
	石　川	1	1
	福　井	-	248
中　部	岐　阜	1,501	22
近　畿	滋　賀	-	4
	京　都	-	69
	兵　庫	50	-

近年の豪雪では，1963年と1981年の豪雪がよく知られている。

沼野[48]は 1981年の豪雪について積雪地の市町村を対象に雪害とその対策の実態調査を行ったが，それによれば融雪出水に起因する農地・林地の被害は全国で141市町村にのぼり，71市町村では家屋の浸水被害が報告されている。これらの被害は北海道，東北，信越，北陸地方はもとより近畿地方にまでおよんでいる。さらには人的被害も福島県南郷村，新潟県牧村，岐阜県河合村，京都府綾部市で報告され，その数は107名にのぼる。

同資料に報告されている農林地被害と家屋の損壊被害状況を都道府県別に示したものが表1-2である。

北陸地方の富山県と福井県，信越地方の新潟県で家屋の損壊被害が大きくなっていることが一つの特徴である。1981年のこれらの県の最大積雪深の分布[69]を概観すると，新潟の沿岸部，能登半島は平年値以下，新潟の山間部は 1.5倍程度であり，福井，富山の山間部では平年の2倍であった。このことは平年値の1.5～2倍程度の積雪で，比較的安全な立地条件下にある民家にまで大きな被害がおよぶことを示唆している。

なお，表中の岩手県の農地・林地の被害はすべて湯田町で発生したものであり，本研究の対象地点の一つである。また富山県の家屋の被害のうち 423世帯については福光町の被害であり，同じく研究対象とした刀利ダム流域は同町に位置している。

台風や豪雨などの一過性かつ局所的な災害に比べて，融雪洪水を含めた雪害は周年的で広域にわたることが多く，個々の被害はあまり大きく評価されないが，全体としての被害は大きくなる特徴がある。

小島[30]は融雪予測を災害軽減のための重要な課題とし，その実行のために天気予報の定量化，アメダス観測網の充実，融雪流出の物理過程の解明などをあげており，防災面からも融雪流出諸過程の研究は重要であると考える。

Ⅱ．融雪・融雪流出に関する研究動向と研究の目的

1．融雪・融雪流出に関する研究動向

融雪流出解析では①降雨・降雪の判別から積雪へ，②積雪から融雪水へ，③融雪水の流出への三つの変換過程を考えなければならない。

①～②の変換過程は降水形態の判別と融雪量の算定機能をもつ積雪・融雪モデルが用いられ，流域における降水量の分布や気象要素に関する仮定のもとで流域積雪量や融雪量が求められる。その他の流域積雪量の推移を推定する方法として，スノーサーベイやランドサット情報を利用するものがある。

②の変換過程については経験的手法と理論的な手法に大別される。

③の変換過程で用いられる流出モデルは概念モデルと物理モデルに大別される。概念モデルとして単位図法，貯留関数法，タンクモデル法，SSARR(Streamflow Synthesis and Reservoir)モデル，Stanford Watershedモデルがあり，物理モデルとしてキネマティックウエーヴ法などがある。

本論の主題の一つは①～②の変換系に係わる積雪・融雪モデルの構築にあり，その根幹にあるものは②の変換系である融雪量の算定方法すなわち融雪モデルである。そこで②の変換系の手法の違いによって融雪モデルまたは積雪・融雪モデルを概観することにする。

(1) 経験的手法による方法

融雪量の算定方法は，前述のように理論的手法である熱収支法による方法と，経験的手法である気温日数法に大別されるが，融雪流出の分野では従来から経験的方法が多く用いられた。

これにはHorton(1939)[4)]，Linsley(1949)[39)]等によるdegree-day，degree-hour factorによる方法が知られている。これは融雪因子として気温を採用したもので，degree-dayとは基準温度を超過する日平均気温に 1日という時間を乗じたものである。同様に，時間単位での平均気温と基準温度との温度差をdegree-hourと呼んでいる。基準温度としては0℃を充当するものが一般的である。

degree-day factorとは1degree-dayによって生ずる融雪量を意味し，融雪係数ともいわれている。

degree-day法とともに，比較的広く用いられるものとして，1日の気温変化のな

かで，0℃ 以上の部分の積算値または面積を用いる日平均有効気温による方法が吉田(1962)[71]，境(1962)[55]，佐藤(1967)[57]，加藤(1982)[24]らによって提案されている。

融雪期の平均融雪係数として佐藤(1967)[57]の2.7～5.5mm/℃・dayなどが報告されているが，融雪に関する物理則を考慮し，これを積雪密度の関数で表したMarti-nec(1960)[40]の研究や，無次元化日射量とアルベドの関数とした池淵(1984)[11]の融雪モデルがある。

これらのモデルは近年のデジタルコンピュータの発達にともない，Stanford wa-tershedモデルに結合されたAnderson(1964)[1]らの積雪・融雪モデル，タンクモデル法で用いられる菅原(1972)[58]の積雪・融雪モデル，重回帰法で用いられる積雪深モデル(1983)[65]などのように，流出モデルのオプションモデルとして融雪流出解析に用いられてきた。

最近，小池ら(1985)[26]は日射量と気温を用いた放射収支量の算定式を考案し，これとdegree hour法との複合型の融雪量の算定式を提案している。また，中山ら(1990)[49] は日射量と気温を用いた融雪量の算定式を融雪流出解析に適用している。

こららのモデルは経験的な素地が大きいものの，積雪の熱収支において主要な位置をしめる日射量や放射収支量を融雪量算定式中に内包している点が特徴である。

(2) 熱収支法による方法

熱収支法による融雪の推定方法は積雪表層における放射収支量，乱流による熱および水蒸気移動等を捉えて直接的に融雪量を求める方法である。

この分野では乱流による積雪層への熱移動を中心に論じたSuverdrup(1936)[54]の研究が先駆的であるが，その後，米国ではCorps of Engineersによって一連の雪氷研究がなされている。Corps of Engineersは融雪流出予測に関する雪氷水文学の研究を進め，その集大成のSnow Hyrology(1956)[67]はその後の融雪研究に大きな影響を与えるものとなった。これには融雪量の算定に関して，物理則と経験則との両面から考察し，種々の森林内での融雪量算定の一般式が提案されている。これらの算定式は，SSARRモデルの融雪モデルとして適用されている。

ソ連においても，これとほぼ時を同じくして雪氷に関する優れた研究が行われ，

積雪の熱収支に関して理論的，実用的な観点からの議論が網羅されている。融雪を扱ったその一部がKuz'min(1961)[17]によって公表されたが，その後，英訳されるまでの約10年間は一般には良く知られなかった。

わが国においても1945年以降，北海道大学低温科学研究所において積雪の物理的性質に関する研究が行われるようになり，融雪機構に関しては吉田(1950)[70]，小島(1955)[13]の研究をはじめ，現在に至るまで盛んに研究が進められている。また，積雪の圧縮に関する小島（1954～1957)[12],[14],[15],[16]の先駆的研究成果はコンピュータの発達した近年に至って多く用いられるようになった。

1960年前後には石井(1959)[6]，伊藤(1959)[7]の研究に代表されるように，電源開発の目的から電力会社と気象台の共同で，多くの水文気象調査・研究がなされている。この中には融雪機構に関する優れた研究が少なくなく，この成果は現在においても多く参照されている。

積雪層が全体にわたってほぼ 0℃となる融雪期では，積雪表層に入射する熱がすべて融解熱となる熱収支式が成りたつ。しかし，積雪・融雪モデルは Landsat 情報や，スノーサベイによる積雪調査資料を援用する場合を除いては，根雪の開始から消雪まで一貫して用いられることが多い。したがって融雪モデルに要求される機能は，単に熱収支構成要素の算定にとどまるものではなく，融雪がともなわない積雪進行期での熱変換および積雪の変成機構をも有するものが望ましい。

積雪進行期において雪温分布を算定する初期のモデルとしてQuick(1967)[53]の方法などがあるが，より詳細な積雪変成過程の熱収支モデルとして，Anderson(1976)[2]のモデルがあり，最近では山崎(1991)[74]がこの過程をモデル化している。しかし，これらは現象に即しているものの熱変換に関する複雑な差分化を必要として実用上，煩雑の感があり，融雪流出解析への適用例も数少ないようである。

2．研究の目的

(1) 農業土木分野における融雪流出解析の現状と雪氷学の成果

前節で述べたように過去半世紀にわたり，積雪の物理的性質や融雪に関する研究が盛んに行われ，最近の熱収支を扱った研究成果では，融雪の原因として放射要素が重要であるといわれている。

一方，農業土木分野においても1960年代から現在に至るまで，融雪および融雪

流出に関する研究が行われてきた。また,これに加えてIHDに関連した研究も盛んに行われ，融雪流出に関する研究はきわめて多い。しかし，ほんどの場合，融雪量の算定に関しては気温のみを媒介としており，融雪流出解析の分野では，これがなかば常識化していると言っても過言ではない。

小島(1972)[19]が指摘するように,経験的手法が実用的には便利な方法ではあっても，融雪物理と農業土木をはじめとする水文学の融雪流出の両分野には大きな隔たりがある状況である。

(2) 研究のねらい

すでに述べたように，北海道，東北，信越，北陸の積雪地帯では潅漑用水源計画，農業水利施設の計画とその管理，また防災上の見地から融雪出水を的確に把握することの重要性は大きい。また，融雪が広域で一様に起こり，規則的な日変化を示すこと，その融雪水は 0℃で地表に達して河川に流出することなどの融雪現象特有の性質から，融雪流出の研究は流出特性の解明に大きく寄与する可能性が指摘されている[20]。さらに近年,着目されつつある雪ダム計画では，融雪制御の観点から，熱収支法の適用が不可欠である。

前述のように，融雪流出解析の分野では経験的な手法に基づく融雪量の推定方法が一般的である。しかしこれらの推定式中の融雪係数が場所的にも，また時間的にも変化すること[64],さらにその係数の気象条件による適用限界が指摘されている[60]。

このような背景から，本論では，熱収支法にもとづく融雪量の算定方法（融雪モデル）の検討を行い，気象要素を入力要素とし，根雪の開始から消雪までの降雪の集積と積雪の減少を再現する簡便かつ実用的な熱収支積雪～融雪モデルを構築した。さらにこの積雪～融雪モデルによって融雪流出解析を試みたものである。今後の融雪流出を検討する上での一助となれば幸いである。

Ⅲ．研究方法ならびに研究対象地点の概要

1．研究方法の概要

融雪流出解析では①降雨・降雪の判別から積雪へ，②積雪から融雪水へ，③融雪水の流出への三つの変換過程が必要である。

先ず，本研究では気象要素と融雪量の関係について現地調査を行い，得られた資料を用いて②の変換系である融雪量の推定方法（熱収支融雪モデル）を導き，時間単位と日単位の融雪量の推定に適用し，その有用性を確認した。

熱収支法では，熱収支要素である短・長波放射収支量，乱流による熱交換および水蒸気移動による熱交換量である顕熱，潜熱を推定する必要がある。一般に気象官署をはじめアメダス観測点や，ダム管理施設等で観測されている気象要素には限りがあり，これが熱収支法が用いられない原因の 1つになっているものと考えられる。そこで，限られた気象要素から放射収支量などの一般には観測されていない要素を推定する方法を検討し，この推定気象要素を用いて熱収支融雪モデルによる日融雪量の推定を試みた。

①と②の過程，すなわち降雪の堆積と融解過程を再現するモデルを積雪・融雪モデルとよぶが，積雪調査資料を援用する場合を除いては，この種のモデルが融雪流出解析に用いられることが多い。そこで現地調査で得られた融雪モデルに降水形態（雪か雨か）の判別機能，積雪の密度および積雪深の推定機構，アルベドの推定機能を与え，日単位計算に適用する熱収支積雪・融雪モデルに拡張し，北海道・東北・信越・北陸にわたる札幌（北海道），湯田（岩手），釜淵（山形），高坂（山形），上越（新潟），刀利（富山）の 6地点でモデルの適合性，汎用性の検討を行った。なお，モデルに用いられる気象要素の推定については御明神調査地で検討した方法に準じてはいるが，可能な限り，適用地点の気象状況を考慮した推定式を検討した。

熱収支積雪・融雪モデルの日単位の融雪流出解析への適用にあたっては，熱収支積雪・融雪モデルを適用した 6地点の中から，付近にダムまたは試験流域を有する釜淵1号沢流域，高坂ダム流域，刀利ダム流域の3流域を対象に行った。

なお，本論文のⅣ～Ⅶ章の内容は筆者らのこれまでの研究[33),35),36),37),38)]を基礎としているが，現地調査とそれに基づく積雪の熱収支の検討，モデルの構

築とその評価，融雪流出解析へのモデルの適用等の一連の内容について図表によって論述を加え，構成および論旨を新たに構築し，検討結果の一般化を試みたものである。

2．研究項目と研究対象地点

本研究の対象地点を図3-1に示すが，これらは研究項目により，表3-1のように大きく三つに区分される。

「熱収支融雪モデル」の検討には岩手大学農学部附属御明神牧場に設けた御明神調査地（気象観測露場）で現地調査を行い，これによって得られた気象ならびに融雪量の観測資料を用いた。

これを日単位の融雪流出解析に適用できるように，現地調査資料によって積雪深，アルベドなどの推定機構の検討を加え，「熱収支積雪・融雪モデル」に拡張し，札幌（北海道），湯田（岩手県），釜淵（山形県），高坂（山形県），上越（新潟県），刀利（富山県）の6地点に適用した。

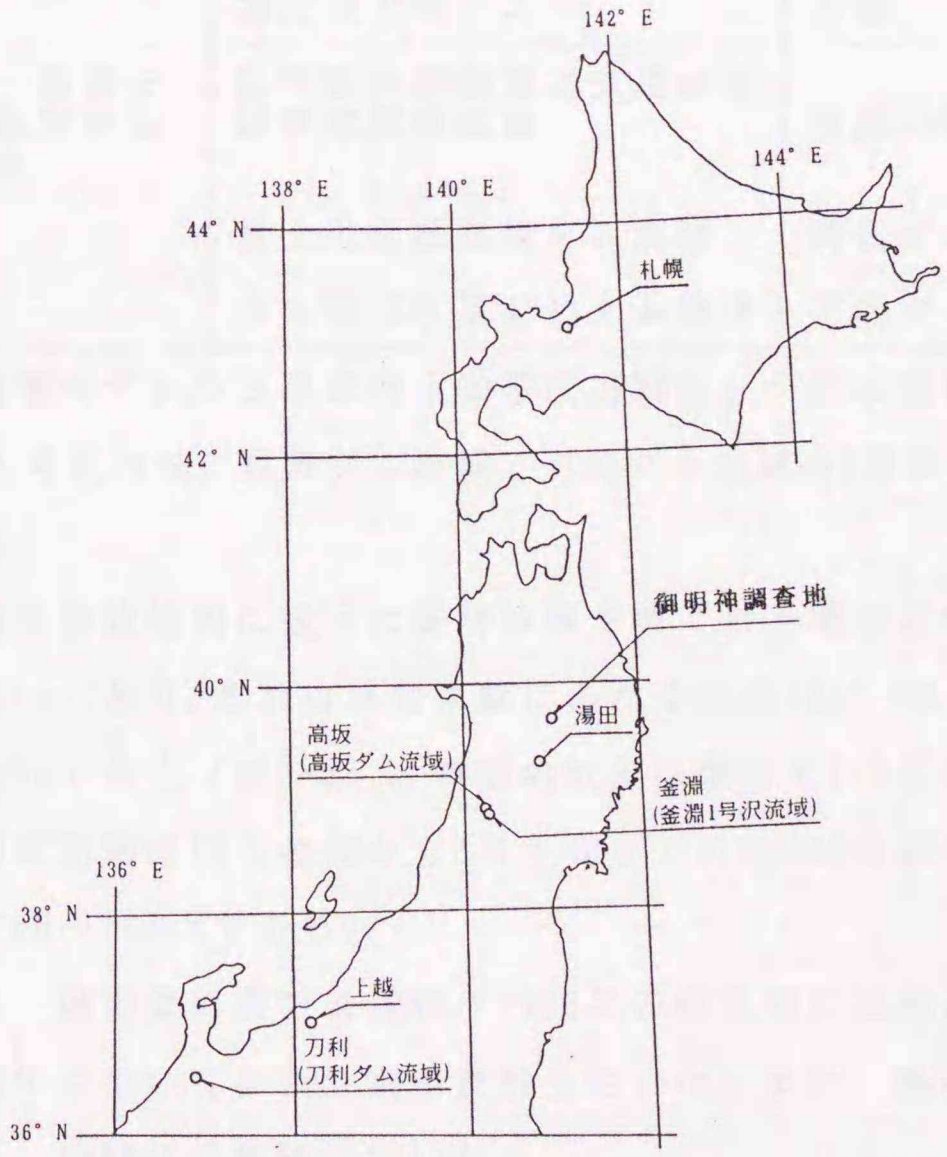


図3-1　研究の対象地点

表3-1　研究項目と対象地点

研究項目	研究対象地点と流域	本文中の呼称
熱収支融雪モデルの検討	岩手大学附属御明神牧場内御明神調査地	御明神調査地
熱収支積雪・融雪モデルの検討	岩手大学附属御明神牧場内御明神調査地	御明神調査地
熱収支積雪・融雪モデルの適用	札幌管区気象台	札幌
	湯田気象観測所	湯田
	旧林業試験場東北支場山形試験地	釜淵
	山形県高坂ダム	高坂
	北陸農業試験場	上越
	富山県刀利ダム	刀利
熱収支積雪・融雪モデルによる融雪流出解析への適用	旧林業試験場東北支場山形試験地試験流域	釜淵1号沢流域
	最上川水系高坂ダム流域	高坂ダム流域
	小矢部川水系刀利ダム流域	刀利ダム流域

熱収支積雪・融雪モデルの日単位の「融雪流出解析」への適用には，これらの6地点から，釜淵1号沢流域，高坂ダム流域，刀利ダム流域の3流域を対象とした。

(1) 御明神調査地

岩手大学附属御明神牧場内に設けた御明神調査地（岩手県雫石町）は，岩手県盛岡市の西方約25kmにあり，奥羽山系の東麓にあたる東経140° 58′ 北緯39° 42′ にあり，標高は230mである（図3-2）。冬期の気象は寒冷で1,2月の平均気温は-4℃前後である。根雪期間は12月初旬から3月下旬までの約100日間で，その最大積雪深は年によって50～100cmである。

気象，積雪調査，融雪量の資料は1986～1988年の融雪期に観測されたものである。ただし，1986年については積雪期の資料も用いた。また，熱収支積雪・融雪モデルの検討では，1990年の資料を用いた。

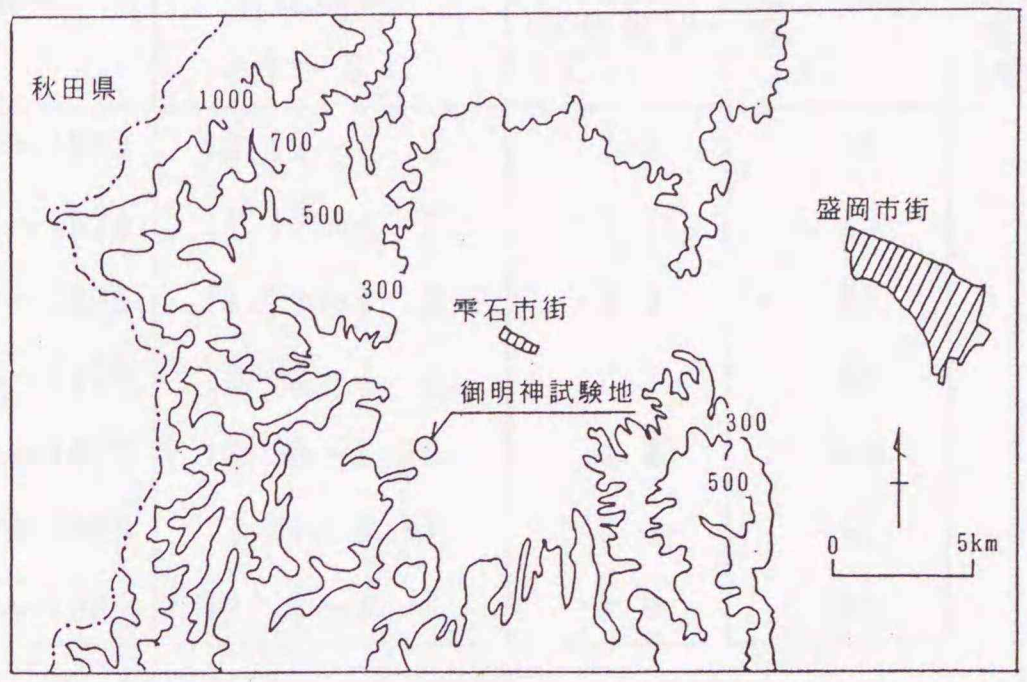


図3-2　御明神調査地の位置

御明神調査地での観測要素は，気温，風速，湿度，放射収支量，降水量，積雪深および積雪調査による積雪密度，融雪量などであり，1990年はアルベド（日射量および反射量），下向き長波放射量を加えた。なお，日照時間は，御明神調査地から約4kmの位置にある雫石気象観測所のものを用いた。

(2) 熱収支積雪・融雪モデルの適用地点

各地点の各対象年について，根雪の初日と終日，その間の最大積雪深，ならびに1～3月の平均気温を表3-2-①～⑥に示す。なお，積雪調査が行われている地点については最大積雪水量を併記した。地点の概要は以下のとおりである。

1)　札幌管区気象台（札幌）

札幌市に位置する同気象台は東経140° 16′，北緯43° 3′ 標高17m にある。気象台の気象観測資料と併用した積雪調査資料は，同じく札幌市の北海道大学低温科学研究所敷地内で観測されたものである。モデルの適用で用いた気象および積雪調査資料は1972年から1981年にかけての 7冬期のものである。また，モデルの計算に必要な気象要素の推定式の検討には1985～1986年の1 冬期間の資料を用いた。

表3-2-①　熱収支積雪・融雪モデル適用地点(札幌)

対象年	根雪期間 [月・日]	1～3月 平均気温 [℃]	最大積雪 深 [cm]	最大積雪 水量 [mm]
1972～1973	12.12～4. 2	-2.3	76	201
1973～1974	11.17～4. 1	-2.5	85	203
1974～1975	11.29～4. 3	-3.0	89	252
1975～1976	12.12～4. 2	-2.3	82	211
1976～1977	12. 9～3.28	-4.4	99	272
1979～1980	12.21～4.11	-3.4	111	304
1980～1981	12. 3～4. 8	-2.9	102	248

表3-2-②　熱収支積雪・融雪モデル適用地点(湯田)

対象年	根雪期間 [月・日]	1～3月 平均気温 [℃]	最大積雪 深 [cm]	最大積雪 水量 [mm]
1968～1969	12.15～4.15	-1.7	163	512
1970～1971	11.28～4.18	-2.0	173	548
1971～1972	11.28～4. 6	-0.1	107	324
1972～1973	12.12～4.17	-0.8	129	407
1973～1974	11.17～5. 5	-2.3	368	1,144
1974～1975	11.29～4.18	-2.5	173	563

表3-2-③　熱収支積雪・融雪モデル適用地点(釜淵)

対象年	根雪期間 [月・日]	1～3月 平均気温 [℃]	最大積雪 深 [cm]	最大積雪 水量 [mm]
1966～1967	11.30～4. 9	-0.9	146	446
1967～1968	12. 8～4.19	-0.8	245	781
1968～1969	12.22～4.14	-1.1	134	443
1969～1970	12. 3～4.24	-2.1	207	691
1972～1973	12.13～4.12	0.0	94	297
1973～1974	11.18～5. 6	-1.8	290	1,007
1974～1975	12. 3～4.15	-1.4	156	512
1975～1976	12.10～4.12	-1.0	147	444

表3-2-④　熱収支積雪・融雪モデル適用地点(高坂)

対象年	根雪期間 [月・日]	1～3月 平均気温 [℃]	最大積雪 深 [cm]
1967～1968	12. 8～4.22	-0.4	289
1968～1969	12.22～4.14	-0.7	144
1969～1970	12. 1～4. 3	-1.4	212
1972～1973	12.13～4.14	0.8	125
1973～1974	11.18～5. 7	-1.1	375
1974～1975	12. 3～4.18	-1.0	208
1975～1976	12.10～4.17	-0.3	195

表3-2-⑤　熱収支積雪・融雪モデル適用地点(上越)

対象年	根雪期間 [月・日]	1～3月 平均気温 [℃]	最大積雪深 [cm]	最大積雪水量 [mm]
1968～1969	12.30～3.28	2.0	162	500
1969～1970	12.13～4.12	0.9	161	576
1971	1.23～3. 1	2.5	105	340
1973～1974	12. 3～4. 3	1.8	157	575
1975	1. 9～3.26	2.4	125	445
1976	1. 9～3.27	2.6	169	428
1976～1977	12.27～3.27	0.9	214	721

表3-2-⑥　熱収支積雪・融雪モデル適用地点(刀利)

対象年	根雪期間 [月・日]	1～3月 平均気温 [℃]	最大積雪深 [cm]
1984～1985	12.16～3.30	1.4	216
1985～1986	12. 8～4.30	0.5	212
1988	1. 8～3.23	1.8	115

2)　湯田気象観測所（湯田）

岩手県湯田町は御明神調査地と同様に奥羽山系の東側に位置するものの，奥羽山系の切れ目にあたり，岩手県の有数の豪雪地帯の一つである。観測所の位置は東経140° 47′，北緯39° 19′，標高は250mである。適用年は1968年から1975年にかけての積雪調査資料が得られた 6冬期のものであり，同様に気象要素の推定式の検討には1965～1966年と1984～1985年の 2冬期の資料を用いた。

3)　旧林業試験場東北支場山形試験地（釜淵）

林業試験場東北支場山形試験地は山形県真室川町にあって，東経140° 16′北緯38° 56′で気象観測露場の標高は145mである。

適用年は1966年から1976年にかけての積雪調査資料が得られた 8冬期である。ただし試験地で得られない気象要素については金山気象観測所，新庄測候所のものを用いた。また1974～1975年の資料によって気象要素の推定式を検討した。

4)　山形県高坂ダム（高坂）

釜淵と同じく山形県真室川町に位置し，東経140° 10′北緯38° 58′，標高は135mである。高坂ダム竣工後の1967年から1976年までの釜淵と同様の 7冬期間を適用対象とした。また対象年間で観測されていない気象要素については，釜淵，金山，新庄の資料を準用している。気象要素の推定式の検討には1985～1986年の資料を用いた。

5)　北陸農業試験場（上越）

新潟県上越市にあり東経137° 15′，北緯37° 6′，標高13mである。平野部としては，有数の豪雪地帯である旧・高田市に属する。気象の観測は試験場内の水田に土盛りして設置された気象観測露場で行われている。適用対象は，1968年から1977年にかけて，極端な暖冬年をさけた7冬期とした。

6)　富山県刀利ダム（刀利）

富山県福光町にあり，東経136° 49′，北緯136° 49′標高は370mである。

当所では1984年から詳細な気象記録表が作成されているが，近年の極端な暖冬年を除く1984～1986年の 2年と1987～1988年の 1年の計 3冬期間を適用対象とした。

(3) 熱収支積雪・融雪モデルの融雪流出解析への適用流域

適用流域を図3-3～5に示す。各流域の概要は以下のとおりである。

1)　釜淵1号沢流域

釜淵1号沢流域(図3-3)は最上川の中流域に合流する鮭川の支流である塩根川の支沢鶴下田沢の源流域の一つである。流域面積は0.0306km² と小さく，流域内の林相はスギ，ブナ，ナラを主とする広葉樹の混交林[44]である。なお，解析対象年は他の 2流域とともに熱収支積雪・融雪モデルの適用年と同様である。

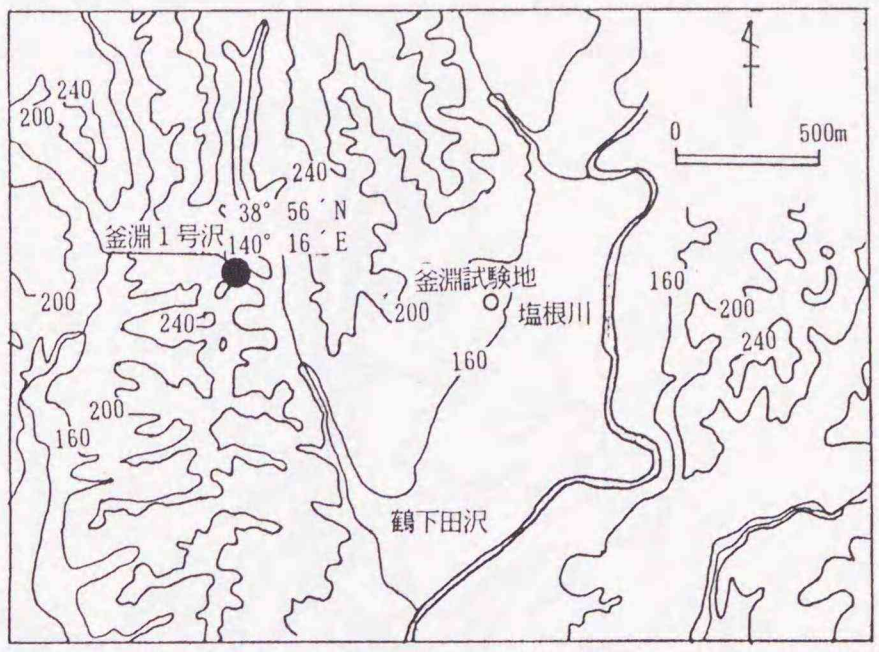


図3-3　釜淵1号沢流域の位置

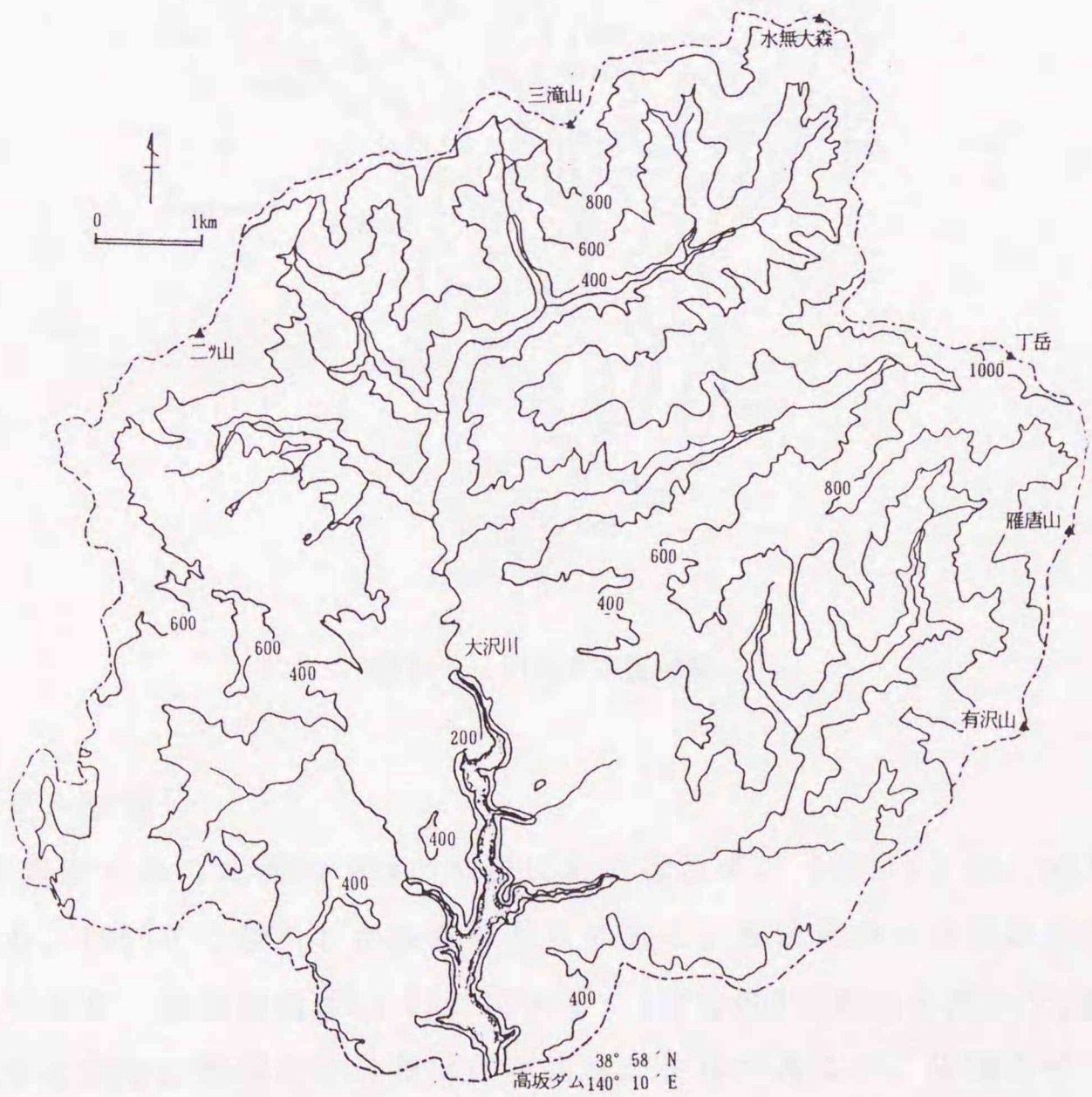


図3-4　高坂ダム流域図

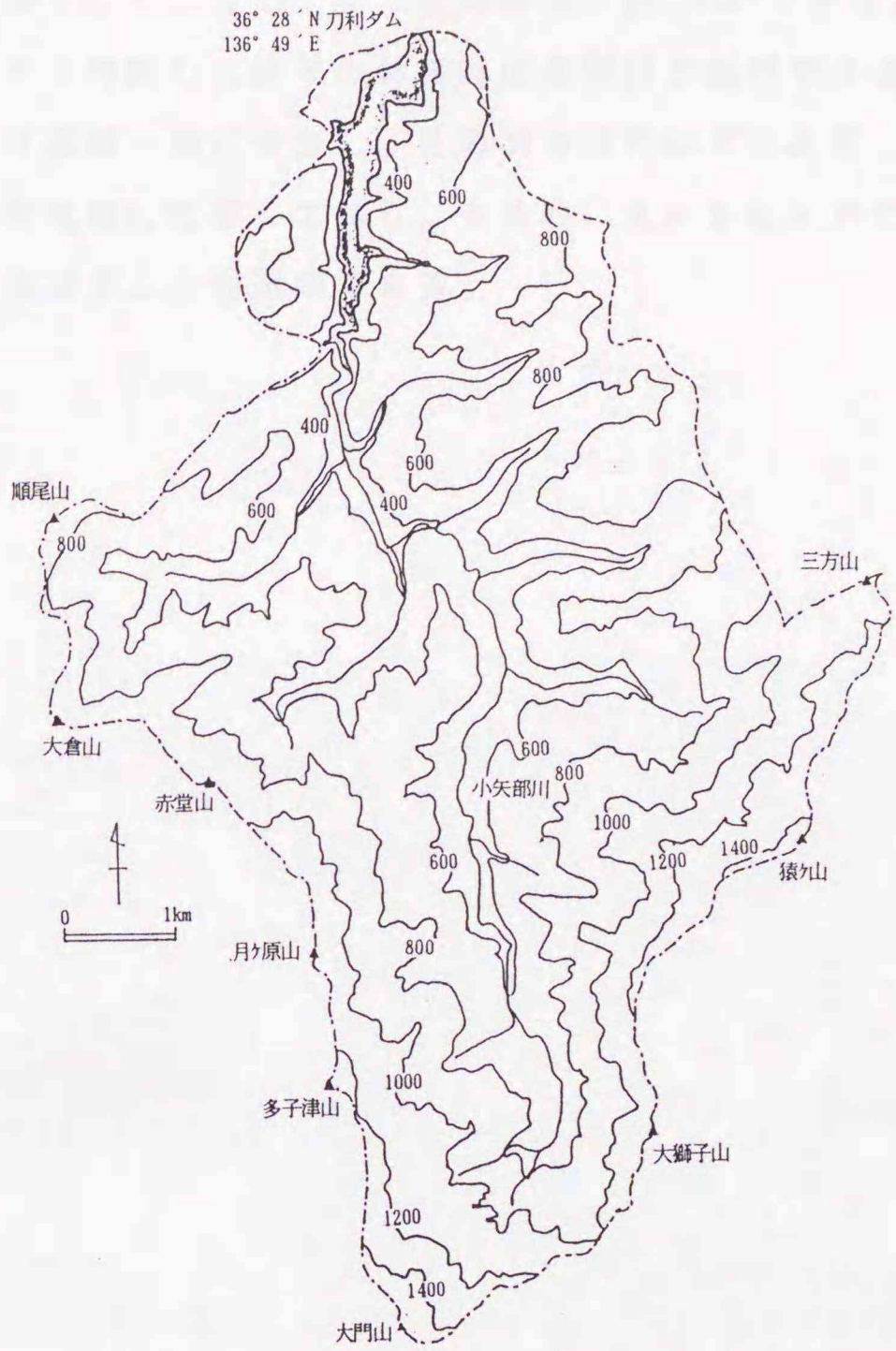


図 3-5　刀利ダム流域図

2）　高坂ダム流域

釜淵1号沢からみて北西約 8kmの位置にある高坂ダム（図3-4）は，鮭川の最上流部にあり，1966年に竣工した多目的ダムである。流域界の一部は秋田県との県境をなしており，流域面積は68.2km^{2}である。1/25,000地形図を用いて，植生記号から判断する限り，流域内の林相は広葉樹林が主体であるが，流域の中で比較的標高が低い地帯には針葉樹林も混在し，両者の比は流域全体でおよそ7:3である。

3） 刀利ダム流域

刀利ダム流域（図3-5）は富山県の3大河川の一つである小矢部川の上流域に位置し，1967年に竣工した多目的ダムで流域面積は45.9km²である。

同様に地形図から判断した流域の林相は広葉樹林が優勢であるが，針葉樹林も高度によらずほぼ流域一様に分布し，その割合は約30％である。

ダムは流域の最北端に位置しており，全体的に北向きに広がりをもつ流域である点において，高坂ダムと対照的である。

Ⅳ．積雪表層の熱収支と熱収支融雪モデル

本章では，岩手大学附属御明神牧場に設けた御明神調査地で観測された気象要素，融雪量などを用いて積雪表層の熱収支を検討し，その成果から融雪過程を考慮した熱収支融雪モデルを構築した。

1．現地調査の概要

御明神調査地では，1986年1月から積雪の熱収支の検討に必要な気象要素についての観測を継続している。調査地での観測器機の設置状況を写真4-1に示す。

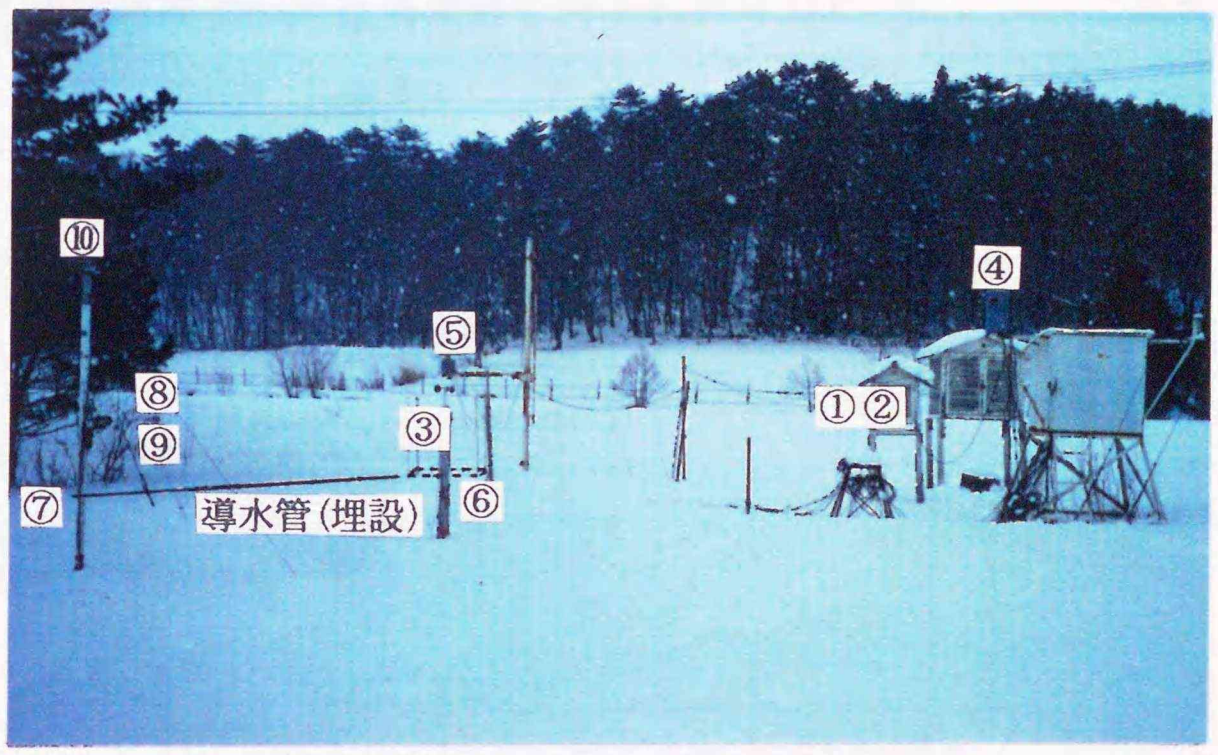


写真4-1　現地観測の概要

写真4-1　付表（観測機器）

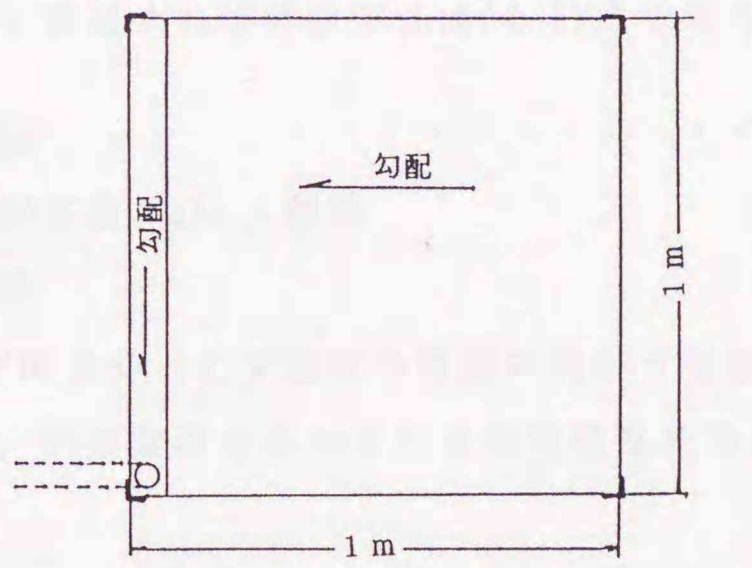
写真中番号	観測機器	機器の形式など
①	温度計	白金測温抵抗体
②	湿度計	静電容量薄膜式
③	風速計	三杯式
④	雨雪量計	転倒マス式
⑤	風防型放射収支計	熱電対
⑥	ﾗｲｼﾒｰﾀｰ	1m×1m
⑦	量水計	転倒マス式
⑧	日射計	熱電対
⑨	反射計	熱電対
⑩	長波放射計	熱電対

観測した気象要素は気温・湿度（地上1.5m），雪面上1mの風速と放射収支量および降水量である。これらの要素は 1時間毎にデータロガーで収録した。

これに加え，積雪深の観測と円筒型スノーサンプラーを用いておよそ7日間毎の積雪調査（積雪密度，積雪水量）を行った。

1990年については，日射量，反射量，下向き長波放射量および雪温の垂直分布を観測した。

融雪量の観測は無人の連続観測に適するライシメータ法で行った。ライシメータ法とは積雪下の地表面に埋設した受水皿によって降雨を含めた融雪水の地表面到達量を観測する方法である。すなわち1m×1m の四隅に着脱可能な支柱を取り付けたライシメーターを根雪前に地中に埋設した(図4-1)。ライシメーターには流下水の滞留を防止するために底部に傾斜と溝を設け，流下水は塩化ビニール管によって200cc 容量の転倒マス型流量計に導水し観測した。したがって観測される流下量の最小単位は0.2mm である。



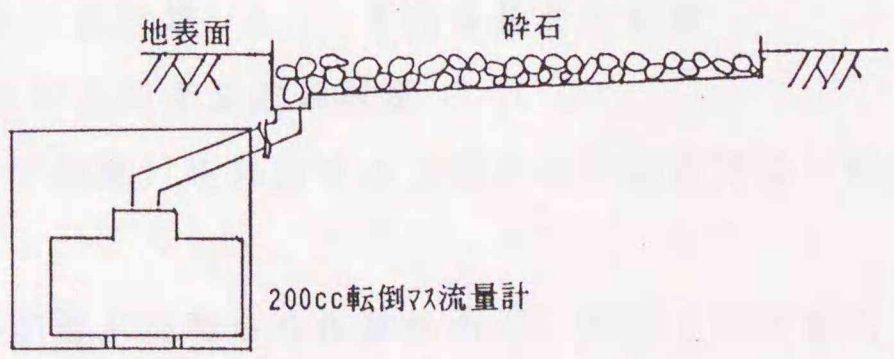


図4-1　融雪流下量の観測装置

なお，このようにして観測された融雪量の地表面到達量を融雪流下量と称し，積雪の表面または日射の積雪層への透過のために表面を含む上部層で発生する表層融雪と区別して表現する。また，地表面と積雪層との接触面で起こる融雪を底面融雪と表現する。

積雪表層で生じた融雪水は必ずしも鉛直に透過しない。そこで小池らの方法[26]に準じて，積雪表層での融雪が盛んになる前に受水部周囲の雪を掘り起こし，融雪水の水平方向の移動を遮断するため，その周囲にビニールシートを垂直に張った。シート装着後に支柱を外し，周囲を雪で埋め戻して受水部と周囲の雪面が水平になるように成形した。融雪による雪面低下とともに逐次雪面上へ出てくるビニールシートはその都度切り取った。

2．日中の融雪

(1) 熱収支構成要素

積雪上層での融雪は積雪表層での熱交換によって決まり，融雪が起こっている場合，水平方向の熱流束を無視すれば熱収支式は(4.1)式で与えられる。

$$Q_M = Q_R + Q_A + Q_E + Q_P \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (4.1)$$

Q_M ：融雪熱，Q_R ：放射収支量，Q_A ：顕熱

Q_E ：潜熱，Q_P ：降水の熱

(4.1)式各項は上向き下向きをとわず積雪の表面に向かう場合を正とする。

放射収支量は長波放射，短波放射をあわせた正味吸収量を指し，(4.2)式で示される。

$$Q_R = (1 - a_l)\cdot S + L\downarrow - L\uparrow \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (4.2)$$

a_l ：アルベド，S ：日射量，$L\downarrow$ ：下向き長波放射量

$L\uparrow$ ：積雪表層からの上向き長波放射量

乱流輸送（顕熱，潜熱）を計算する方法として渦相関法，傾度法，バルク法等がある[23]。

渦相関法は乱渦が運ぶ運動量を追従性の早い測器で直接測るものであり，理論的に無理のない方法ではあるが，センサーに付着する水滴によって観測不能となるなど，取扱いは難しく，実用的な用途には用いられない。傾度法は 2高度で観

測された気象要素を用いて顕熱，潜熱を求めるものであるが，2 高度のうちの 1 高度を雪面にとったものがバルク法である。ここでは簡便で融雪を扱う熱収支の検討に多用されているバルク法を用いる。

顕熱と水蒸気輸送のバルク係数をそれぞれ，C_H，C_Eとして（4.3式），バルク法による顕熱，潜熱はそれぞれ(4.4)，(4.5)式で示される。

$$C_H \fallingdotseq C_E \fallingdotseq \frac{\kappa^2}{\ln(Z/Z_0)} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (4.3)$$

$$\left.\begin{aligned} Q_A &= \alpha \cdot (T_z - T_s) \cdot U_z \\ \alpha &= C_p \cdot \rho_a \cdot C_H \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (4.4)$$

$$\left.\begin{aligned} Q_E &= l \cdot \beta \cdot (e_z - e_s) \cdot U_z \\ \beta &= \rho_a \cdot C_E \frac{0.623}{P} \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (4.5)$$

C_H，C_E：バルク係数
U_z：高度Zの風速，　κ：カルマン定数
T_z：高度Z_0の気温，　Z_0：雪面の粗度
e_z：高度Zの水蒸気圧，　C_p：空気の定圧比熱
T_s：積雪表面温度，　e_s：積雪表面の水蒸気圧
ρ_a：空気の密度，　P：大気圧

この方法では予めα，βの値を決定しなければならない。α，βの値は種々求められているが，多くの場合，Z=1mでα=1.26～1.67×10^{-2}(MJ・m^{-2}・h^{-1}・(℃・m・s^{-1})$^{-1}$)，β=0.8～1.0×10^{-2}（kg・m^{-2}・h^{-1}・(hPa・m・s^{-1})$^{-1}$）の範囲にある[21]。ここでは積雪表面蒸発量の観測結果から求められたβ=0.84×10^{-2}(kg・m^{-2}・h^{-1}・(hPa・m・s^{-1})$^{-1}$)[11]を用いる。αは3カ年の融雪期の平均気圧986hPaを用いて(4.3～5)式から1.34×10^{-2}(MJ・m^{-2}・h^{-1}・(℃・m・s^{-1})$^{-1}$）とした。

石川らは[9]融雪期の顕熱について渦相関法とバルク法の比較検討を行い，渦相関法によって観測された顕熱を，積雪表面温度と気温の温度差と風速で除してαを求めた。それによると，αの変動は日により日中で0.84～1.47×10^{-2}（MJ・m^{-2}・h^{-1}(℃・m・s^{-1})$^{-1}$）で，夜間での変動はこれより大きくなると報告している。βもまた大気の安定度，雪の表面構造と粗度高，積雪表面付近の風の乱れの強さ，内

部融解の有無などに左右される[27]。

御明神調査地では気温，湿度のセンサーは地上1.5mに固定しているので，厳密には積雪深変化に応じてα，βに何等かの補正が必要と考えられるが，近藤[28]は$Z=1\sim3$ mで$C_H=C_E=0.002$としていること，また上記のα，βの変動およびセンサの精度等を考え，ここではそれらの補正は行わない。

なお以下，蒸発・凝結潜熱，空気の定圧比熱，空気の密度の単位をそれぞれl(MJ・kg^{-1})，C_p(MJ・kg^{-1}・℃$^{-1}$)，ρ_a(kg・m^{-3})とし，Q_A，Q_Eおよびその他の(4.1)式の熱収支構成要素の単位を(MJ・m^{-2}・h^{-1})として扱う。

降水による熱は(4.6)式によって計算する。降水の温度は通常，地上における湿球温度とみなされるが，降水の影響は他の要素と比較して小さいことと，簡便さを重視して乾球温度（気温）を用いた。

$$Q_P = c \cdot P \cdot T \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(4.6)$$

c：雪または雨の比熱(MJ・Kg^{-1}・℃$^{-1}$)，P：降水量(kg・m^{-2}・h^{-1})，T：気温(℃)

(2) 日中の熱収支

融雪期日中の積雪表面温度T_s=0℃と仮定して(4.1)式から1時間毎の融雪熱Q_Mを算定すると，その値はおおむね 7時から18時の間は正値となることが多い。そこで融雪時間帯を 7～18時に固定し，この時間帯の実測融雪流下量（地面到達量）と計算融雪流下量を比較したのが図4-2である。ただし実測融雪流下量は流下の時間遅れを考慮して22時までの積算値をとっている。また，この場合の融雪流下量の時間分布を示した1 例を図4-3に示した。

このように，日中の融雪流下量はほとんどの場合で計算値が実測値を上回り，図4-2の場合，(4.7)式で示される相対誤差で評価すると 0.57である。

$$J = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\frac{|Do_i - Dc_i|}{Do_i} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(4.7)$$

J：相対誤差，N：資料数，Do_i：実測値，Dc_i：計算値

日中の熱収支の検討では，この例のように時間を固定して論ずるものが多く見られるが，その方法はこの実状にそぐわないようである。

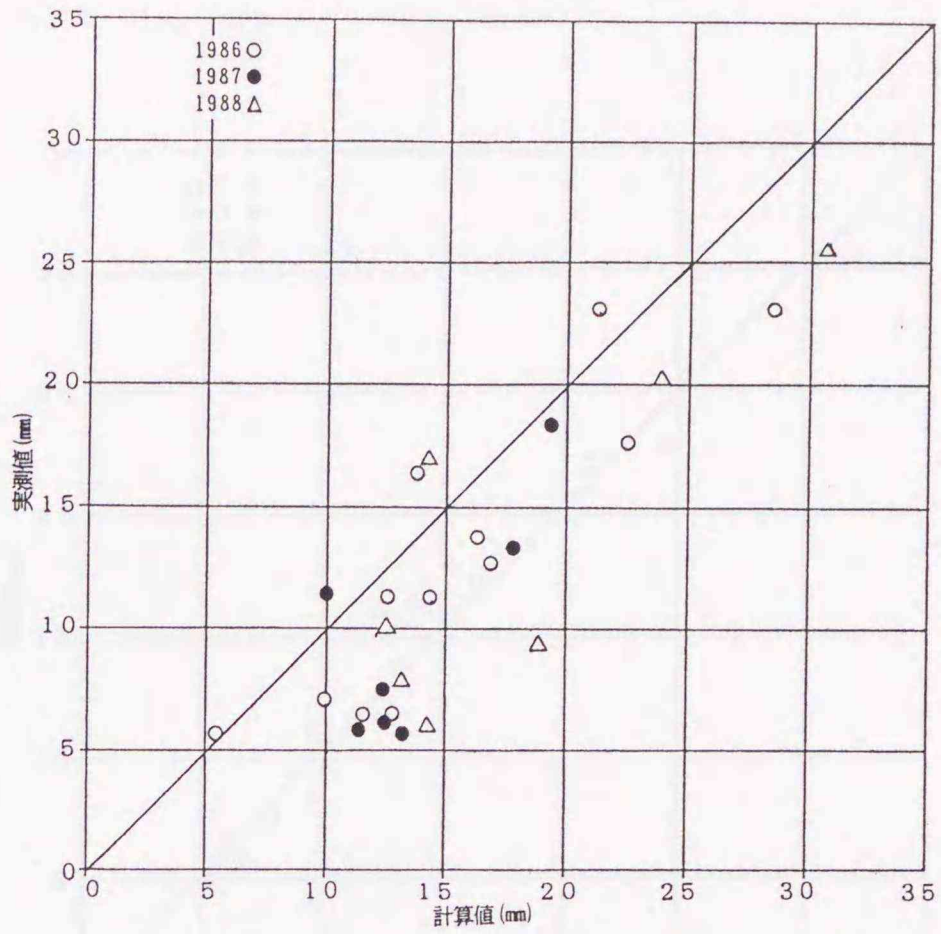


図4-2　計算融雪量流下と実測値の比較

（時間を7～18時に固定）

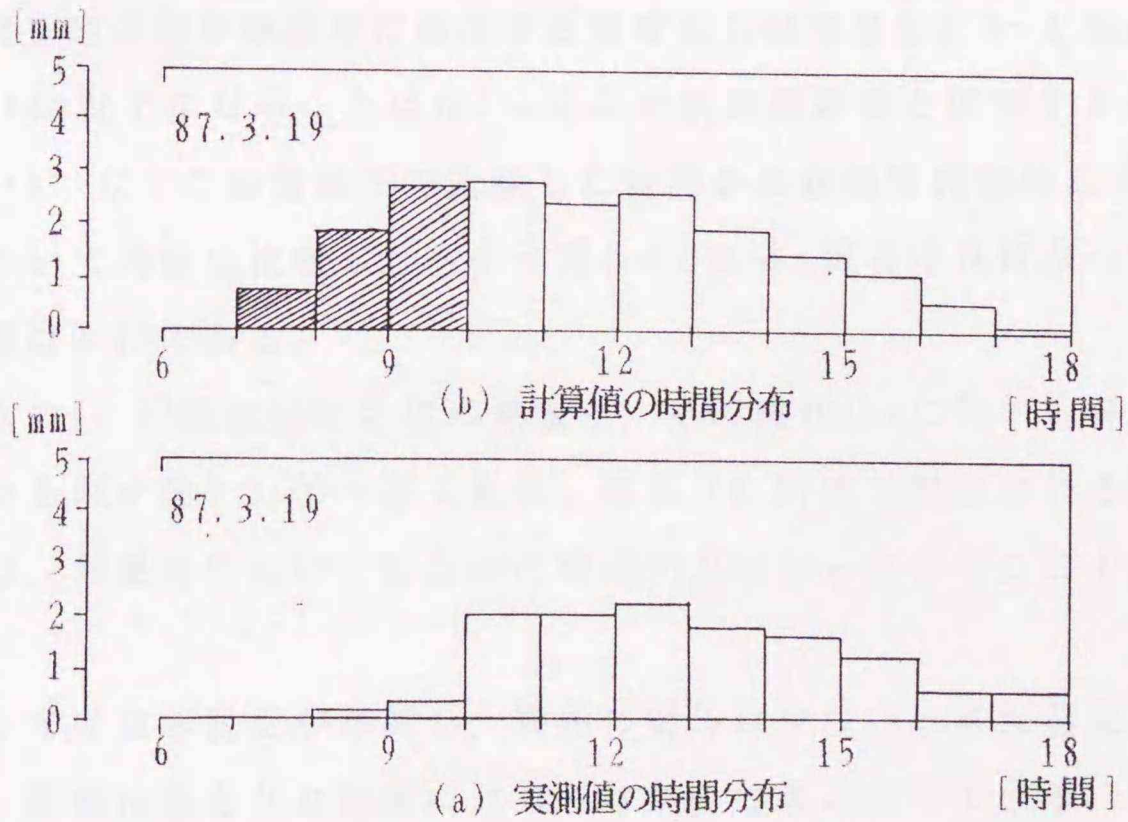


図4-3　融雪流下量の時間分布

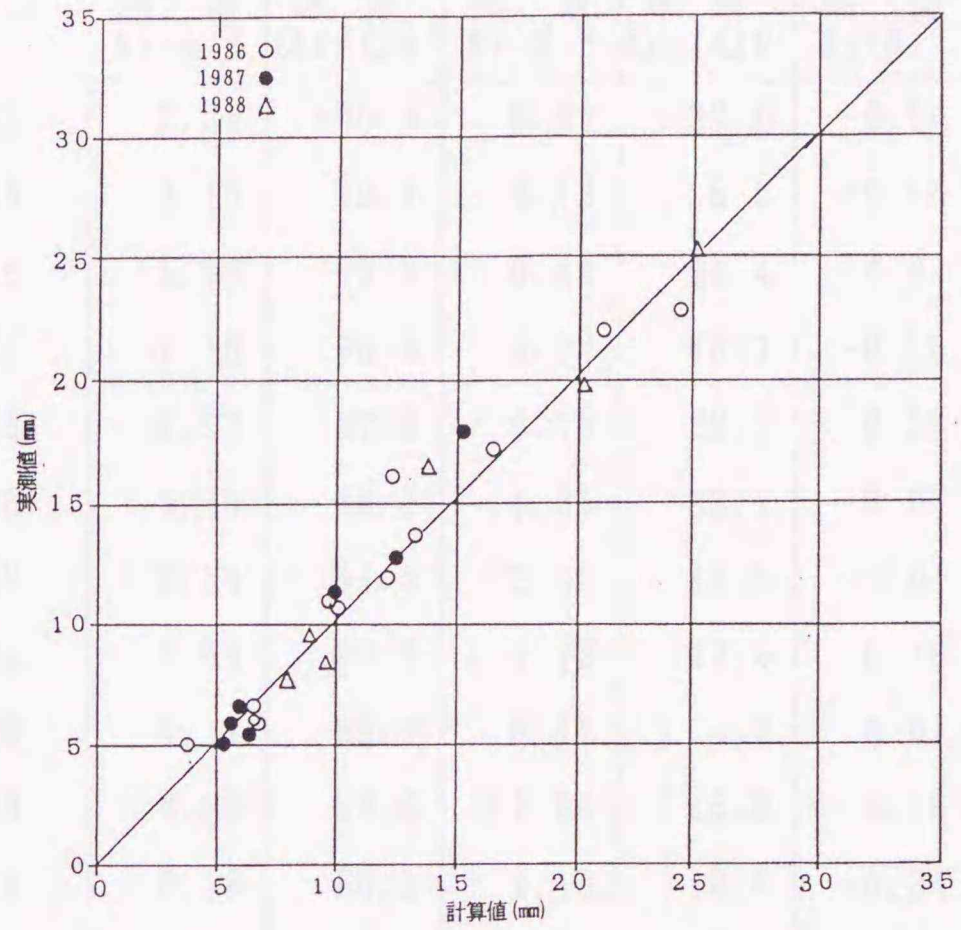


図4-4　計算融雪量流下と実測値の比較（融雪開始以降）

御明神調査地の地中熱流束に起因する積雪底面融雪量は0.4～1.8mm・d^{-1}であり，1時間に0.4mm以上になることはない。そこで底面融雪量と区別するために，7時以降で0.4mm・h^{-1}以上の融雪流下を記録した時間を表層融雪開始時刻として，この時刻以降について同様に比較したものが図4-4である。両者は良好な一致を示し，その相対誤差は0.10である。

このときの(4.1)式右辺の各項の熱量と，その総和Q_Mに対する各項の割合を年毎に示したものが表4-1-①～③である。なお，(4.6)式で算定される降水による熱については，対象年においては日中に降雨が少なかったのでここでは無視して表示した。

このなかでは放射収支が卓越し，顕熱の寄与は少ない。また蒸発現象が多く生ずるため，潜熱は負となり融雪に対しては負の効果となっている。

以上の検討結果から，Q_Mが正転した時刻から，表層融雪開始時刻までの熱量は融雪に直接寄与しないことが判明した。

表4-1-①　日中の熱収支(1986年)

月　日	放射収支量		顕　熱		潜　熱	
	熱　量 $MJ \cdot m^{-2}$	率 % Q_R/Q_M	熱　量 $MJ \cdot m^{-2}$	率 % Q_A/Q_M	熱　量 $MJ \cdot m^{-2}$	率 % Q_E/Q_M
3. 13	2.24	100.4	0.49	22.0	-0.50	-22.4
14	2.15	99.1	0.12	5.5	-0.10	-4.6
16	1.18	92.2	0.44	34.4	-0.34	-26.6
22	2.16	96.4	0.24	10.7	-0.16	-7.1
25	2.97	87.6	0.75	22.1	-0.33	-9.7
26	3.45	83.5	1.35	32.7	-0.67	-16.2
27	2.50	51.3	2.36	48.5	0.01	0.2
28	3.59	86.9	0.72	17.4	-0.18	-4.3
29	3.12	95.7	0.13	4.0	0.01	0.3
30	6.63	83.0	1.20	15.0	0.16	2.0
31	6.18	86.8	1.18	16.6	-0.24	-3.1
4. 1	4.12	91.2	1.08	23.8	-0.68	-15.0

表4-1-②　日中の熱収支(1987年)

月　日	放射収支量		顕　熱		潜　熱	
	熱　量 $MJ \cdot m^{-2}$	率 % Q_R/Q_M	熱　量 $MJ \cdot m^{-2}$	率 % Q_A/Q_M	熱　量 $MJ \cdot m^{-2}$	率 % Q_E/Q_M
3. 12	1.88	94.0	0.52	26.0	-0.40	-20.0
14	2.24	77.5	0.43	14.9	0.22	7.6
15	3.22	149.1	-0.08	-3.7	-0.98	-45.4
17	1.74	96.7	0.25	13.9	-0.19	-10.6
18	1.77	88.5	0.26	13.0	-0.03	-1.5
19	3.72	89.2	0.70	16.8	-0.25	-6.0
22	4.47	86.2	0.75	14.5	-0.04	-0.7

表4-1-③　日中の熱収支(1988年)

月　日	放射収支量		顕　熱		潜　熱	
	熱　量 $MJ \cdot m^{-2}$	率 % Q_R/Q_M	熱　量 $MJ \cdot m^{-2}$	率 % Q_A/Q_M	熱　量 $MJ \cdot m^{-2}$	率 % Q_E/Q_M
3. 19	2.71	90.6	0.56	18.7	-0.28	-9.3
21	3.19	98.7	0.28	8.7	-0.24	-7.4
23	3.88	83.2	0.87	18.7	-0.09	-1.9
26	2.58	96.3	0.36	13.4	-0.26	-9.7
27	6.73	98.4	0.95	13.9	-0.84	-12.3
29	7.89	93.8	0.81	9.6	-0.29	-3.4

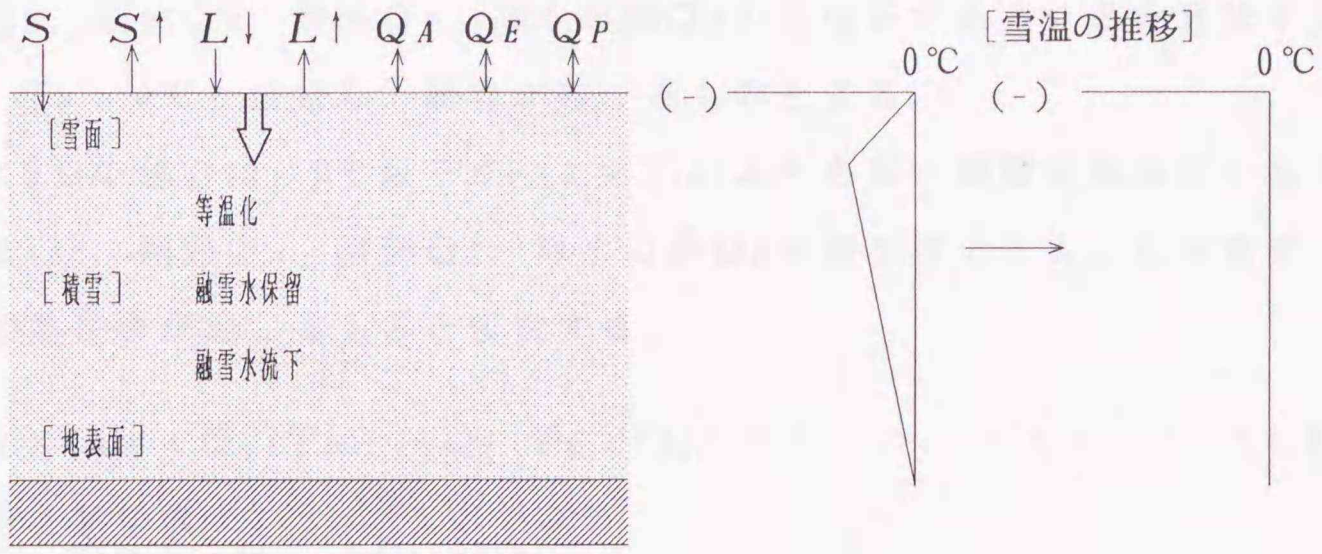
この理由としては積雪の保水能などが考えられるが，融雪期のざらめ雪の保水能力が2～3時間にわたってその重量の2%以上になることはなく[3]，前日の夜間における積雪の冷却の影響が最も大きいと考えられる。すなわち図4-4 において，計算融雪流下量の斜線部分に相当する熱量は融雪に直接的には寄与せず，前日の夜間における冷却量を相殺し，雪温を0 ℃に高めるために消費されると考えるのである。この知見に基づいて，冷却による積雪の熱伝導，積雪の保水能および積雪保留水の再凍結等を考慮し，以下のように融雪モデルの検討を進めた。

3．熱収支融雪モデル

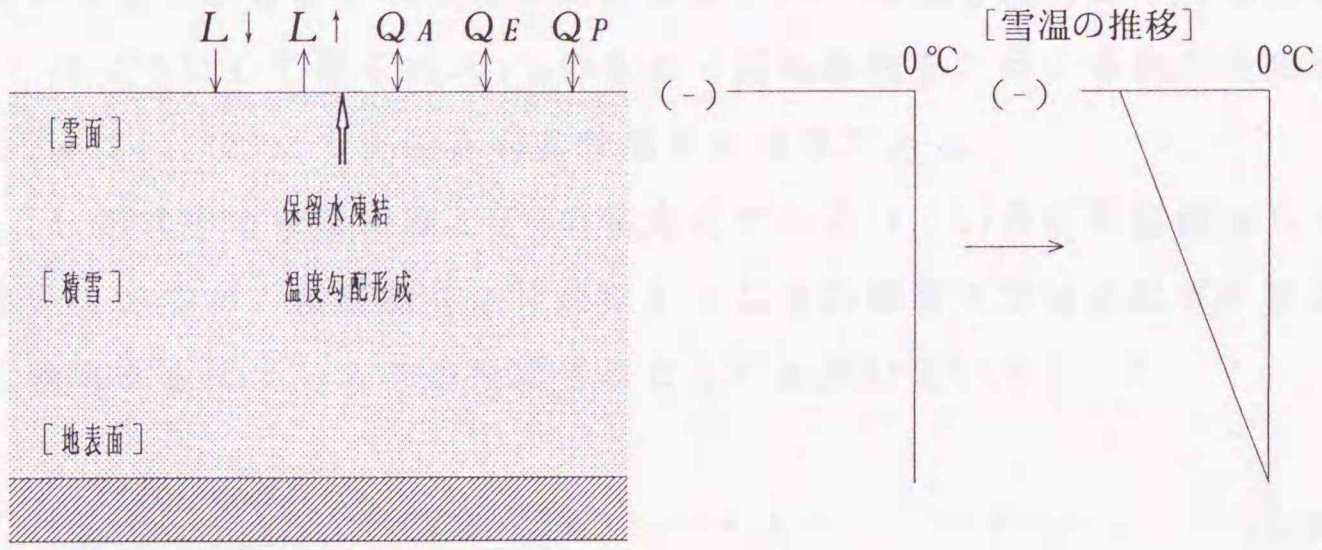
(1) 融雪過程と熱収支融雪モデル

日中，融雪が進行しているときは，積雪温度はほぼ全層にわたって 0℃となり，積雪層への熱移動は生じない。融雪水の一部は積雪層に保留されるが，積雪の保水能を超過した融雪水は積雪層を透過して地表に流出する（図4-5(a)）。夕刻から夜間になるにしたがい積雪表面から冷却が進むと，積雪層に保留された融雪水が凍結する。さらに冷却が進むと積雪層の底面から表面に向う温度勾配が生じ（図4-5(b)），この状態で翌朝になると，その条件の下で表層での融雪が再び起こる。

以上の融雪－凍結－雪温低下－雪温上昇－融雪のサイクルにおいて，凍結・積雪の熱伝導が起こるか融雪が起こるかの判別とその計算，積雪の保水能等は以下のように考える。



(a)　日の出～日中



(b)　日没～夜間

図4-5　融雪過程の模式図

1)　凍結・熱伝導，融雪の判別

(4.1) 式において，右辺各項の和が0（$Q_M=0$）となる積雪表面温度Tsの関数$F(Ts)$を(4.8)式のように定義する。右辺の顕熱Q_Aは(4.4)式に示されるように積雪表面温度Tsの関数である。潜熱Q_Eについては，(4.5)式の積雪表面の水蒸気圧e_sは一般には飽和状態にあると扱われるので，これも積雪表面温度Tsの関数である。Q_Rの成分である雪面からの上向き長波($L\uparrow$)も積雪表面温度Tsの関数であるが，ここでは一括してその実測値Q_Rを用いる。

$F(Ts)$をはさみう法によってTsについて解き，その解をTs^1として凍結・熱伝導，融雪の判別の指標温度とする。なお，この式はTs^1のもとで釣り合い，積雪表層への熱移動が起こらないと仮定したものである。

したがって$Ts^1 \geqq 0$℃の場合は，真の積雪表面温度はこの温度より低く，放射収支量Q_R，顕熱Q_A，潜熱Q_E，降水の熱Q_Pの和は正であることを意味する。このとき，$Ts = 0$℃と仮定し，融雪が起こるものとする。

$Ts^1 < 0$℃の場合は，0℃以下かつこのTs^1よりも高い積雪表面温度のもとで放射収支量Q_R，顕熱Q_A，潜熱Q_E，降水の熱Q_Pの和が負であることを意味し，凍結または熱伝導が起こるものと仮定する。

$$F(Ts) = Q_R + Q_A(Ts) + Q_E(Ts) + Q_P = 0 \quad \cdots\cdots\cdots (4.8)$$

2) 凍結と熱伝導

熱伝導項(4.9)式を含む熱収支式(4.10)式を積雪表面温度Tsについて解く。もし積雪層に保留水が存在すれば凍結が起こるが，その熱も同式で与えられるものとする。このようにして得られたTsのもとで再凍結熱または伝導熱が決定する。

式中のT_Mは(4.12)式で定義される積雪平均温度である

なお，(4.9)式中の積雪密度とT_Mの算定式である(4.12)式の積雪深は日々の実測値を用いているが，積雪調査を行わなかった日の積雪密度は水収支計算から求められた積雪水量によって予め推定されたものを用いている。

$$Q_C = \frac{2 \cdot Ks \sqrt{\Delta t}}{\sqrt{Ks \cdot \pi / Cs \cdot \rho_M}} (T_M - Ts) \quad \cdots\cdots\cdots (4.9)$$

$$F(Ts) = Q_R + Q_A(Ts) + Q_E(Ts) + Q_P + Q_C(Ts) = 0 \quad \cdots (4.10)$$

Q_C ：伝導熱(MJ・m^{-2}・h^{-1})，Δt ：時間(s)

Cs ：氷の比熱(MJ・Kg^{-1}・℃$^{-1}$)，Ks ：雪の熱伝導率(MJ・s^{-1}・℃$^{-1}$・m^{-1})

ρ_M ：雪の密度(Kg・m^{-3})，T_M ：積雪平均温度(℃)

なお，(4.9)式は，積雪表面を基準とした積雪の深さをxとして，その温度分布を$T(x)$と表したとき，初期条件$T(x) = T_M$，境界条件$T(x=0) = Ts$の一次元熱伝導方程式の解を，積雪表面($x=0$)での単位時間の熱移動についてフーリエの表現で示したものである。なお，この式は積雪の熱収支を扱った研究にしばしば用いられている[51),68)]。(4.9)式におけるρ_Mは積雪表面付近の密度を充当するものであるが，融雪期においては積雪が全層にわたって均質になっているものとして，ここでは積雪平均密度を用いる。

雪の熱伝導率はその密度や構造によって変化するが，熱伝導率を密度ρの関数

とした経験式が多くの研究者によって提案されている[42]。ここではその中で広い密度領域において平均的な熱伝導率を与える次式（Devauxの式）を用いる。

$$Ks = 2.9\times10^{-11} + 2.9\times10^{-15}\cdot\rho^{2} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (4.11)$$

凍結後にさらに冷却が進むと，積雪層に蓄積されるQcの積算値$Qcont$（以下冷却貯熱量とする）によって雪温が低下し，積雪表面から下面に向かう温度勾配が生ずるが，ここでは(4.9)式を用いるためにモデルを簡略化し，積雪表面以下の雪温を等温と仮定して，その積雪平均温度T_Mを次式で与える。

$$T_M = \frac{Qcont}{\rho_M \cdot Cs \cdot H} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (4.12)$$

T_M：積雪平均温度(℃)，$Qcont$ ：冷却貯熱量(MJ・m^{-2})，ρ_M ：雪の密度(Kg・m^{-3})
Cs ：氷の比熱(MJ・Kg^{-1}・℃$^{-1}$)，H ：積雪深(m)

本モデルで雪温を等温として扱っていることは，池淵ら[11]らが，積雪の冷たさを示す指標としてCold contentの概念を導入しているのと同様である。

3) 融雪

Ts＝0℃として(4.13)式から融雪熱を求める。

$$Q_M(Ts=0) = Q_R + Q_A(Ts) + Q_E(Ts) + Q_P \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (4.13)$$

なお積雪層に$Qcont$ が存在する場合はQ_Mとの直接的な熱交換が起こるものとする。すなわち熱交換後にはLを氷の融解潜熱とすると，$(Q_M - |Qcont|)/L$の融雪水が生ずる。

4) 積雪底面における熱交換

積雪層の熱交換は積雪表層のほかに地表面と積雪底面との接触面においても行われる。

小島[25] は冬期間の地中熱流と積雪底面付近の積雪層熱流を観測し，両者の差が底面融雪量とほぼ対応することを示した。すなわち積雪層熱流は地中熱流から底面融雪熱を除いたものであり，積雪表層での熱の授受に加え，これも$Qcont$の形成に寄与すると考えるのが妥当である。

1990年冬期で日平均気温が最低(-9.9℃)となった日と，それに次ぐ低温(-9.4℃)の日との6時における雪温の垂直分布を示したものが図4-6である。

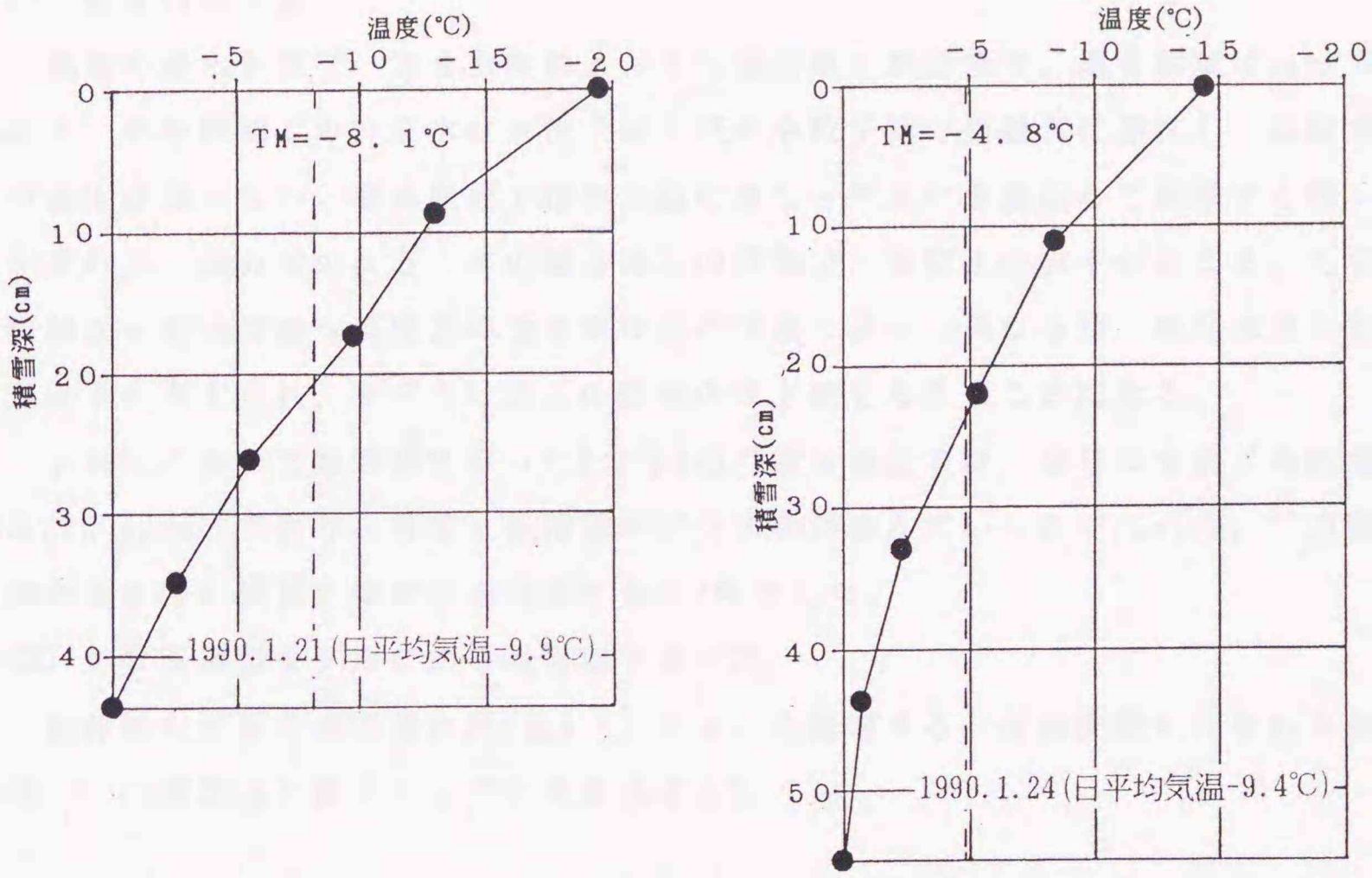


図4-6　厳冬期の雪温分布

積雪層熱流は気象条件にもよるが，雪の熱伝導率が小さいため，積雪深が十分に大きいときには，積雪底面付近の温度勾配は発達せず，地中熱流のほとんどが底面融雪に費やされると考えられる。しかし御明神調査地のように積雪深が50cm前後で推移する場合には，図4-6のように積雪底面付近でも温度勾配が生じている。しかし，積雪底面での熱交換は無雪期を含めた気象状況も関与するので，これを定量的に評価することは困難である。

積雪における温度の垂直分布は，積雪表層の冷却にともなう熱伝導と上記の積雪層熱流との相互作用のもとに形成されると考えられ，その機構は複雑である。そこで積雪平均温度をT_Mで近似したことも併せ考慮し，また融雪モデルの簡略化を図るために下限値（T_{Mlim}）を設定し，これによって積雪層熱流の供給機構を代替させた。したがって算定された積雪平均温度T_M がT_{Mlim}より低いときには$(T_M - T_{Mlim})\cdot\rho\cdot Cs\cdot H$相当分の熱量が積雪層熱流として積雪層に供給されて，$Qcont$が減少するものとした。

図4-6の場合のT_Mはそれぞれ-8.1，-4.8℃ である。そこでこの値を参考にして

T_Mの下限値T_{Mlim}を-10℃および-5℃として，後述のように2通りの計算を行った。

5） 積雪の保水能

積雪の保水形態[42]は含水率によって毛管領域，懸垂領域，網目領域に分けられる。毛管領域での保留水は氷粒子のくびれや粒子間の接触部に存在し，保留水の流下は起きない。懸垂領域では部分的に連なった水が水滴として懸垂する部分が現れる。ぬれ雪のほとんどの場合はこの状態で，保留水の流下が起こる。毛管領域から懸垂領域への臨界の含水率は雪の構造によって異なるが，積雪水量の数%以下と考えられ，モデルにはこの臨界の保水能を与えることになる。

本研究において融雪期に行った3カ年9回の積雪調査では，全年の全層平均密度は380 $Kg \cdot m^{-3}$であり，各年とも積雪のザラメ化が進んでいたので，Gerdel[13]の観測例を参考に積雪の保水能を積雪水量の2%とした。

(2) 熱収支融雪モデルによる融雪流下量計算

具体的な計算手順を流れ図(図4-7）によって説明する。なお変数に付される記号(t)は時間（計算ステップ）を意味する。

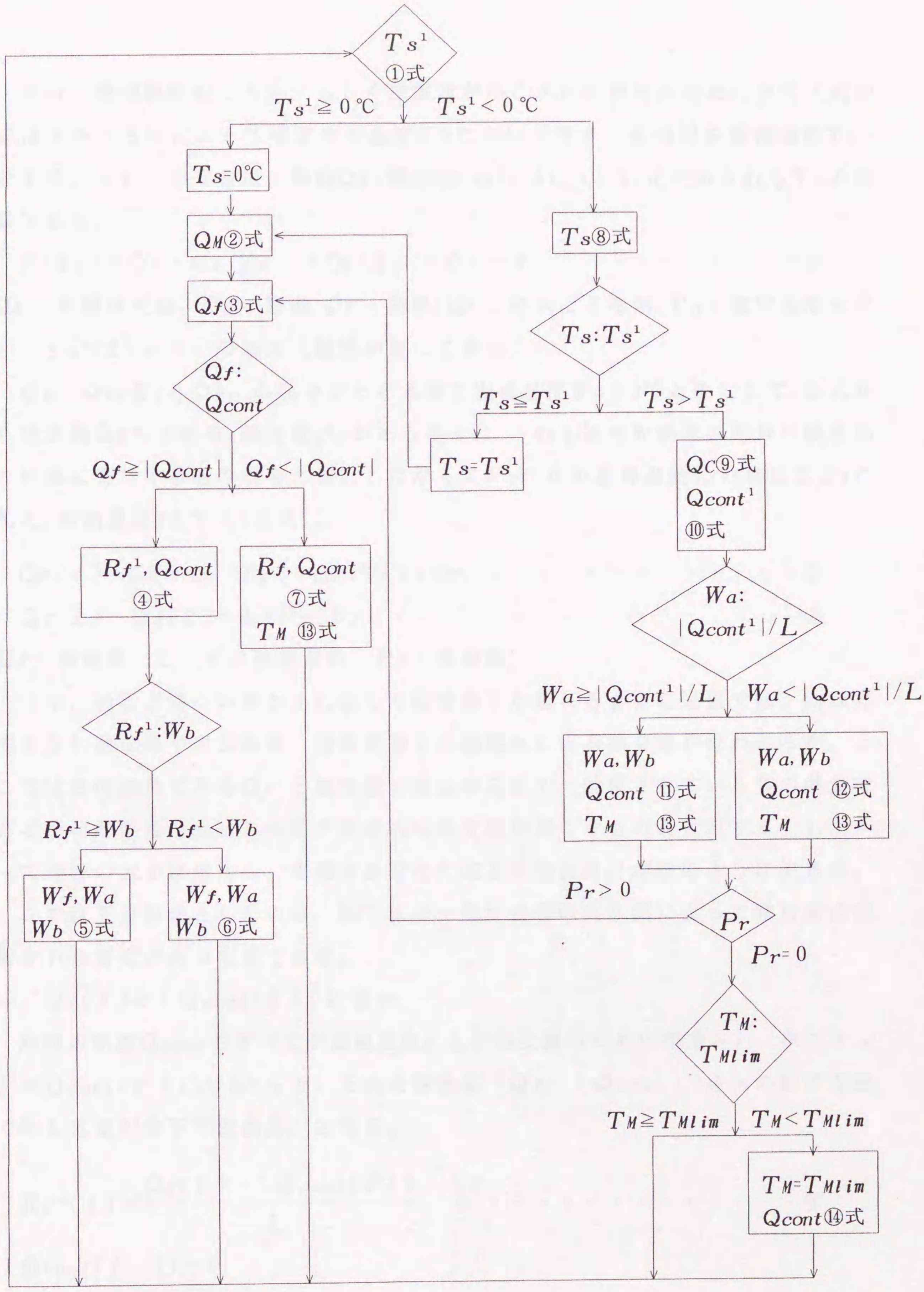


図4-7　融雪モデルの流れ図

凍結・熱伝導が起こるか，もしくは融雪が起こるかの判別のために熱収支式①をはさみうち法によって積雪表面温度Tsについて解き，その解を指標温度Ts^1とする。なお，①式右辺の顕熱Q_A，潜熱Q_Eは(4.4)，(4.5)式で示されるTsの関数である。

$$F(Ts)=Q_R+Q_A(Ts)+Q_E(Ts)+Q_P=0 \quad \cdots\cdots\cdots\cdots ①$$

Q_R：放射収支量，Q_A：顕熱，Q_E：潜熱，Q_P：降水による熱，Ts：積雪表面温度

1) $Ts^1(t)\geq 0$℃の場合（融雪が起こる場合）

Q_R，Q_A，Q_E，Q_P，の和を正とする積雪表層温度Tsを0℃と仮定して，②式から融雪熱Q_Mを求める。降雨量Prがある場合は，これも冷却貯熱量の相殺に融雪熱と同様に寄与するものと考える。したがってPrに氷の融解潜熱Lを乗じてQ_Mに加え，総熱量Q_fとする(③式)。

$$Q_M(t)=Q_R+Q_A(Ts)+Q_E(Ts)+Q_P \quad \cdots\cdots\cdots\cdots ②$$

$$Q_f(t)=Q_M(t)+L\cdot Pr(t) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ③$$

Q_f：総熱量，L：氷の融解潜熱，Pr：降雨量

日中，積雪表層への熱が正に転じて融雪流下が起こるまでの過程では，内部昇温を含む熱伝導や内部融解，積雪表層での融雪水による熱交換が行われるが，ここでは正の熱量であるQ_fと積雪層に当該時刻までに貯留されている負の熱量である冷却貯熱量Q_{cont}との間で直接的な熱交換が起こるものと仮定する。したがって両者の大小関係から，降雨分を含めた流下可能量R_f^1が次のように決まる。ここで流下可能量としたのは，流下量の一部が積雪の保水能によって積雪層に保留される場合があるためである。

a．$Q_f(t)\geq |Q_{cont}(t)|$の場合

冷却貯熱量Q_{cont}のすべてが総熱量Q_fとの熱交換のために相殺され，次ステップの$Q_{cont}(t+1)$は0となり，その余剰熱量（$Q_f-|Q_{cont}|$）を氷の融解潜熱で除した値が流下可能量R_f^1となる。

$$\left.\begin{aligned} R_f^1(t)&=\frac{Q_f(t)-|Q_{cont}(t)|}{L}\\ Q_{cont}(t+1)&=0 \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ④$$

R_f^1：流下可能量，Q_{cont}：冷却貯熱量，L：氷の融解潜熱

融雪水や雨水の一部は積雪の毛管作用によって積雪層に保留される。その最大保水能を積雪水量の2%で与え，W_{lim}とし，保水量をW_aとすれば，このときの保水能W_bは（$W_{lim}-W_a$）で与えられる。

したがって，流下可能量R_f^1と保水能W_bを比較し，$R_f^1(t)>W_b(t)$の場合，保水量W_aはR_f^1の一部をとりこみ，その日の積雪水量の2%で与えた最大保水能W_{lim}に達する。また次のステップの保水能$W_b(t+1)$は0となり，これを超過した分が実際の積雪層を離脱する降雨，融雪を含めた流下量R_fとなる（⑤式）。

$$\left.\begin{aligned} W_a(t+1)&=W_{lim}(t)\\ R_f(t)&=R_f^1(t)-W_b(t)\\ W_b(t+1)&=0 \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ⑤$$

W_a：保水量，W_b：保水能，W_{lim}：最大保水能，R_f：流下量，

$R_f^1(t)\leqq W_b(t)$の場合はすべての流下可能量R_f^1が保留され融雪水の流下は起こらず，保留量W_a，保水能W_bはそれぞれR_f^1分だけ増減する（⑥式）。

$$\left.\begin{aligned} W_a(t+1)&=W_a(t)+R_f^1(t)\\ W_b(t+1)&=W_b(t)-R_f^1(t)\\ R_f(t)&=0 \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ⑥$$

b．$Q_f(t)<|Q_{cont}(t)|$の場合

総熱量Q_fは冷却貯熱量Q_{cont}を減少させるが融雪水の流下は生じない（⑦式）。

$$Q_{cont}(t+1)=Q_{cont}(t)+Q_f(t),\quad R_f(t)=0 \quad \cdots\cdots\cdots\cdots ⑦$$

2）$T_s^1(t)<0$の場合（積雪層で凍結，熱伝導が生じる場合）

伝導熱Q_Cを求めるために，Q_R，Q_A，Q_E，Q_Pの総和を負とする積雪表層温度T_s（$T_s^1<T_s<0$℃）を熱伝導項⑨式を含む熱収支式⑧式をT_sについて解いて求める。

$$F(T_s)=Q_R+Q_A(T_s)+Q_E(T_s)+Q_P+Q_C(T_s)=0 \quad \cdots\cdots\cdots\cdots ⑧$$

$$Q_C(t)=\frac{2\cdot K_s\sqrt{\Delta t}}{\sqrt{K_s\cdot\pi/C_s\cdot\rho_M}}(T_M-T_s) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ⑨$$

Q_C：伝導熱，Δt：時間，C_s：氷の比熱，K_s：雪の熱伝導率，ρ_M：雪の密度

T_M：積雪平均温度

a．$Ts(t) \leqq Ts^1(t)$の場合

①式で求められるTs^1を与えられた気象条件の下での積雪表面温度の下限値と考え，この場合$Ts = Ts^1$とし，②式がTsのもとで釣り合い，熱の移動（凍結，熱伝導）は起こらないとする。

b．$Ts(t) > Ts^1(t)$の場合

算定されたTsの下で熱交換が起こるものとして伝導熱Qcが決まる（⑨式）。したがって負の熱量の積算値である冷却貯熱量$Qcont$は⑩式のように増加する。

$$Qcont^1(t+1) = Qcont(t) + Qc(t) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ⑩$$

つぎに冷却貯熱量$Qcont$によって，積雪に保留されている保留量Waの凍結が起こるものとして，$Qcont^1$とそのときの保水量Waとの大小関係の比較を行う。

$Wa(t) > |Qcont^1(t+1)|/L$の場合，$Qcont^1$相当分の凍結が起こり，⑪式に示されるように保水量Waは凍結分減少する一方，保水能Wbは凍結分増加する。また冷却貯熱量はすべて凍結に消費され，$Qcont(t+1)$は0となる。

$$\left.\begin{aligned} Wa(t+1) &= Wa(t) - \frac{|Qcont^1(t+1)|}{L} \\ Wb(t+1) &= Wb(t) + \frac{|Qcont^1(t+1)|}{L} \\ Qcont(t+1) &= 0 \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots ⑪$$

$Wa(t) \leqq |Qcont^1(t+1)|/L$の場合は保水量$Wa$は全て凍結し，0となり保水能$Wb$は最大保水能である$Wlim$に達する。冷却貯熱量は$Qcont(t+1)$は凍結分の熱量$L \cdot Wa$を減じて確定する（⑫式）。

$$\left.\begin{aligned} Qcont(t+1) &= Qcont^1(t+1) + L \cdot Wa(t) \\ Wa(t+1) &= 0 \\ Wb(t+1) &= Wlim(t) \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots ⑫$$

また，いずれの場合でも積雪表面以下の温度を等温と仮定した積雪平均雪温T_Mは冷却貯熱量$Qcont$を積雪密度ρ_M，氷の比熱Cs，積雪深Hで除して算定される。

$$T_M(t+1) = \frac{Qcont(t+1)}{\rho_M \cdot Cs \cdot H} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ⑬$$

H：積雪深

冷却貯熱量の増加により雪温も低下するが，積雪平均温度T_Mがその下限温度T_{Mlim}より低くなる場合は，$T_M(t+1)=T_{Mlim}$として$Qcont$は⑭式で求める。これは（T_M-T_{Mlim}）・ρ_M・Cs・H相当分の積雪層熱流が積雪層に供給されて$Qcont$が減少したことを意味する。

$$Qcont(t+1)=T_{Mlim}\cdot\rho_M\cdot Cs\cdot H \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ⑭$$

T_{Mlim}：積雪平均温度の下限値

(3) 熱収支融雪モデルの適用条件

モデルを1986～1988年の 3ヵ年に適用した。各年の適用期間，$Qcont$の初期値の扱いは以下のとおりである。

1986年は観測を開始した1月9日から4月1日までの積雪期，融雪期を通しての計算を行った。この年の根雪開始は前年12月 9日であり，12月27日には積雪深が40cmに達した。同30～31日にかけて気温が高く融雪水の流下が認められ，1月1日の積雪深は15cmに減少したが，その後の降雪で計算を開始した1月9日には積雪深44cm，積雪水量は78mmとなった。

表層融雪が認められた直後の1月 1日から同9日までに蓄積されたと考えられる$Qcont$を無視して，その初期値を0とした。またWaの初期値も0とした。なお計算開始時刻は，積雪表層への熱が正から負に転ずる18時とした。

積雪期の積雪は一般に密度が小さいために空隙が多く，その保水能は積雪のザラメ化が進んだ融雪期のそれと比較して大きいと考えられるが，ここでは積雪期についても積雪水量の 2%とした。また，密度も積雪平均密度を用いた。この場合，特に新雪がある日には，実際よりもかなり大きな密度を与えることになる。

1987，1988年の積雪期は，十分な資料が得られず，融雪期のみの計算とした。

1987年の表層融雪が観測されたのは 3月11日の日中からであり，計算の開始は前日10日としたが，融雪のサイクルを考慮し，その時間を熱の正負が逆転する18時とした。$Qcont$，Waの初期値はともに0とした。

1988年は融雪期においても間断的な欠測があるため，連続した計算は無理であるので，前日18時から当日18時までの1日ごとの計算とした。計算初日の3月16日はすでに融雪最盛期間にあるため，Waの初期値は各日の積雪水量の 2%で与えられる最大保水量とした。

計算は先ず 1時間単位で行ったが，本論文の目的の一つは，熱収支モデルを長期流出解析に適用することであるので，日単位(12時間単位)の計算も併せて行った。

(4) 1 時間単位の融雪流下量計算

1) 融雪期融雪量の適合性

積雪表層で生じた融雪水が，地面に到達するまでの浸透時間によって遅れが生ずることが考えられる。これは融雪量，積雪深，雪質，積雪の成層状態等に影響され，またこれらの要因は時々刻々変化するので，その遅れを評価することは極めて困難である。そこで融雪モデルによる計算融雪流下量と地面到達量である計算融雪流下量との時差相関を検討し，融雪期の平均的な遅れ時間を求めた。

融雪期において連続した資料が得られた1986年および1987年について，T_{Mlim} =-5℃としてモデルによって計算された融雪流下量とその実測値の時差相関係数を図4-8に示したものである。資料数は1986年は480個，1987年264個である。

時差相関係数は 1時間遅れの場合が最も大きく，各年でそれぞれ0.86，0.87であるが，遅れを考慮しない場合との差は小さい。しかし遅れが 2時間以上になると，遅れ時間の増加とともに相関係数は急激に低下する。このように遅れが小さいのは，融雪期の積雪深は50cm以下であること，融雪期の積雪はザラメ化し透水性が良好であるためと考えられる。これらのことから，以下の計算では融雪水の浸透遅れとして 1時間を与えた。

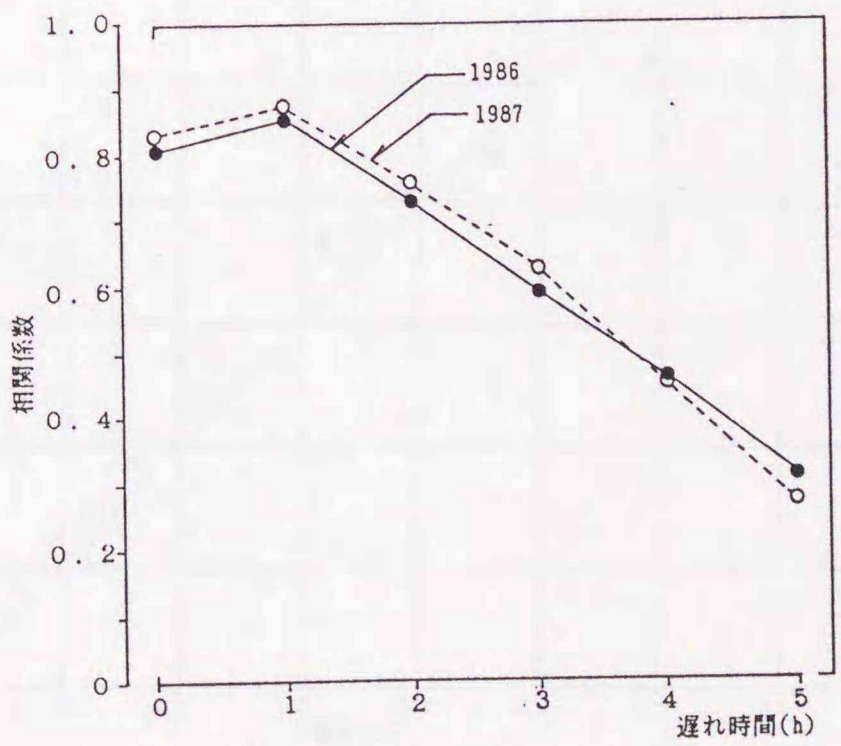
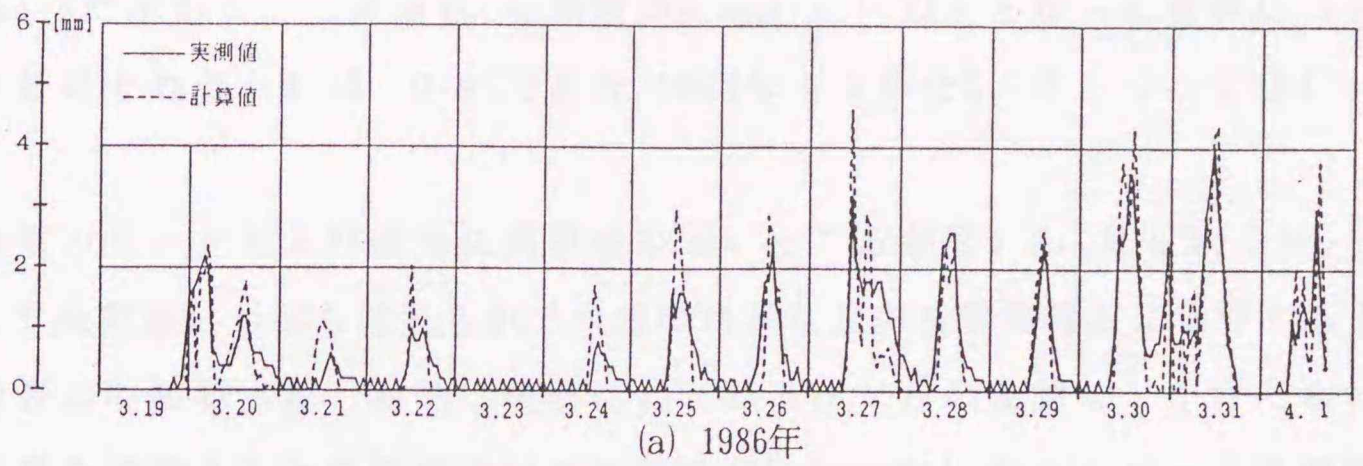
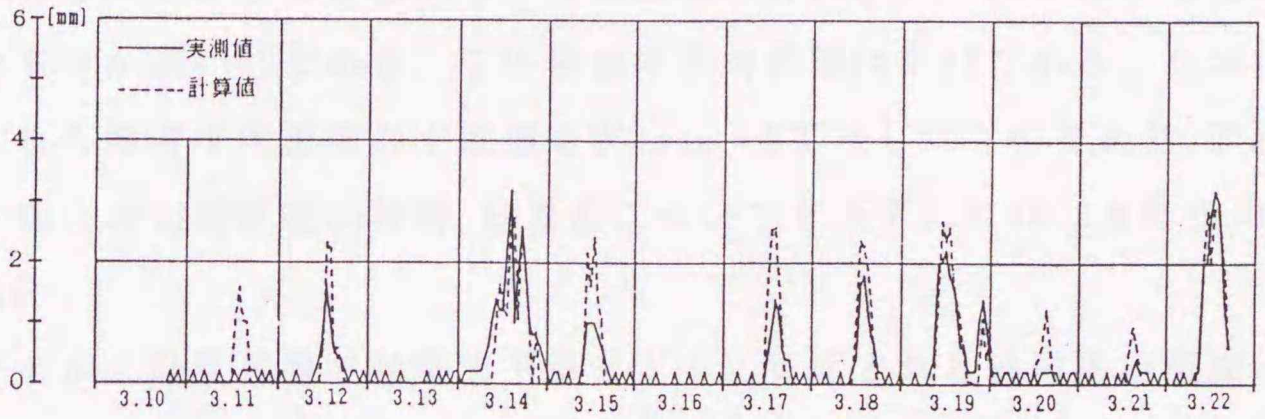


図4-8　遅れ時間と相関係数



(a) 1986年



(b) 1987年

図4-9　1時間単位の融雪流下量

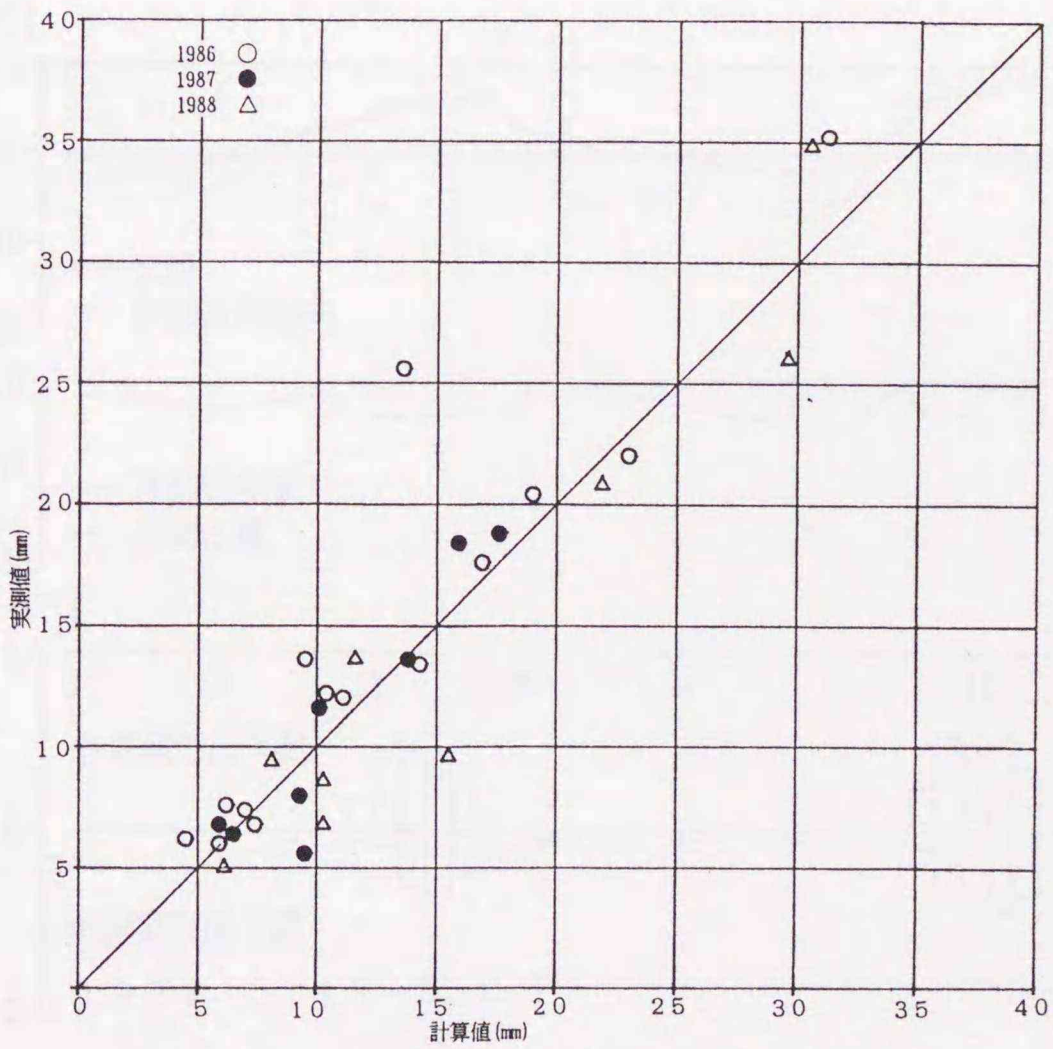


図4-10　18時日界の計算融雪量流下量と実測値

1896，1987年年について，時間単位の計算融雪流下量を実測値と比較したものを図4-9に示した。この場合，実測値が0.4mm・h^{-1} 以上となった資料についての相対誤差はそれぞれ0.45，0.46であり，1988年も含めた3カ年については0.43であった。

融雪のピークおよび波形に再現性の悪いところが図4-9に見られるが，この原因として融雪期にしばしば見られる氷板の消長などの積雪層構造に依存するものや，気象要素の観測誤差，顕熱，潜熱にかかわるα，βの変動などが考えられる。

日界を18時とした日量について実測値が5.0mm・d^{-1} 以上となった日の値を比較したものが図4-10であり，この場合の相対誤差は0.19である。なお以上の資料はいずれも積雪平均温度の下限値をT_{Mlim}=-5℃としたものであり，T_{Mlim}=-10℃とした場合の相対誤差は時間，日単位についてそれぞれ0.42(3カ年平均)，0.18であった。

モデルの計算過程で融雪流下量とともに算定される積雪表面温度，保留水量，冷却貯熱量などの日変化の例を図4-11に示した。

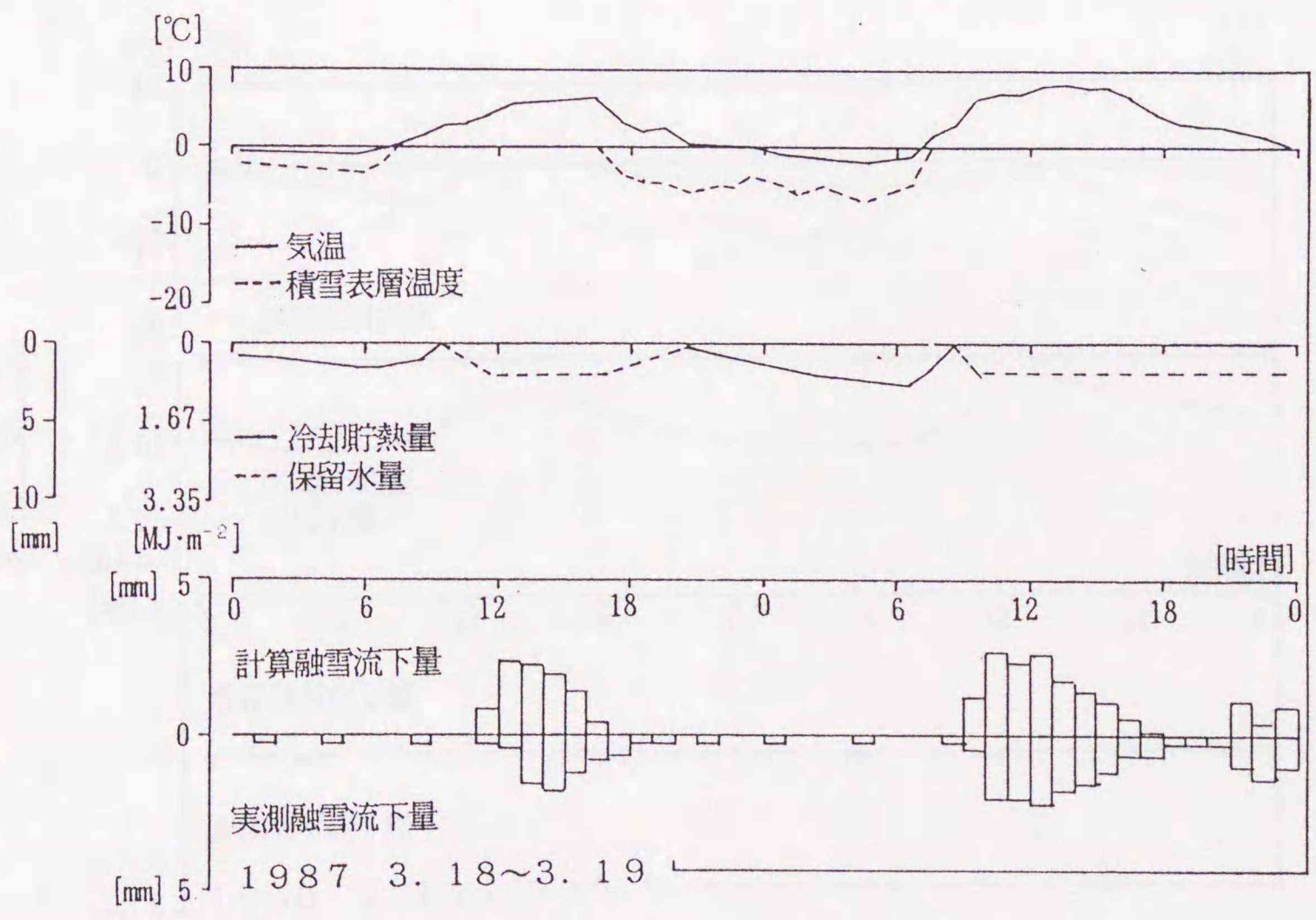


図4-11-① 計算諸量の日変化(1987.3.18～3.19)

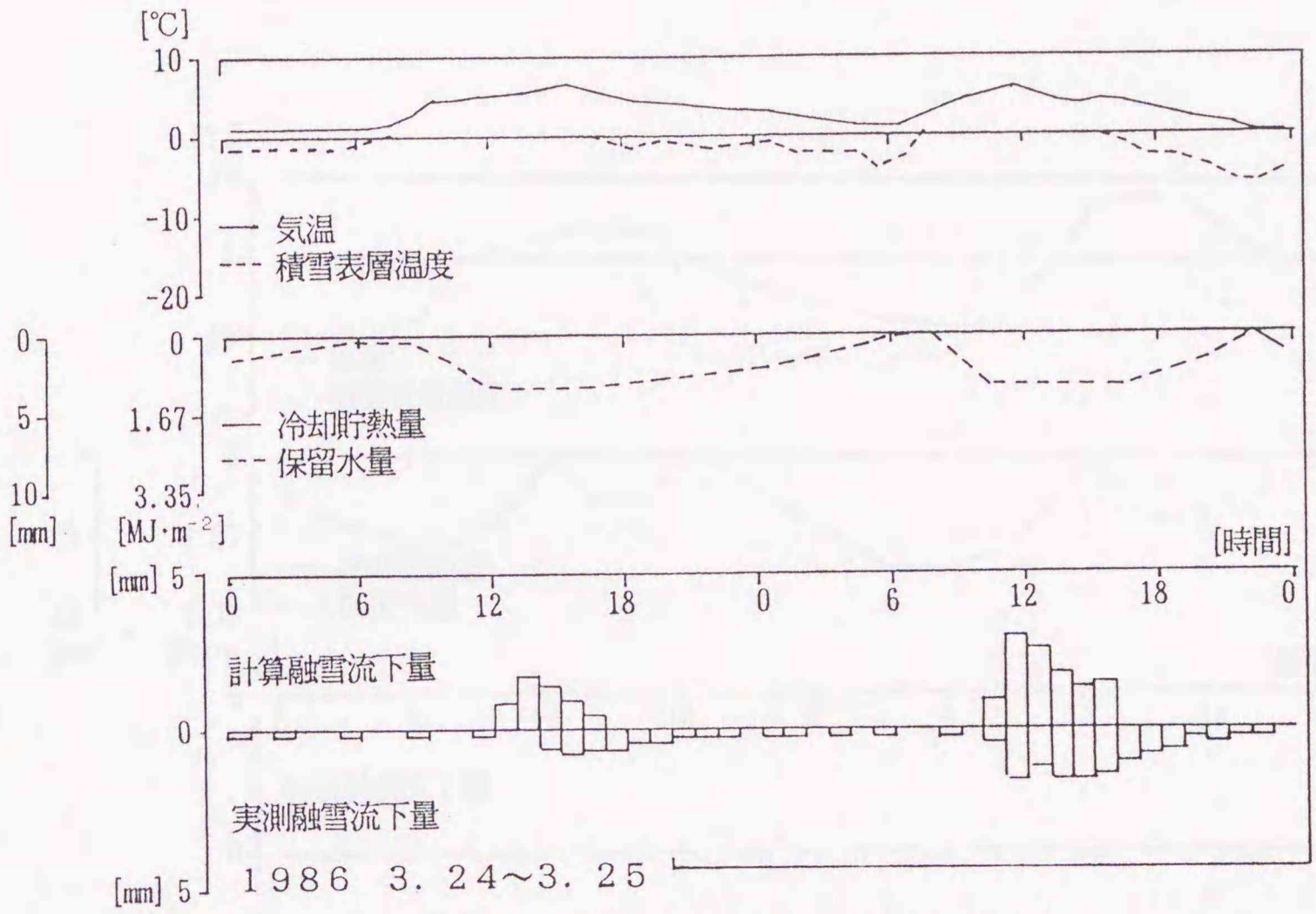


図4-11-② 計算諸量の日変化(1986.3.24～3.25)

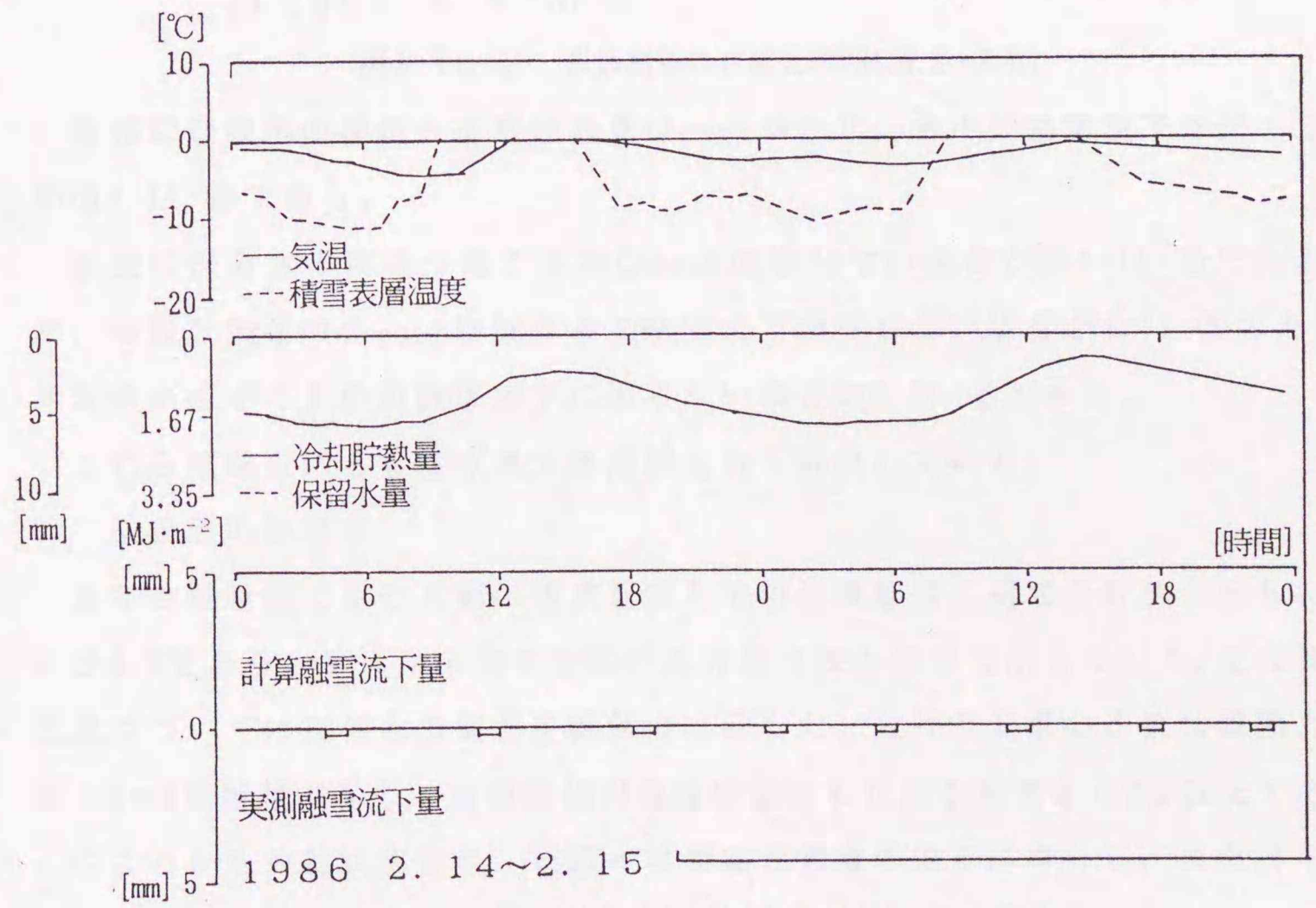


図4-11-③ 計算諸量の日変化(1986.2.14～2.15)

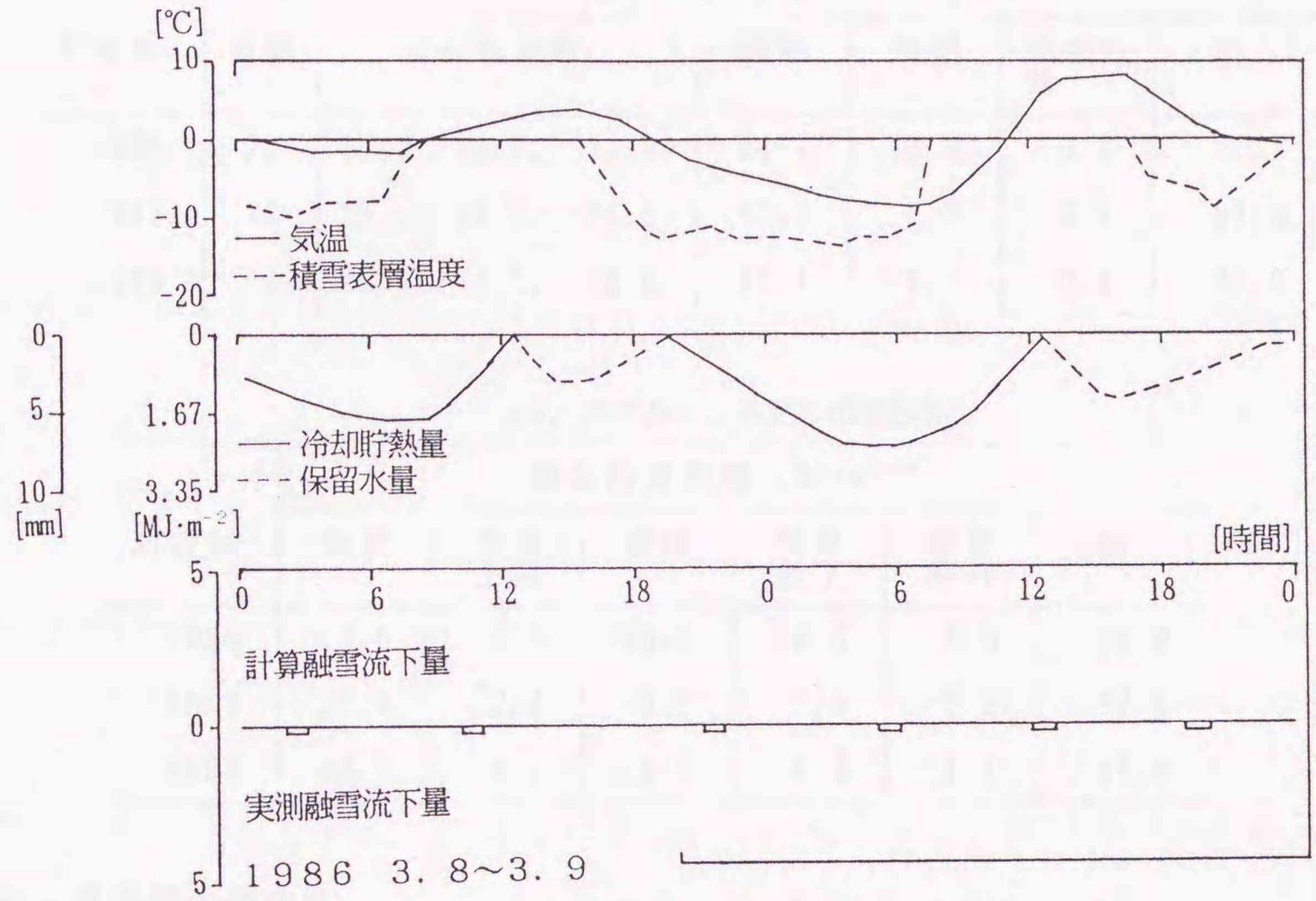


図4-11-④　計算諸量の日変化(1986.3.8～3.9)

前夜に保留水の凍結と冷却貯熱量Q_{cont}が生じ，日中に融雪流下が起こる場合が図4-11-①である。

前夜に保留水の凍結が起こるがQ_{cont}は生じない場合が図4-11-②である。また，冷却貯熱量のQ_{cont}増減のみで融雪流下が生じない場合が4-11-③であり，保留水が生ずるものの融雪流下に至らない場合が4-11-④である。

これらは融雪にともなう熱交換過程を良く表現している。

2)　融雪期の熱収支

各年の融雪期における熱の構成要素とその消費形態を期間合計値で示したものが表4-2であり，表には欠測日を除いた計算日数も併せて示している。また放射収支量については正値と負値とを括弧内に示した。放射収支量の正値は顕熱より大きく2～4倍程度であり，負値の絶対値は潜熱のそれよりも大きく2倍以上である。このことから放射収支量は，夜間には凍結と雪温の低下に寄与し，また日中では雪温の上昇と融雪に大きく寄与していることがうかがえる。

表4-2　熱収支構成要素と消費形態
(a) 構成要素の熱量

対象年	対象日数	構成要素の熱量 ($MJ \cdot m^{-2}$)				
		放射収支量	顕熱	潜熱	降水の熱	計
1986	21	35.2(+76.9, -41.7)	34.1	-17.3	0.2	52.2
1987	13	22.4(+43.9, -21.5)	12.2	-7.5	0.2	27.3
1988	9	32.7(+48.7, -16.0)	11.1	-8.0	0.1	35.9

(b) モデルによる熱の消費形態

対象年	熱の消費形態 ($MJ \cdot m^{-2}$)					
	融雪	雪温上昇	凍結	雪温低下	積雪層外	計
1986	73.5	9.5	-18.7	-10.5	-1.6	52.2
1987	35.3	7.4	-5.9	-7.5	-2.2	27.3
1988	44.5	4.5	-5.6	-6.4	-1.1	35.9

3)　積雪期の適合性

融雪流出計算にあたって，一般には融雪の開始日を特定することが困難であり，根雪初日から消雪日まで連続して適用可能な融雪モデルが必要となる。そこでこの融雪モデルを資料が整っている1986年の積雪期に適用しその適合性を検討した。

表層融雪が発生していないとみられる積雪期においても，融雪量が観測されることは先に述べた。

このような底面融雪量の観測例として，$0.5mm \cdot d^{-1}$（小島・北海道母子里の数年の平均値）[25]，$0.69mm \cdot d^{-1}$（佐藤・青森県津苅内川流域下流地点）[56]，$1.2mm \cdot d^{-1}$（高瀬ら・石川県金沢）[66]などが報告されており，御明神調査地での観測結果$0.8mm \cdot d^{-1}$はこれらとほぼ同定度とみなせる。

以上から，積雪期間に対してこの融雪モデルを適用するには一定量の底面融雪量をさらに見込むことが必要である。このように積雪期においては底面融雪のみが生じることが多いので，ここでは融雪モデルの適合性を判断する手段として融雪流下の開始日を比較した。

T_{Mlim}＝-5℃とした融雪モデルの計算では，融雪期になって融雪流下量が初めて算出されたのは 3月11日11時であった。これは実測に比べて26時間のずれである。一方，T_{Mlim}＝-10 ℃と仮定したときの融雪モデルの計算では，融雪流下の開始日時は3月12日 13時であり，開始日は実測と一致した。

また融雪計算には直接的な関係はないが，この融雪モデルによって，積雪期における積雪表層の融雪，その積雪内の保留水とその凍結，冷却貯熱量等の時期的変化の大要を知ることもできる。

(5) 日単位(12時間単位)融雪流下量計算の適合性

1 時間単位の融雪モデルの適用結果によれば，モデルによって計算される積雪表層への熱量は，おおむね前日の18時から当日 6時に至る夜間には負値となり，これによって雪温低下と保留水の凍結が生じる。一方，6時から18時頃までの日中においては，積雪表層への熱量が正値に転じ雪温上昇と融雪が起こり，夜間と日中では熱の授受の機構が全く異なる。そこで融雪モデルの日単位への適用にあたっては 1日周期で繰り返す融雪過程を考慮して，1日を夜間(18～6時)と日中（6～18時)の12時間単位に大きく2分した計算を行った。計算の方法は1時間単位の場合と同様である。

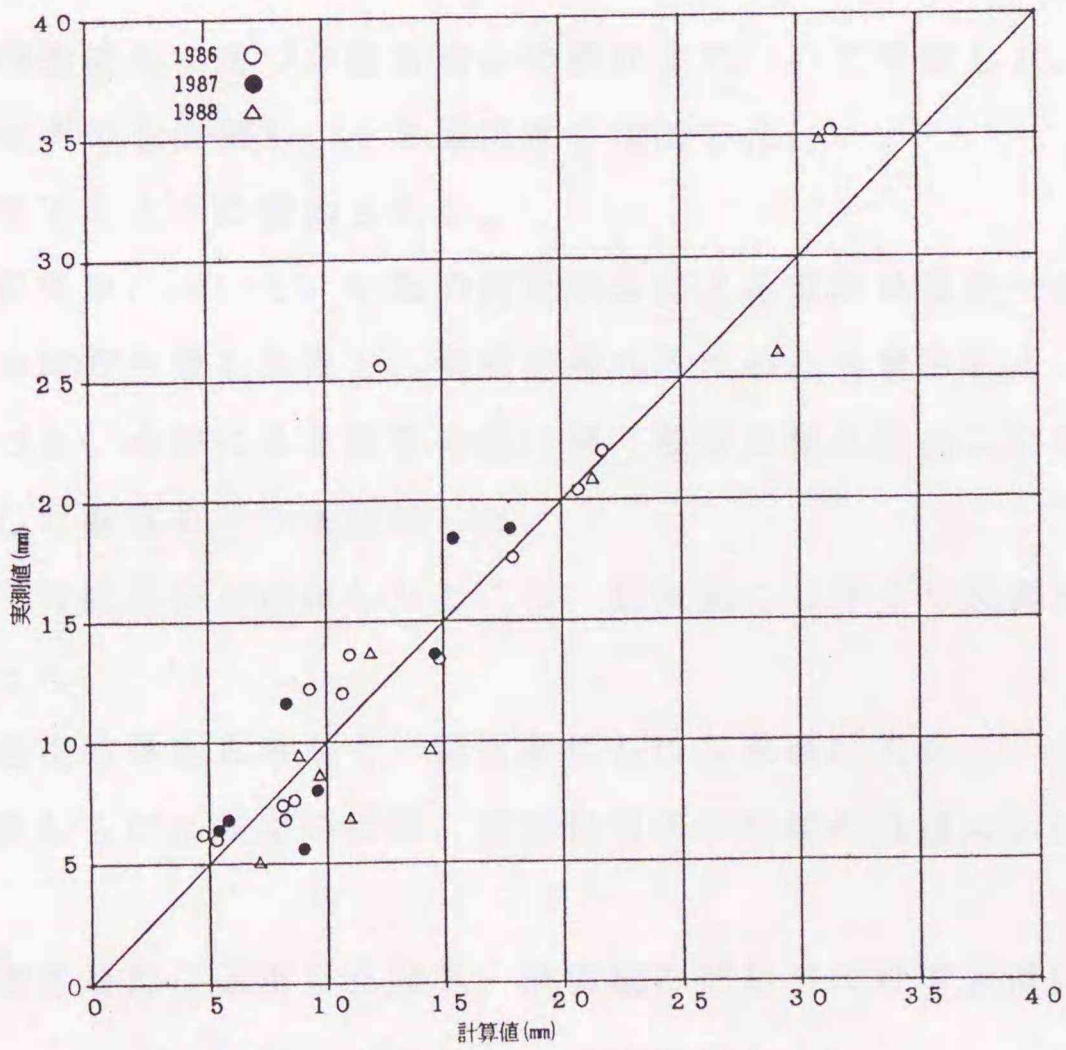


図4-12　日単位計算の融雪流下量と実測値

1)　融雪期の適合性

実測融雪流下量が5mm･d^{-1} 以上の日について，T_{Mlim}＝-5℃としたときの融雪流下量の計算値と実測値を比較したものを図4-12に示した。この場合の相対誤差は0.19である。1時間単位の計算での日量の相対誤差は0.19 であるので日融雪流下量の推定精度において優劣がないことが示された。なおT_{Mlim}＝-10℃とした場合の相対誤差は0.18であった。

2)　積雪期(1986年)の適合性

1986年の積雪期間において観測された融雪量は0.4～1.2mm･d^{-1}程度の底面融雪量であるので,1時間単位の場合と同様に適合性を判断する手段として融雪流下の開始日を比較した。

T_{Mlim}＝-5℃とした融雪モデルの計算では，融雪期になってはじめて融雪流下量が算出されたのは 3月12日の日中であり，実測の開始日と一致した。

T_{Mlim}＝-10℃とした場合の計算でも開始日は 3月12日の日中となり,融雪開始日の予測においても時間単位の計算と同等の結果が得られた。

4．　まとめ

3ヵ年の現地調査結果に基づき融雪現象の熱収支について考察した。その結果から融雪機構のモデルを構築し，その適用性を検討した。

その成果は以下のように要約される。

① 日中の融雪現象において，午前の気象要素による融雪熱量の一部は，前夜における積雪の冷却貯熱量を消去し，雪温を高めるために消費される。

② 前項に基づき，冷却による積雪の熱伝導，積雪の保水能および積雪保留水の凍結等を考慮した融雪モデルを構築した。

③ モデルを 1時間単位で適用したところ，融雪期における日融雪流下量の再現性は良好であった。

④ モデルの適用結果からみると，融雪期における放射収支量は，他の要素に比べて日中の融雪ならびに夜間の冷却，積雪保留水の凍結の機構において支配的な要素である。

⑤ モデルを積雪期間に適用した結果，融雪期の開始日の計算値は実測とほぼ一致した。

⑥　前項③，⑤から，このモデルは根雪期間を通じて適用できることが示された。

⑦　このモデルによって積雪の保留水とその凍結，冷却貯熱量雪温等の日・時期変化の概要も知ることができる。

⑧　1日を夜間と日中に2分した12時間単位の計算によって日融雪流下量の算定を試みた結果は，1時間単位とほぼ同等であった。

⑨　12時間単位のモデルを積雪期間を含む根雪期間に適用し，融雪期の開始日を推定したところ，その結果は実測とほぼ一致した。

Ⅴ．推定気象要素を用いた熱収支融雪モデル

長期流出解析を対象として融雪計算を行う場合，モデルの入力要素は気温，湿度，風速，日射量，下向き長波放射量などの日中，夜間それぞれの12時間平均値または積算値などである。

熱収支融雪モデルは，積雪層における熱の授受を直接的に表したものであり，合理的なモデルと考えられるが，反面では必要とする気象要素が多い上，一般には観測されていない要素があるなどの実用上の不便さがある。そこで，この問題に対処するために，都道府県気象月報やアメダス資料を活用して，これらの気象要素を推定する方法を検討して，得られた推定値を用いて熱収支融雪モデルによる日融雪流下量の算定を試みた。

推定に用いる要素は比較的容易に入手できる日最高・最低気温，日平均風速，日平均および最小湿度，日照時間である。

1．気象要素の推定

(1) 気温の推定方法

融雪モデルを適用した3ヵ年の融雪期と積雪期について，各時刻毎の平均気温を示したものが図5-1である。なお，ここでの積雪期とは，積雪期間のうち融雪流下が盛んになる 3月10日以前であり，それ以降を融雪期とした。

融雪期と積雪期を比較すると時間分布に相違がみられるが，気温の平均的な日変化は早朝に最低気温を，正午すぎに最高気温を示し，夕刻に変曲部をもつことが多い。

気温日変化を表す式として境[55]，佐藤[57]の非対称分布式，吉田[71]の正弦曲線式，近藤[29]の正弦曲線の修正型，加藤らの三角形分布型[24]などが提案されているが，ここでは図5-1の日変化パターンとしてつぎのような形を採用した。

融雪期，積雪期についてそれぞれ最低気温時（t_A）最高気温時(t_B)，変曲時(t_C)として，各時刻間の気温変化を以下のように表した。

最低気温時から最高気温時までは，日の出にともない気温は直線的に急上昇するので直線をあてはめる。最高気温時から変曲時までは最高気温を極値とする 2次曲線で表し，変曲時から翌朝の最低気温時までは直線とする(図5-2)。

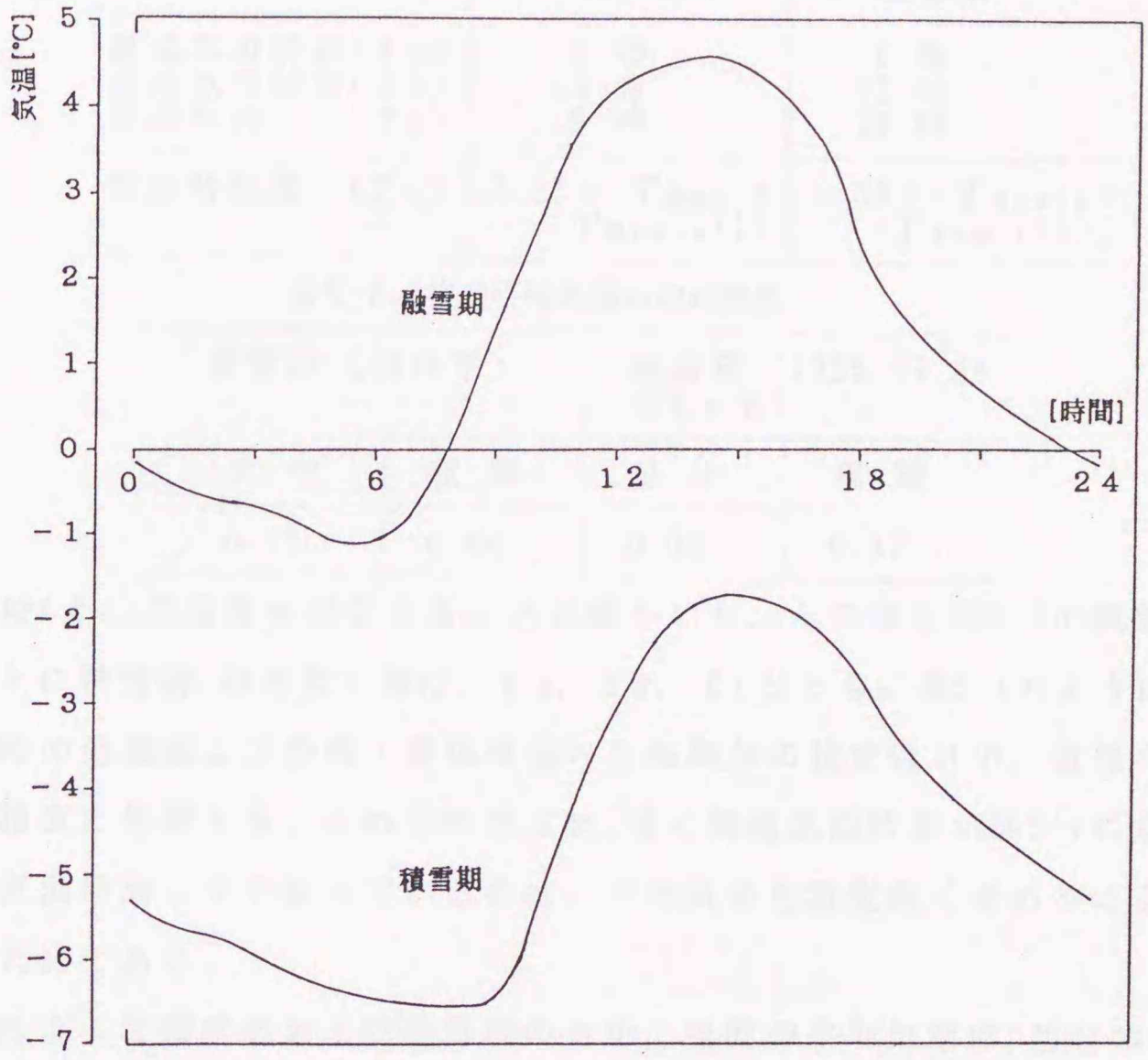


図5-1　御明神調査地の気温日変化

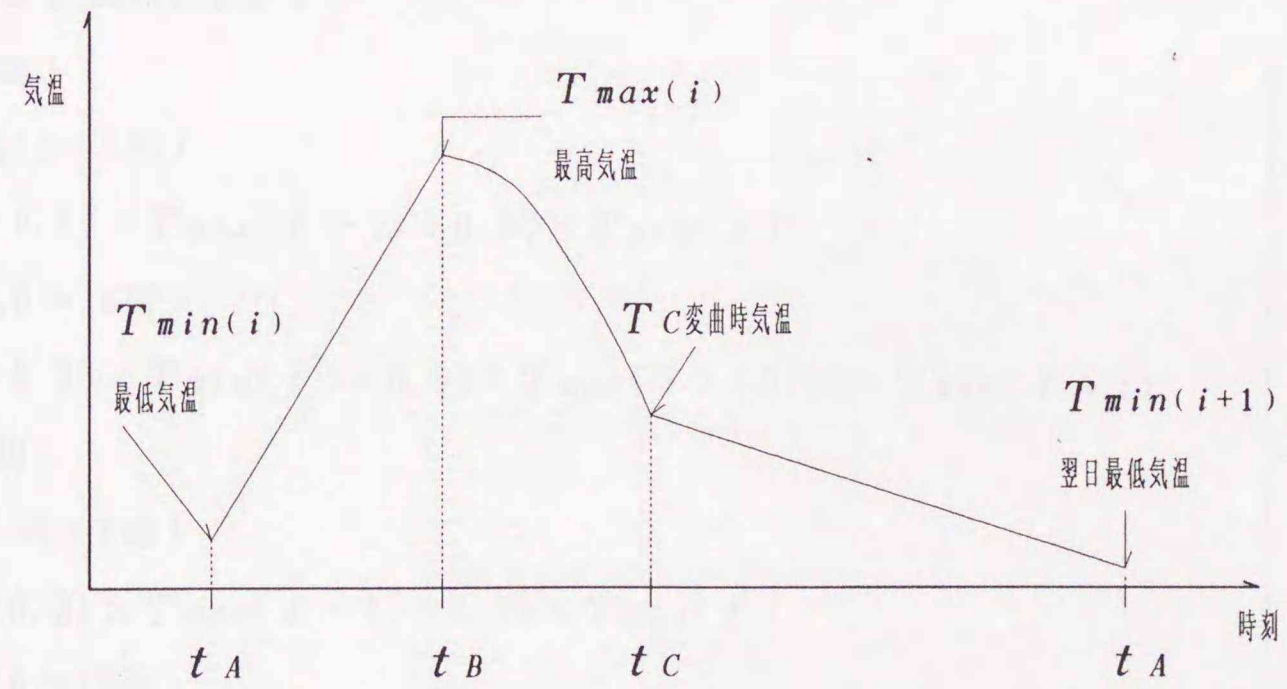


図5-2　気温日変化のモデル

表5-1 気温変化の設定値

	積雪期	融雪期
最低気温時刻（t_A） 最高気温時刻（t_B） 変曲時刻　（t_C）	8 時 13 時 19 時	6 時 12 時 19 時
変曲時気温　（T_C）	$0.50\times[T_{max}(i)+T_{min}(i+1)]$	$0.33\times[T_{max}(i)+T_{min}(i+1)]$

表5-2　推定平均気温の相対誤差

積雪期（1986年）		融雪期（1986,87,88の3ヵ年）	
日　中	夜　間	日　中	夜　間
0.15	0.44	0.30	0.32

変曲時（t_C）の気温を特定することは難しいが，その値を図5-1の気温変化の実態をもとに積雪期，融雪期の別に，t_A，t_B，t_Cとともに表5-1のように決めた。

変曲時の気温および最高・最低気温の生起時刻の設定は日中，夜間の平均気温の推定精度に影響する。これらの設定値，特に最高気温時刻が図5-1に示す平均的な最高気温時刻とやや違っているのは，平均気温を精度良く求めることに主眼をおいたためである。

これによって積雪期および融雪期の日中，夜間の平均気温は，当日の最高・最低気温と翌日の最低気温によって(5.1)式のように表される。求められた平均気温の相対誤差を表5-2に示す。

［融雪期］

夜間（18～6時）

$$T_n = 0.17\times T_{max}(i-1) + 0.67\times T_{min}(i)$$

日中（6～18時）

$$T_d = 0.25\times T_{min}(i) + 0.64\times T_{max}(i) + 0.66\times T_{min}(i+1)$$

［積雪期］

夜間（18～6時）

$$T_n = 0.31\times T_{max}(i-1) + 0.69\times T_{min}(i)$$

日中（6～18時）

$$T_d = 0.006\times T_{max}(i-1) + 0.31\times T_{min}(i) + 0.64\times T_{max}(i) + 0.66\times T_{min}(i+1)$$

・(5.1)

Tn：夜間(18～6時)の平均気温，Td：日中(6～18時)の平均気温

$Tmax(i)$：当日の最高気温(℃)，$Tmin(i)$：当日の最低気温(℃)

ただし$(i+1)$は翌日，$(i-1)$は前日。

(2) 湿度の推定方法

湿度も同様に気象官署資料の日平均湿度と最小湿度を用いて日中，夜間の12時間平均値を推定する。

融雪期における湿度の平均的な日変化の状況を図5-3の実線で示した。御明神においては積雪期の場合も融雪期の時間分布とほとんど差異がないので，融雪期の資料を用いて推定式を導くこととし，湿度の日変化は(5.2)式で近似した。

$$Rh(t)=a_0+a_1\cdot\cos\left(\frac{2\pi}{Pd}t+\theta\right) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (5.2)$$

t ：時間，$Rh(t)$：時間tの湿度，a_0：定数（日平均湿度）

a_1：振幅（日平均湿度と最小湿度の差），Pd：周期（24時間），θ：位相角

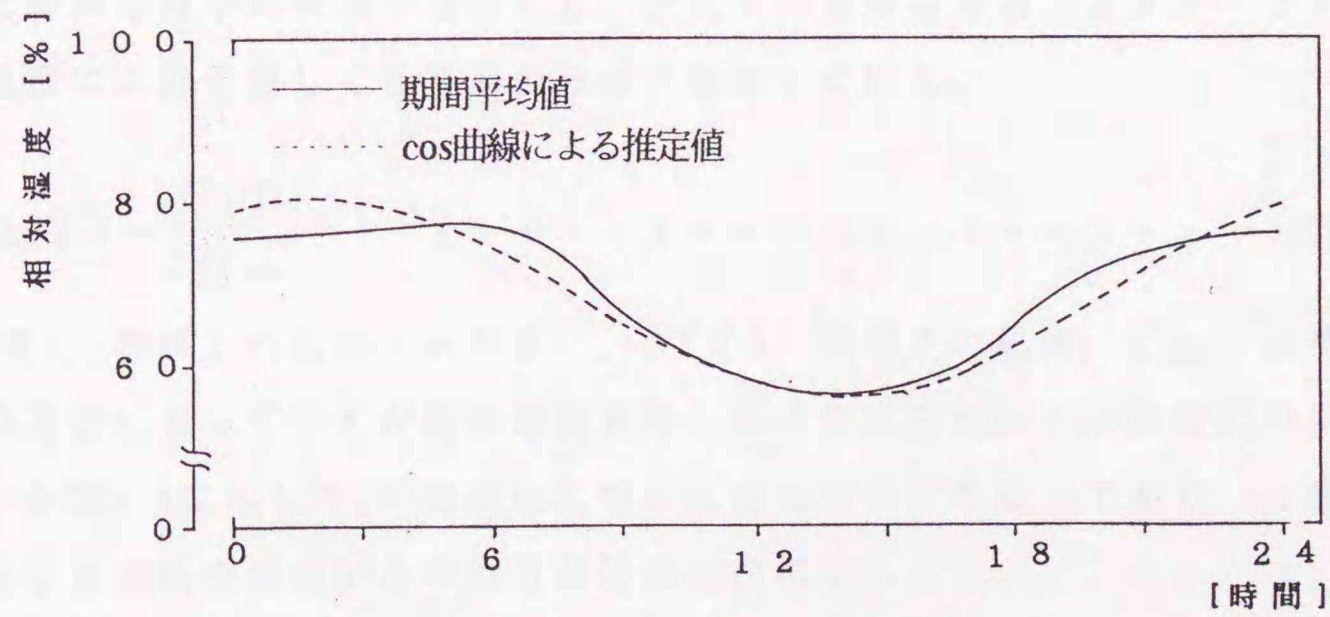


図5-3　融雪期の相対湿度の日変化とcos曲線による推定値

表5-3　推定平均湿度の相対誤差

積雪期（1986年）		融雪期（1986,87,88年の3ヵ年平均）	
日　中	夜　間	日　中	夜　間
0.08	0.09	0.06	0.08

(5.2)式において振幅a_1=(日平均湿度－最小湿度)，周期Pd=24時間，a_0=日平均湿度とし，最小自乗法によって位相角θ=-0.53を得た。推定式よる曲線を図5-3に破線で示した。したがってt_1時からt_2時までの平均湿度$\overline{Rh}$は(5.3)式で求められる。

$$\overline{Rh}=\frac{1}{t_2-t_1}\int_{t_1}^{t_2}Rh(t)dt \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (5.3)$$

$\overline{Rh}$：t_1時からt_2時までの平均湿度

夜間の平均湿度は前日18～24時，当日0～6時の各6時間平均湿度を平均して求めた。推定湿度の相対誤差を表5-3に示した。

(3) 風速の推定方法

風速の日変化は接地気層の構造，陸海風や斜面降下風のような熱的または地形的な要因によって起こるため，日変化を捉える一般的な方法を見いだすことは困難である。

石川ら[8]は北海道母子里盆地において日中に強く夜間に弱くなる1日周期の風速変化を盆地風とよんでいる。また近藤ら[29]は山間平野において，風速の時間的な変化傾向を日平均風速で規格化し，次式で示される風速ファクターとして，日平均風速にこれを乗じて各時刻の風速を推定している。

$$Ust(t)=\frac{U(t)}{Uav} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (5.4)$$

$Ust(t)$：時間tの風速ファクター，$U(t)$：時間tの風速，Uav：日平均風速

この方法によって求めた御明神調査地における積雪期および融雪期の風速ファクターを図5-4に示した。本調査地は雫石盆地の西側に位置しており，日変化として明瞭な盆地風の傾向がみられるが時期的な相違も大きい。このことは，盆地風などの地形的な要因と併せて時期的な要因も考慮しなければならないことを示している。

この風速ファクターによって推定した12時間平均風速の相対誤差を 表5-4に示した。積雪期夜間の推定誤差が大きいが，この期間での夜間の風速が比較的小さいことが要因の一つである。しかしこの誤差がもたらす融雪モデルの熱量算出への影響は小さいものと考えられる。

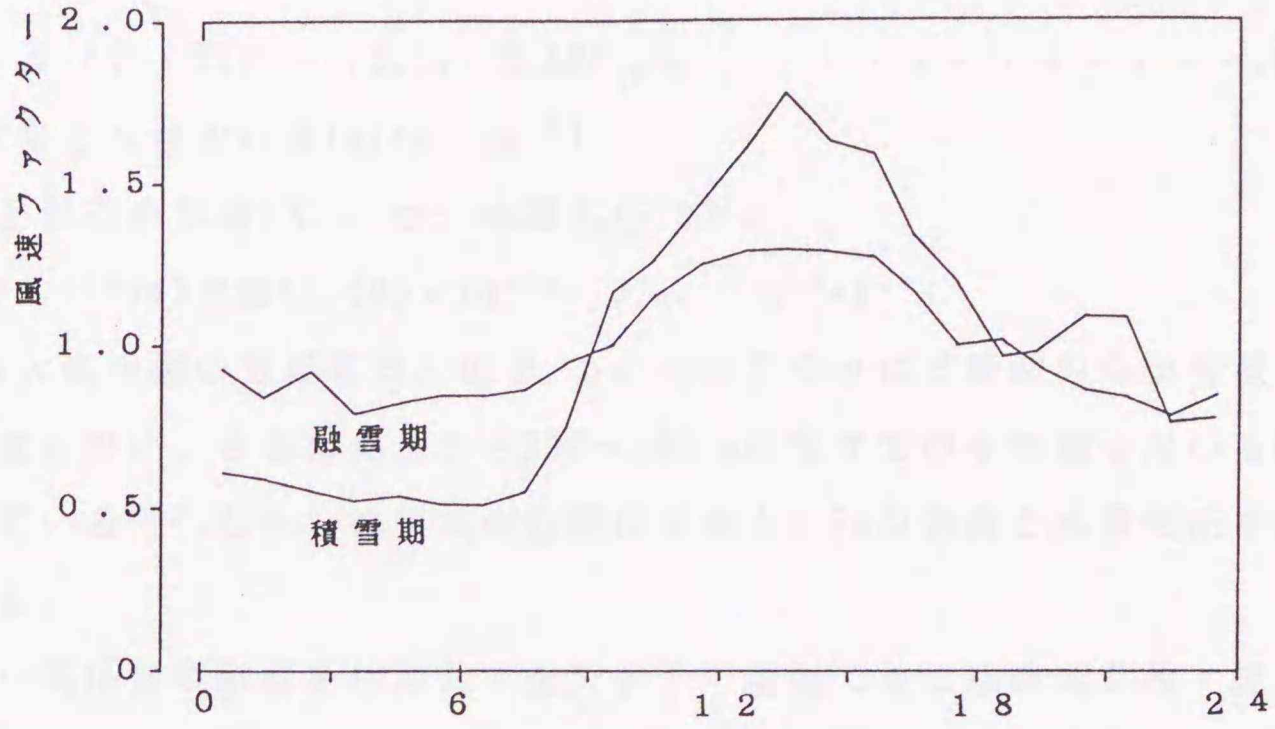


図5-4　日平均値で規格化した風速の日変化

表5-4　推定平均風速の相対誤差

積雪期（1986年）		融雪期（1986,87,88の3ヵ年）	
日　中	夜　間	日　中	夜　間
0.44	1.05	0.17	0.59

(4) 日射量の推定方法

日射量の推定にはよく知られている次式を用いた。

$$S = S_0 \cdot \left(b_0 \cdot \frac{n}{Np} + b_1 \right) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (5.5)$$

S ：日射量(MJ・m^{-2}・d^{-1})

S_0：大気上端における水平面日射量(MJ・m^{-2}・d^{-1})

n ：日照時間(h)，Np：可照時間(h)

1989年の12月10日から翌年の3月26日(資料数126)までの御明神調査地での日射量と付近の気象庁雫石気象観測所の日照時間を用い，b_0=0.531，b_1=0.218を得た。なお，相関係数は0.88であった。

(5) 下向き長波放射量の推定方法

下向き長波放射量は大気の温度と水蒸気量などに依存するが，晴天日の地上に

おける下向き長波放射量を与える近似式として(5.6)式(山本・Bruntの式)がある。

$$L\downarrow = \sigma \cdot (T + 273)^4 \cdot (0.51 + 0.066\sqrt{e}) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (5.6)$$

$L\downarrow$：下向き長波放射量($MJ \cdot s^{-1} \cdot m^{-2}$)

T：地上付近の気温(℃)，e：水蒸気圧(hPa)

σ：ｽﾃﾌｧﾝﾎﾞﾙﾂﾏﾝ定数($5.670 \times 10^{-14} \cdot MJ \cdot s^{-1} \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$)

$L\downarrow$は大気全層の寄与を含むので，この式のTやeには瞬間的な値を使わないで日平均値を用い，さらに地上から200～300 m高度までの平均値を用いるのがよいとされている[23]。しかし推定式の作成には地上1.5mの気温と水蒸気圧を用いることにする。

(5.6) 式に雲の影響を付加して全天候下で適用できる経験式が種々提案されているが，ここでは雲のパラメータCを導入し，(5.7)式によって全天候下での下向き長波放射量の推定ができるものと仮定した。ただし，ここでの$L\downarrow$は日中または夜間の12時間値でTとeはその間の平均値である。

$$\left.\begin{aligned} &\varepsilon a = (0.51 + 0.066\sqrt{e}) \cdot (1 + C) \quad \varepsilon a \leqq 1.0 \\ &L\downarrow = \varepsilon a \cdot \sigma \cdot (T + 273)^4 \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots (5.7)$$

εa：大気の射出率，C：雲のパラメータ

さらに日中のC(Cd)と日照率(Fd)の間に(5.8)式で示される関係があるものとした。夜間については当該夜間を挟む(i-1)日と(i)日の日照率の平均値を夜間の晴天率(Fn)と定義して，これと夜間のC(Cn)との間にも同様の関係を仮定した。

$$\left.\begin{aligned} &Cd = d_0 \times Fd + d_1 \\ &Cn = g_0 \times Fn + g_1 \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (5.8)$$

Cd：日中における雲のパラメータ，Cn：夜間における雲のパラメータ

Fd：日照率，Fn：晴天率

1989年1月9日から3月26日(資料数77)の資料によって(5.7)式からCd，Cnを求め，(5.8)式の定数を決めた。その値を相関係数とともに表5-5に示す。

下向き長波放射量のパラメータCと日照率とは負の相関関係があり，晴天日と曇天日では放射収支成分の長波，短波の構成比に差異が生ずることになる。日中

および夜間の推定下向き長波放射量を実測値と比較したものを図5-5に示す。相対誤差はそれぞれ0.03，0.06であり，融雪計算への適用においては十分な精度が得られたものと考えられる。

以上，御明神調査地における気温，湿度，風速，日射量，下向き長波放射量の推定方法を示したが，これらの適用にあたっては，対象地域の地形等がおよぼす微気象特性や時期的な変動傾向を十分に反映させることが必要であろう。

表5-5　雲のパラメータCと日照率

日中 $Cd = d_0 \times Fd + d_1$			夜間 $Cn = g_0 \times Fn + g_1$		
d_0	d_1	相関係数	g_0	g_1	相関係数
-0.21	0.40	-0.80	-0.34	0.41	-0.57

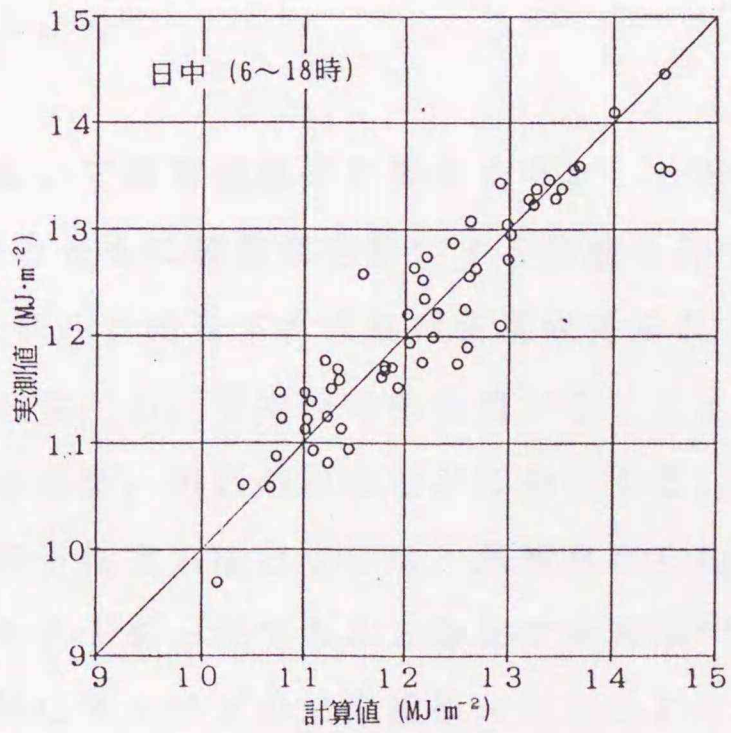


図5-5-①　計算下向き長波放射量と実測値(日中)

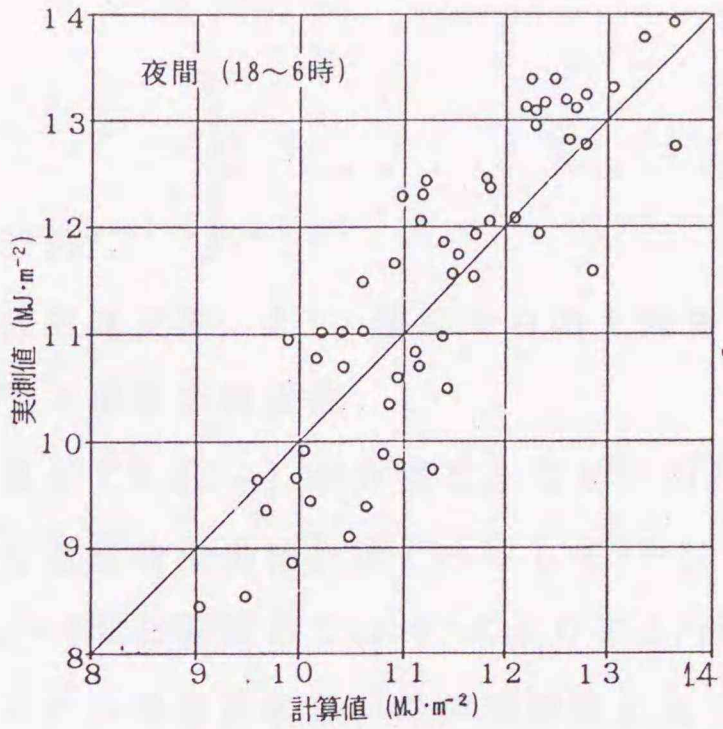


図5-5-② 計算下向き長波放射量と実測値(夜間)

2．推定した気象要素を用いた熱収支融雪モデルの適用

日単位の融雪モデルに気温，湿度，風速，日射量，下向き長波放射量の推定値を用いて融雪量の計算を試みた。なお，積雪密度とアルベドに関しては，つぎのような条件を前提とした。

(1) モデルの適用条件

モデルの計算過程において積雪密度を必要とするが，一般には密度資料の入手は困難である。積雪水量とともに積雪深を算定する機能を有する積雪・融雪変換モデル[63]を，この融雪モデルと結合すれば推定密度が得られる。しかしここでは融雪期，積雪期の密度を一定とし，平均的な値を用いることとした。アルベドは太陽高度，積雪の粒径，含水量，汚れの程度などに依存する。融雪流出解析に用いられている簡単なアルベド推定方法としては，降雪日からの経過日数を用いる方法[11]や，融雪期間のアルベドを一定であると仮定する方法[26]などが用いられている。一方，モデル自体にアルベドの推定機構が内包されていれば理想的であるが，このことについては後述する。ここではつぎに示す方法によって融雪期，積雪期の平均的なアルベドを求めて融雪計算に用いた。

放射収支量Q_R，日射量S，下向き長波放射量$L\downarrow$，雪面からの上向き長波放射量$L\uparrow$が既知であれば，アルベドa_lは(5.9)式で示される。すなわち，この式にお

いてQ_Rを実測値，S，$L\downarrow$をそれぞれ(5.4)，(5.7)式による推定値としてアルベドを算出する。

$$\left.\begin{aligned} a_l &= 1 - \frac{(Q_R - L\uparrow + L\downarrow)}{S} \\ L\uparrow &= \varepsilon_s \cdot \sigma \cdot (T_s + 273)^4 \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (5.9)$$

a_l：アルベド，Q_R：放射収支量，$L\uparrow$：雪面からの上向き長波放射量

ε_s：雪面の射出率，T_s：積雪表面温度

雪の射出率は雪質によって0.82～0.99の値をとるといわれている[62]。しかし積雪表面からの長波放射を近似的に黒体放射とみなして[43),51)]，ε_s=1とした。

融雪期についてはT_s＝0℃と仮定して(5.9)式よりアルベドを推定した。3ヵ年の表層融雪が開始した日から消雪日あるいは観測最終日までの推定されたアルベドの経日変化を図5-6に示した。また，比較のために札幌における1983年のアルベドの観測例[10]を図5-6に破線で示した。

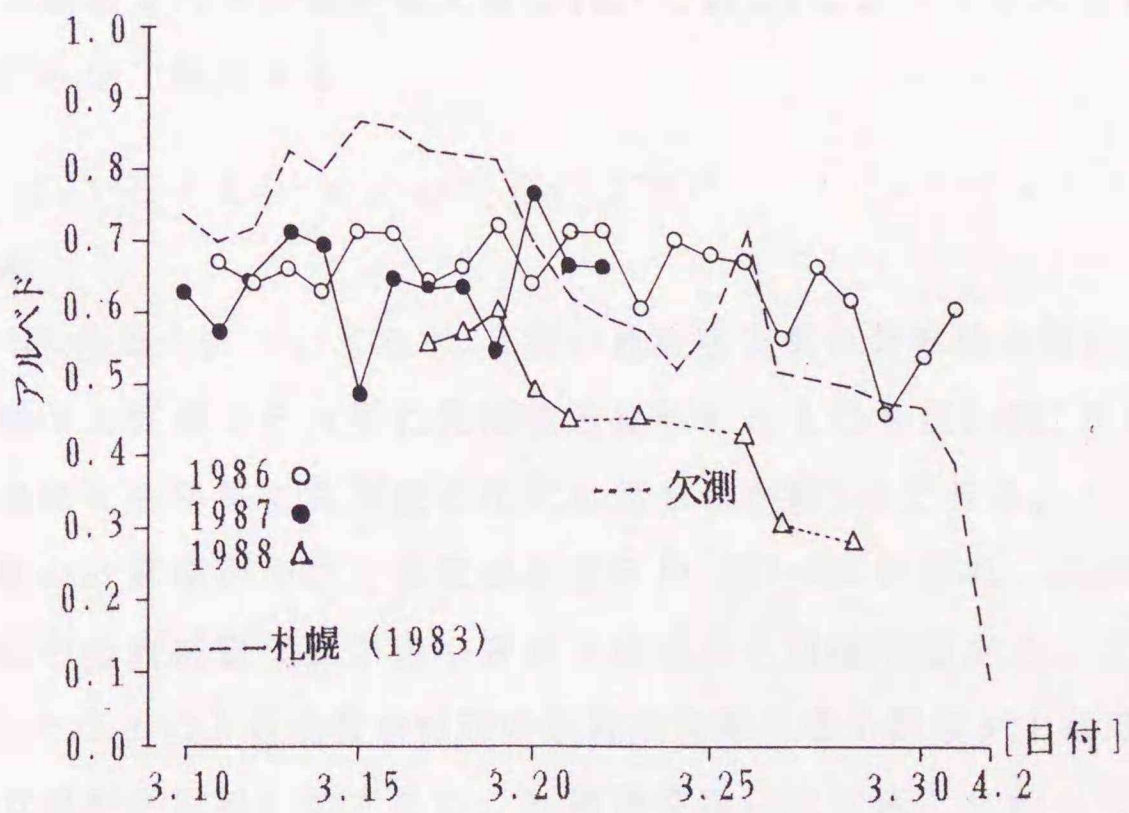


図5-6　推定アルベドの経日変化

表5-6　推定平均アルベド

	1986	1987	1988
融雪期	0.65	0.64	0.47
積雪期	0.71	—	—

推定値は札幌の値と比べて，やや変化に乏しいが，日数の経過とともにに漸減する傾向がうかがえる。ただし，1986年では消雪日である4月 1日に4cmの降雪があったために，その日のアルベドが大きな値となっている。また，1987年では降雨のため消雪日前に観測を中止したため，観測最終日の推定アルベドは他の年の消雪日の値に比べてやや大きい。1988年の推定値と札幌の観測例では消雪日付近でアルベドが急減するが，石川ら[10]が指摘するように積雪の減少による地表面の影響を受けたものと考えられる。

積雪期については当該期間の日中におけるT_sの実測値を参考にして$T_s=T-2$℃と仮定して，(5.9)式によりアルベドを求めた。各年の融雪期，1986年積雪期の推定アルベドの平均値を表5-6に示す。

1988年の平均アルベドが1986，1987年に比べて小さいが，雫石観測所の降雪資料によれば，この年の融雪期には他の2年と比べて降雪が少なかったためと考えられる。

したがって熱収支式中の放射収支量Q_Rは(5.10)式によって与えられ，融雪モデルの計算過程の中で確定する。

$$Q_R=(1-a_l)\cdot S+L\downarrow-\varepsilon_s\cdot\sigma\cdot(T_s+273)^4 \quad \cdots\cdots\cdots(5.10)$$

(2) 適用結果

T_{Mlim}=-5℃の場合について日中，夜間の放射収支量の計算値を図5-7に，また，日融雪流下量の計算値をそれぞれ実測値と比較したものを図5-8に示した。さらにこれらの経日変化を年毎に実測値と比較したものが図5-9である。

融雪流下量の計算値が小さく算定される日が 図5-8にみられ，このような日は図5-7-①の日中の放射収支量が過小評価された日とほぼ一致する。これはアルベドを一定としたことによる消雪日付近の放射収支量の過小評価が主な原因である。融雪流下量の相対誤差は0.27であり，実測値を用いた計算と比較して9%ほど推定精度が劣る。また，積雪期の適合性をみるために求めた1986年の融雪流下の開始日は3 月10日となり，実測日よりも 2日早く融雪流下量が算出された。

T_{Mlim}=-10℃とした場合は融雪流下の開始日は実測と一致し，融雪流下量の算出においてはほぼ同じ結果が得られた。

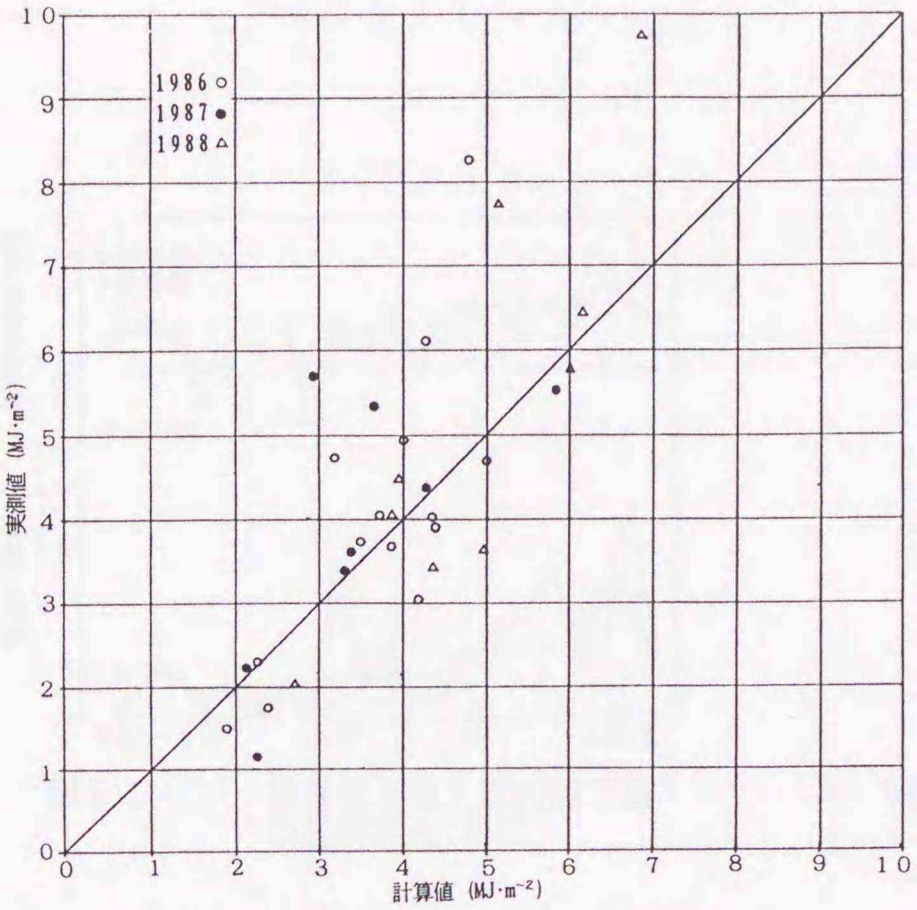


図5-7-① 計算放射収支量と実測値(日中)

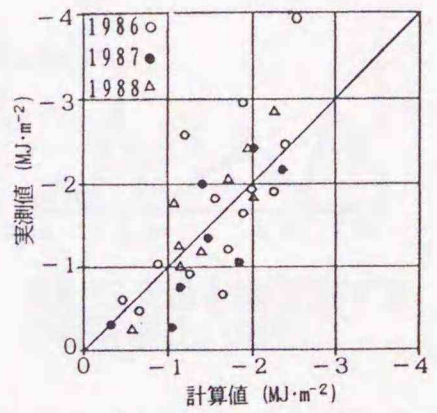


図5-7-② 計算放射収支量と実測値(夜間)

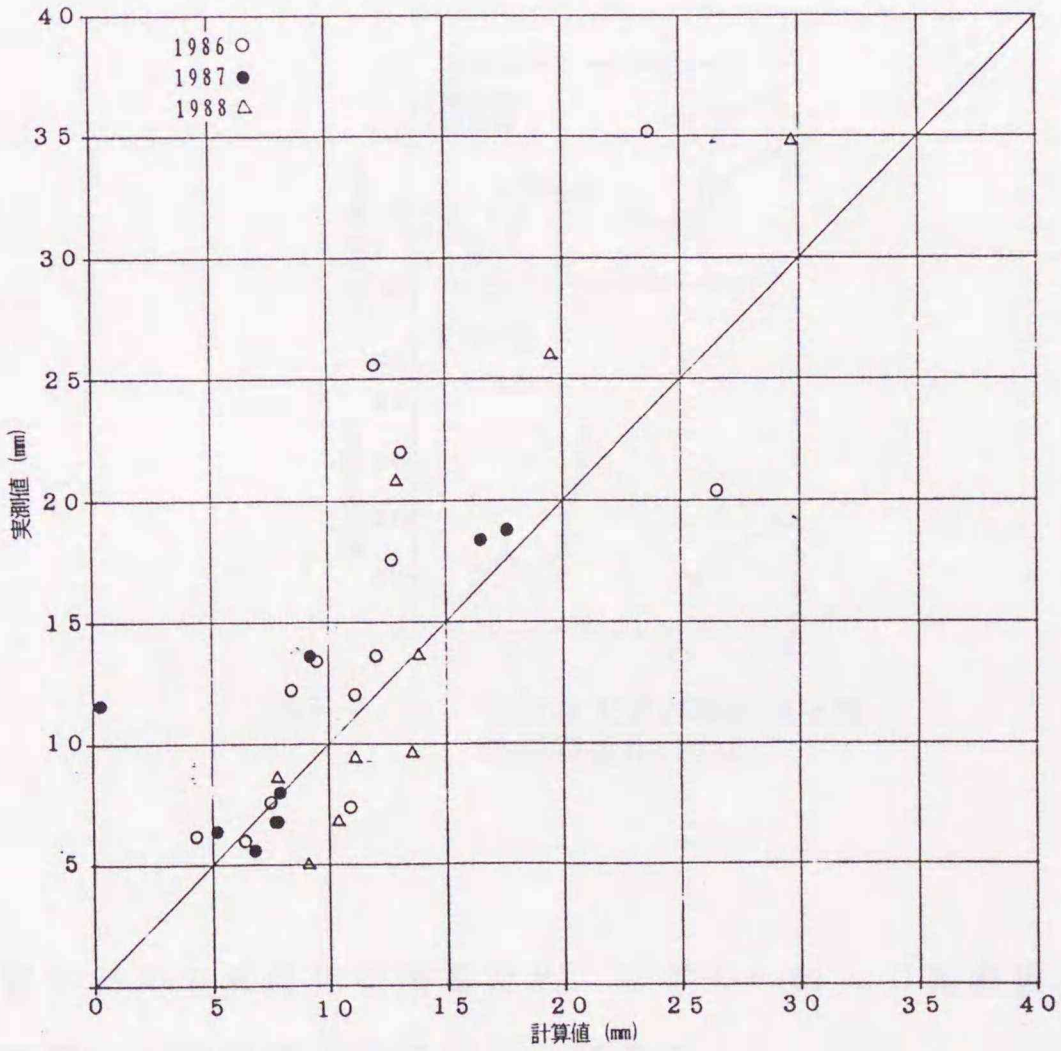


図5-8 推定気象要素を用いた融雪流下量と実測値

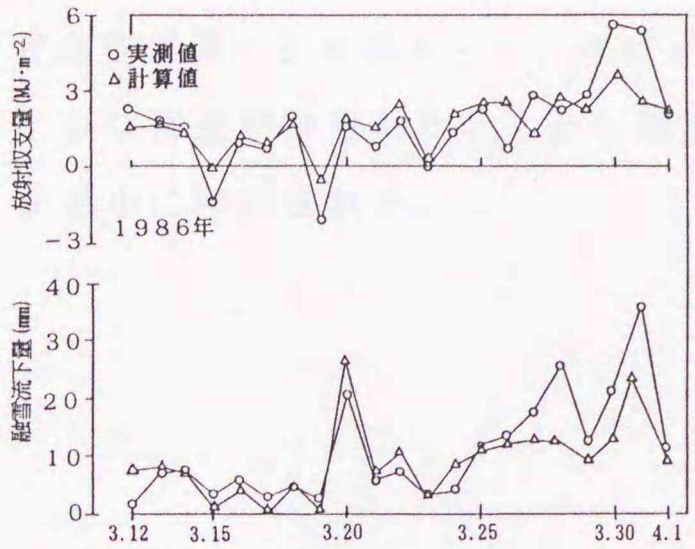


図5-9-①　放射収支量と融雪流下量の経時変化(1986)

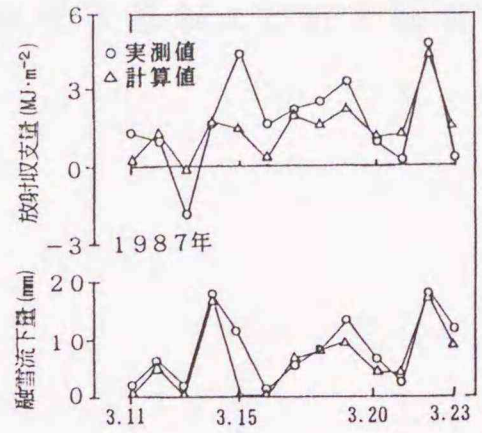


図5-9-②　放射収支量と融雪流下量の経時変化(1987)

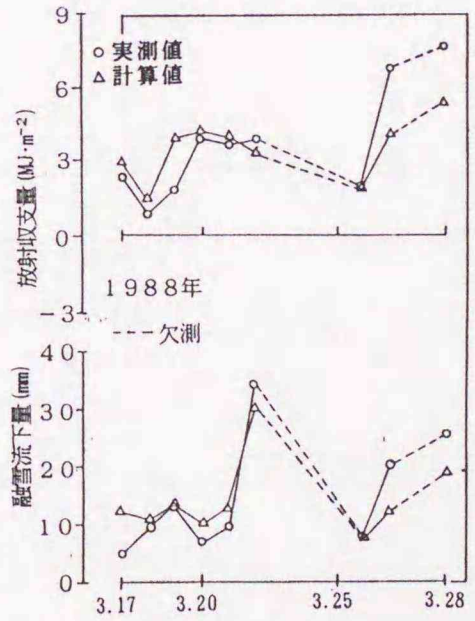


図5-9-③　放射収支量と融雪流下量の経時変化(1988)

3．まとめ

熱収支融雪モデルの汎用化を図るため，モデルへの入力気象要素の推定方法を示し，これを用いて融雪流下量の推定を試みた。

①　日最高・最低気温，日平均・最小湿度，日平均風速および日照時間を用いて，日融雪流下量を求める場合のモデルへの入力気象要素である12時間平均気温，同

湿度，日射量，下向き長波放射量の推定方法を示した。推定された気象要素の精度は概ね良好であった。

② 上記の入力気象要素の推定値を用いて日融雪流下量を求めたところ，その推定精度は概ね良好であった。特にアルベドがほぼ一定とみなせる期間においては，十分な精度が得られた。しかし消雪日付近では放射収支量および計算融雪流下量が過小に評価された。

Ⅵ．熱収支積雪・融雪モデル

前章では気象月報に記載されている簡単な気象要素によって熱収支要素，日融雪流下量の推定を行った。

しかしこの段階の融雪モデルは降水形態の判別機能や積雪水量，積雪深の算出機構をもたない融雪モデルであり，積雪調査資料を援用しない限り融雪流出解析には用いることができない。そこで本章では，モデルの拡張を目的として積雪密度，アルベド等の推定方法を現地調査資料を用いて検討を行った。この結果から従前の推定気象要素を用いた日単位の熱収支融雪モデルを積雪深，積雪水量，積雪密度，アルベド等の経時変化の推定も可能な熱収支積雪・融雪モデルに拡張し，札幌，湯田，釜淵，高坂，上越（高田），刀利の 6地点に適用するとともに，その適合性を検討した。

1．積雪密度とアルベドおよび気象要素の推定

融雪モデルでは，計算過程で積雪密度やアルベドを必要とするが，前章までの融雪モデルでは実測値や仮定した値を与えていた。

アルベドは太陽高度・方位，雪質，含水量，個体粒子による積雪表面の汚れ等によって変動し，0.40～0.95の値をとる。したがってアルベドの経時変化を把握し，その算定機能を熱収支積雪・融雪モデルに内包させることが重要な検討課題となる。

融雪流出解析で扱われるアルベドは，根雪期間を適宜区切って各期間で一定としたものや降雪後の経過日数の関数として与えたものが見受けられる[11),49)]。一方，小島[21)]は雪質とアルベドの関係を論じ，積雪表層 3～ 5cmの密度とアルベドの関係を示し，近年では近藤ら[32)]が積雪密度を指標としたアルベドのパラメータ化を行った。そこでアルベドの変化について密度変化との関係に着目し，現地調査資料を用いて密度の推定方法と併せて検討を進めた。

(1) 積雪密度の推定

積雪密度の増加の原因には融雪，風圧，積雪層中の水蒸気の移動，焼結，自重による圧縮などがあげられるが，積雪粒子が自重によって塑性変形することに起因する粘性圧縮がその支配的要因である。

積雪が粘性圧縮するとき，ある積雪層の密度ρはそこに作用する上載荷重Wに比例して増加し，その関係は(6.1)式で示される[15]。

$$\frac{W}{\eta}=\frac{1}{\rho}\frac{d\rho}{dt} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(6.1)$$

W：積雪層に作用する上載荷重，ρ：積雪密度，η：圧縮粘性係数，t：時間

ηは圧縮粘性係数とよばれる比例定数で小島の観測によると乾き密度の関数として(6.2)式で与えられる。

$$\eta=\eta_0\cdot e^{K\rho} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(6.2)$$

η_0：$\rho=0$のときの圧縮粘性係数，K：定数

η_0は実際にはありえない$\rho=0$のときの圧縮粘性係数として定義されている。Kは定数であり$\log\eta$とρの直線関係の傾きとして与えられる。これらの値は小島によって$\eta_0=1.0\times10$ kg·d·m^{-2}, $K=21.0\times10^{-3}$m^3·kg^{-1}などが得られており，以下の計算ではこの値を用いる。また，ぬれ雪のη_0，Kも乾き雪の場合と変わらないと仮定する[31]。(6.2)式を(6.1)式に代入して整理すると(6.3)式となる。なお，(6.3)式中の記号Eiは(6.4)式で定義される積分指数関数を意味する。

$$\overline{Ei}(K\rho)=\frac{1}{\eta_0}\int_0^t W\,dt+\overline{Ei}(K\rho_0) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots(6.3)$$

$$\overline{Ei}(X)=\int_0^{-x}\frac{e^{-x}}{X}\,dX \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(6.4)$$

$\overline{Ei}$：積分指数関数，ρ_0：初期密度

ただしここでは$K=21.0\times10^{-3}$m^3·kg^{-1}とした積雪密度の範囲（50～500kg·m^{-3}）で，この計算に供される積分指数関数の簡便式(6.5)を作成し，計算の簡略化を図った。

$$\left.\begin{aligned}&X=K\rho\\&\overline{Ei}(X)\fallingdotseq 10^{0.34X-0.049} \quad 1.05\leqq X\leqq 10.5\end{aligned}\right\}\cdots\cdots\cdots\cdots(6.5)$$

この式の逆関数で求められた積雪密度は，関数数値表から得られる値と比較して，同範囲における相対誤差は0.03であり，実用上十分な精度をもつものと考えられる。

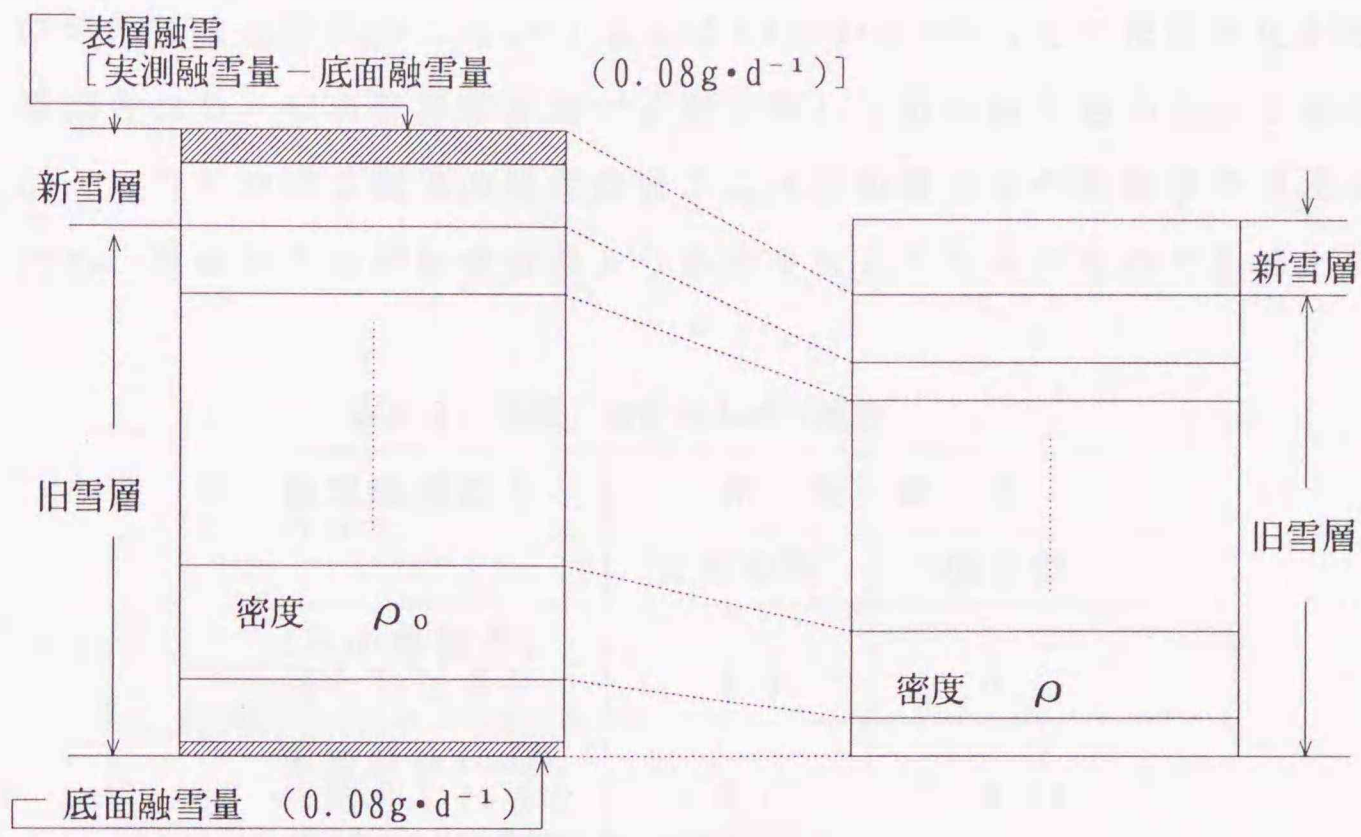


図6-1　計算の模式図

現地調査で得た気温，降水量，融雪流下量と付近の気象庁雫石観測所で観測された降雪深によって積雪密度の算定を試み，さらに表層密度とアルベドの回帰式を求めた。計算はつぎのように進める(図6-1)。

先ず降水形態の判別を行う。ここでは判別基準温度を0℃としたが，0℃以上でも降雪深が観測された場合は雪と判別し，正確を期した。

ついで表層融雪を積雪上層から，また底面融雪を積雪下層からそれぞれ逐次差し引き，積雪水量が決まる。ここでの底面融雪とは御明神調査地での平均底面融雪量[33]0.08g・d^{-1}であり，実測された融雪流下量から0.08g・d^{-1} を差し引いたものを表層融雪相当分とした。

さらに(6.3)式から積雪層の密度が決まり，積雪深が算定される。計算にあたっては，降雪密度をパラメータとして実測積雪全層密度と最も良く適合する値を試算によって探索した。また積雪成層のとりかたは1日の降雪を1層とするものが一般的であるが，先に示した小島の検討例に習い，表層 3cmの密度とアルベドの回帰式を得るために，降雪時の降雪深を 1cmに細分した計算も併せて行い，その結果を比較した（表6-1）。 いずれの場合も最適な降雪密度として80kg・m^{-3}が得られたが，推定精度に差異は認められなかった。

1日の降雪を1層としたときの積雪深，積雪全層密度の推移を実測値と比較したものをそれぞれ図6-2の(a)，(b)に示した。計算値の再現性はおおむね良好であ

り，この年の積雪は平均的に$\eta_0 = 1.0 \times 10 \times kg \cdot d \cdot m^{-2}$のもとで密度変化が進んだものと推測される。なお計算積雪深が期間を通して数cmほど過小となる傾向がみられるが，この年の調査露場の積雪深観測点付近の積雪深が微地形や卓越風向の影響のため，露場の平均的な積雪深よりもやや大きくなったためであると考えられる。

表6-1　密度，積雪深の相対誤差

積雪階層のとりかた	相対誤差	
	全層密度	積雪深
1日の降雪を1層とした場合	0.05	0.11
降雪深を1cm層に細分した場合	0.04	0.11

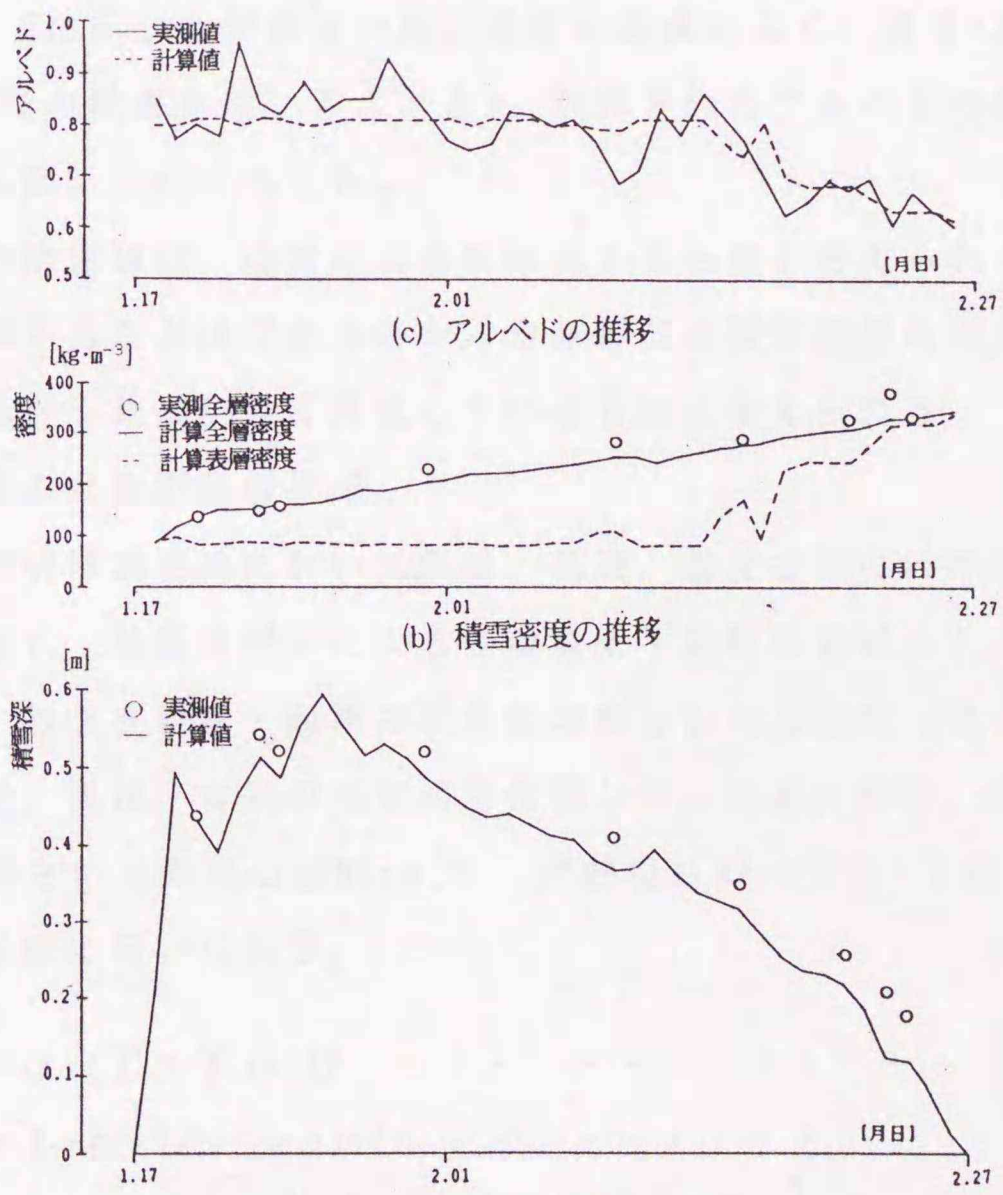


図6-2　積雪深，積雪密度，アルベドの推移

表6-2　アルベドの回帰式

表層密度(ρu)の定義	$a l$(ｱﾙﾍﾞﾄﾞ)$= c_0 \times \rho u$(kg･m^{-3})$+ c_1$			
	相関係数	$c_0 \times 10^{-3}$	c_1	相対誤差
1日の降雪を1層とした最上層の密度	-0.77	-0.78	0.87	0.06
上層3cmに含まれる積雪層の平均密度	-0.81	-0.81	0.88	0.05

(2) アルベドの推定

このようにして得られた積雪表層密度とアルベドの回帰式(6.6)を求めた。ここでの積雪表層密度ρuとは，1日の降雪を1層とした積雪最上層の密度，または上層3cmに含まれる積雪層の平均密度である。

$$a l = c_0 \times 10^{-3} \times \rho u + c_1 \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (6.6)$$

$a l$：アルベド，ρu：積雪表層密度(kg･m^{-3})，c_0，c_1：係数

結果を表6-2に示したが両者の推定精度に差異はなく，積雪･融雪モデルでは簡便な表6-2上段の結果を用いることとし，計算されたアルベドの推移を実測アルベドと比較して図6-2(c)に示した。

アルベドの推定値は，積雪の含水に起因するものと考えられる実測値の急激な低下には追従することはできないが，全体的には積雪密度の増加にともなうアルベドの減少過程を比較的良く再現しているものと考えられる。

(3) 適用地点の気象要素の推定

前章では御明神調査地において気温，風速，湿度などの12時間平均値を求める推定式を作成し，融雪モデルによる日融雪流下量計算を試みた。

ここでは，熱収支積雪・融雪モデルの対象としたとした 6地点について，同様に気温，湿度，風速，日射の推定式を作成した。なお，気温，湿度，風速の推定値は次式で示される顕熱Q_A(MJ･m^{-2})，潜熱Q_E(MJ･m^{-2})，下向き長波放射量$L\downarrow$(MJ･m^{-2})の算定に用いられる。

$$Q_A(Ts) = \alpha \cdot (T - Ts) \cdot U \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (6.7)$$

$$Q_E(Ts) = l \cdot \beta \cdot (e - es) \cdot U \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (6.8)$$

$$\left.\begin{aligned} &\varepsilon a = (0.51 + 0.066\sqrt{e}) \cdot (1 + C) \quad \varepsilon a \leqq 1.0 \\ &L\downarrow = \varepsilon a \cdot \sigma \cdot (T + 273)^4 \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (6.9)$$

T：気温(℃)，U:風速($m \cdot s^{-1}$)，e：水蒸気圧(hPa)

Ts:積雪表面温度(℃)，es:積雪表面の水蒸気圧(hPa)

l：蒸発・凝結潜熱($MJ \cdot kg^{-1}$)

α：係数($MJ \cdot m^{-2} \cdot h^{-1} \cdot (℃ \cdot m \cdot s^{-1})$)

β：係数($kg \cdot m^{-2} \cdot h^{-1} \cdot (hPa \cdot m \cdot s^{-1})$)

σ：ｽﾃﾌｧﾝﾎﾞﾙﾂﾏﾝ定数($5.670 \times 10^{-14} \cdot MJ \cdot s^{-1} \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$)

εa：大気の射出率，C：雲のパラメータ

推定式の作成には，これら要素の 1時間値を必要とするが，それらの観測値が得られた表6-3に示す年の資料を用いた。また，日射の推定式の作成には対象地点から最も近い気象官署資料（表6-4）を用いた。ただし湯田では近藤[29]が湯田に隣接する沢内で得た推定式を用いた。

表6-3　推定式作成に用いた資料

	気　温	湿　度	風　速
札　幌	1985～1986	1985～1986	1985～1986
湯　田	1984～1985	1964～1965	1984～1985
釜　淵	1974～1975	高坂準用	高坂準用
高　坂	1985～1986	1985～1986	1985～1986
上　越	1984～1985	1984～1985	1984～1985
刀　利	1984～1985 1985～1986	1984～1985 1985～1986	1984～1985 1985～1986

表6-4　日射回帰式を作成した気象官署

	気　象　官　署
札　幌	札幌管区気象台
湯　田	（沢内）
釜　淵	山形地方気象台
高　坂	山形地方気象台
上　越	高田測候所
刀　利	富山地方気象台

表6-5　積雪期，融雪期の境界日（積雪期最終日）

地　区	月．日
札　幌	2.18
湯　田	3.21
釜　淵	3. 8
高　坂	3. 8
上　越	2.15
刀　利	2.21

1） 気温

先にならって気温日変化を，最低気温から最高気温までを直線で，最高気温から夕刻の気温変化の変曲部までを最高気温を極値とする二次曲線で，また変曲部から翌日の最低気温までを直線で近似し，積雪期，融雪期別の推定式を作成した。

積雪期と融雪期の区分は対象地点のモデル適用年において，積雪水量が最大となる日の平均値を目安として表6-5のように決めたものである。

対象地点で得られた気温日変化の諸元すなわち最低気温時刻t_A，最高気温時刻t_B，変曲部時刻t_Cならびに変曲部時刻の気温$T_C = \upsilon \cdot [T_{max}(i) + T_{min}(i)]$の係数$\upsilon$を積雪期，融雪期の別に表6-6に示す。

表6-6　気温日変化の諸元

地　区	期　別	最低気温時刻（t_A）	最高気温時刻（t_B）	変曲時刻（t_C）	変曲時刻気温係数（υ）
札　幌	積　雪	7	13	19	0.50
	融　雪	6	13	19	0.50
湯　田	積　雪	7	13	19	0.40
	融　雪	6	13	19	0.33
釜　淵	積　雪	5	13	20	0.67
	融　雪	5	13	20	0.40
高　坂	積　雪	6	14	18	0.20
	融　雪	6	14	18	0.40
上　越	積　雪	2	13	21	0.50
	融　雪	3	13	21	0.60
刀　利	積　雪	6	12	18	0.33
	融　雪	6	14	18	0.40

上越の最低気温時刻が積雪期で2時，融雪期で3時であり他の地点の6時前後と比較して大きく異なっているが，このことは既に指摘したように推定式の作成に際して地域特性を十分考慮しなければならないことを示している。式(6.10)～(6.15)は各地点の気温推定式であるが，10^{-3}以下の係数をもつ項を無視して表示した。

夜間，日中別の平均気温の相対誤差を表6-7に示した。気温の変化に乏しい積雪期や融雪期夜間に推定誤差が大きいものがみられるが，最も融雪量算定に関与する融雪期の日中は良好な結果となっている。

－札幌－

［積雪期］

夜間(18～6時)

$$T_n = 0.30 \times T_{max}(i-1) + 0.70 \times T_{min}(i)$$

日中(6～18時)

$$T_d = 0.33 \times T_{min}(i) + 0.62 \times T_{max}(i) + 0.05 \times T_{min}(i+1)$$

［融雪期］

夜間(18～6時)

$$T_n = 0.28 \times T_{max}(i-1) + 0.72 \times T_{min}(i)$$

日中(6～18時)

$$T_d = 0.29 \times T_{min}(i) + 0.66 \times T_{max}(i) + 0.05 \times T_{min}(i+1)$$

・(6.10)

－湯田－

［積雪期］

夜間(18～6時)

$$T_n = 0.24 \times T_{max}(i-1) + 0.66 \times T_{min}(i)$$

日中(6～18時)

$$T_d = 0.33 \times T_{min}(i) + 0.61 \times T_{max}(i) + 0.04 \times T_{min}(i+1)$$

［融雪期］

夜間(18～6時)

$$T_n = 0.19 \times T_{max}(i-1) + 0.64 \times T_{min}(i)$$

日中(6～18時)

$$T_d = 0.29 \times T_{min}(i) + 0.64 \times T_{max}(i) + 0.03 \times T_{min}(i+1)$$

・(6.11)

－釜淵－

［積雪期］

夜間(18～6時)

$$T_n = 0.38 \times T_{max}(i-1) + 0.79 \times T_{min}(i)$$

日中(6～18時)

$$T_d = 0.26 \times T_{min}(i) + 0.72 \times T_{max}(i) + 0.05 \times T_{min}(i+1)$$

［融雪期］

夜間(18～6時)

$$T_n = 0.24 \times T_{max}(i-1) + 0.65 \times T_{min}(i) + 0.05 \times T_{max}(i)$$

日中(6～18時)

$$T_d = 0.26 \times T_{min}(i) + 0.70 \times T_{max}(i) + 0.03 \times T_{min}(i+1)$$

・(6.12)

－高坂－
［積雪期］
夜間（18～6時）
$Tn = 0.10 \times Tmax(i-1) + 0.60 \times Tmin(i)$
日中（6～18時）
$Td = 0.33 \times Tmin(i) + 0.58 \times Tmax(i) + 0.02 \times Tmin(i+1)$
［融雪期］
夜間（18～6時）
$Tn = 0.20 \times Tmax(i-1) + 0.70 \times Tmin(i)$
日中（6～18時）
$Td = 0.33 \times Tmin(i) + 0.60 \times Tmax(i) + 0.04 \times Tmin(i+1)$ ・(6.13)

－上越－
［積雪期］
夜間（18～6時）
$Tn = 0.15 \times Tmax(i-1) + 0.79 \times Tmin(i) + 0.06 \times Tmax(i)$
日中（6～18時）
$Td = 0.19 \times Tmin(i) + 0.72 \times Tmax(i) + 0.10 \times Tmin(i+1)$
［融雪期］
夜間（18～6時）
$Tn = 0.17 \times Tmax(i-1) + 0.85 \times Tmin(i) + 0.04 \times Tmax(i)$
日中（6～18時）
$Td = 0.27 \times Tmin(i) + 0.71 \times Tmax(i) + 0.05 \times Tmin(i+1)$ ・(6.14)

－刀利－
［積雪期］
夜間（18～6時）
$Tn = 0.15 \times Tmax(i-1) + 0.65 \times Tmin(i)$
日中（6～18時）
$Td = 0.25 \times Tmin(i) + 0.63 \times Tmax(i) + 0.10 \times Tmin(i+1)$
［融雪期］
夜間（18～6時）
$Tn = 0.20 \times Tmax(i-1) + 0.70 \times Tmin(i)$
日中（6～18時）
$Td = 0.33 \times Tmin(i) + 0.60 \times Tmax(i) + 0.04 \times Tmin(i+1)$ ・(6.15)

Tn：夜間（18～6時）の平均気温，Td：日中（6～18時）の平均気温
$Tmax(i)$：当日の最高気温（℃），$Tmin(i)$：当日の最低気温（℃）
ただし$(i+1)$は翌日，$(i-1)$は前日。

表6-7　気温の相対誤差

地点	積雪期		融雪期	
	夜間	日中	夜間	日中
札幌	0.27	0.17	0.41	0.12
湯田	0.54	0.30	0.33	0.12
釜淵	0.80	0.46	0.40	0.11
高坂	0.57	0.37	0.61	0.15
上越	0.56	0.57	0.31	0.30
刀利	0.60	0.52	0.65	0.27

2)　湿度

湿度の日変化も同様に(6.16)式で近似し，各地点で期別に得られた位相角θを表6-8に示した。夜間，日中の平均湿度は$H(t)$を積分して得られるが，その相対誤差を表6-9に示す。ただし札幌，湯田については1日4回の観測値のみであり，昼夜別の平均湿度を求め得ないため時間値の相対誤差を記した。

$$Rh(t)=a_0+a_1\cdot\cos\left(\frac{2\pi}{Pd}\ t+\theta\right)\quad\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(6.16)$$

t：時間，$Rh(t)$：時間tの湿度，a_0：定数（日平均湿度）

a_1：振幅（日平均湿度と最小湿度の差），Pd：周期（24時間），θ：位相角

表6-8　湿度推定式の位相角

地　点	位相角θ	
	積雪期	融雪期
札　幌	-0.59	-0.34
湯　田	-0.70	-0.40
釜　淵	高坂準用	高坂準用
高　坂	-0.60	-0.64
上　越	-0.17	-0.29
刀　利	-0.48	-0.59

表6-9　湿度の相対誤差

地　区	積　雪　期		融　雪　期	
札　幌	0.16		0.15	
湯　田	0.05		0.08	
	夜　間	日　中	夜　間	日　中
高　坂	0.10	0.09	0.09	0.07
上　越	0.11	0.07	0.08	0.05
刀　利	0.09	0.08	0.07	0.06

3)　風速

時間風速を(6.17)式で示される風速ファクターによって昼夜別平均風速を推定する。

$U_{av}(i)$を当日の平均風速，$U_{av}(i-1)$を前日の平均風速とすれば夜間，日中別平均風速U_n，U_dは(6.18)式で示される。

$$U_{st}(t)=\frac{U(t)}{U_{av}} \qquad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (6.17)$$

$U_{st}(t)$：時間tの風速ファクター，$U(t)$：時間tの風速

U_{av}：日平均風速

$$\left.\begin{aligned} U_n &= 0.5\times[f_1\times U_{av}(i-1)+f_2\times U_{av}(i)] \\ U_d &= f_3\times U_{av}(i) \end{aligned}\right\} \cdots\cdots\cdots (6.18)$$

U_n：夜間(18～6時）の平均風速，U_d：日中(6～18時）の平均風速

表6-10　風速ファクター

地　点	期　別	f_1	f_2	f_3
札　幌	積雪期	0.90	0.90	1.10
	融雪期	0.84	0.78	1.19
湯　田	積雪期	0.74	0.68	1.29
	融雪期	0.56	0.54	1.45
釜　淵	高坂準用			
高　坂	積雪期	0.93	0.85	1.11
	融雪期	0.96	0.78	1.13
上　越	積雪期	0.94	1.08	0.99
	融雪期	0.84	0.96	1.10
刀　利	積雪期	1.01	1.01	0.99
	融雪期	1.01	1.07	0.96

表6-11　風速の相対誤差

地　点	積　雪　期		融　雪　期	
	夜　間	日　中	夜　間	日　中
札　幌	0.28	0.11	0.47	0.12
湯　田	0.73	0.23	0.45	0.14
高　坂	0.42	0.18	0.38	0.17
上　越	0.43	0.21	0.49	0.24
刀　利	0.46	0.23	0.32	0.25

なお，f_1，f_2，f_3は、それぞれ19～24時，1～6時，7～18 時の風速ファクターの平均値である。上式fの値を表6-10に示したが，日中に大きく夜間に小さい風速日変化の傾向は湯田において顕著である。札幌，高坂と上越の融雪期ではわずかにその傾向が認められるものの，刀利および上越の積雪期では風速の日変化は見られず，平均的には一日を通してほぼ一定である。推定風速の相対誤差を表6-11に示した。

4)　日射量と下向き長波放射量

日射量の推定には，大気上端水平面日射量で規格化した日射量と日照率との回帰式（(6.19)式）を用いた。

$$S = S_0 \cdot \left(b_0 \cdot \frac{n}{Nd} + b_1 \right) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (6.19)$$

S　：日射量(MJ・m^{-2}・d^{-1})

S_0：大気上端における水平面日射量(MJ・m^{-2}・d^{-1})

n　：日照時間(h)

Nd：可照時間(h)

回帰式の係数b_0，b_1を表6-12に示したが，その推定には札幌ではモデルの解析対象の 7冬期間を含む10冬期間，山形では解析対象の 7冬期間，高田は解析対象年のうち資料の揃っている 4冬期間，富山では解析対象年を含む 4冬期間の資料を用いたものである。なお，湯田で用いる回帰式は隣接する沢内で近藤ら[29]が求めたものである。

なお，長波放射量の推定には前章で検討した(6.9)式を用いた。

表6-12　日射の回帰式

気象官署	適用地点	b_0	b_1	相関係数
札幌管区気象台	札幌	0.512	0.216	0.91
（沢内）	湯田	0.515	$n \neq 0$ 0.193 $n = 0$ 0.137	−
山形地方気象台	釜淵・高坂	0.507	0.250	0.89
高田測候所	上越	0.586	0.168	0.93
富山地方気象台	刀利	0.566	0.197	0.93

2．熱収支積雪・融雪モデル

(1) 熱収支積雪・融雪モデルの概要

熱収支積雪・融雪モデルは，Ⅴ章で示した推定気象要素を用いた熱収支融雪モデルに降水形態の判別方法，また本章 1節で検討した積雪密度およびアルベドの推定機構を加えたものであり，長期融雪流出解析に適用可能なものである。

熱収支積雪・融雪モデルの主な機能である降水形態の判別，融雪過程，密度変化と積雪深の算定について概説する。

1)　降水形態の判別方法

一般的な降水形態の判別は基準温度によって降水を降雪または降雨に判断するが，ここでは積雪・降雪分離型モデル[65]の方法を踏襲し，判別に正確を期した。降雪深にこのモデルのパラメータである降雪密度を乗じて降雪量を算定する。降水量のうち，降雪量をこえるものを降雨量とする（(6.20)式）。ただし降水量とモデルの日界に相違があるが，時間に分配して夜間，日中の降雪深，降水量に修正する。たとえば降水量が9時日界のときには，夜間の降水，降雪は当日の12/24，日中のそれは 当日の3/24と翌日の9/24の和を充当することになる。

$$Ps = Hn \cdot \rho s,\quad Pr = P - Ps \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (6.20)$$

Ps：降雪量(kg・m^{-2})，Hn：降雪深(m)，ρs：降雪密度(kg・m^{-3})，

P：降水量(kg・m^{-2})，Pr：降雨量(kg・m^{-2})

2)　融雪過程

融雪過程の諸計算は熱収支融雪モデルと同様である。ただし熱収支融雪モデル

では融雪流下量を求めることに目的があり，日々の積雪水量が既知であることを前提に計算を進めた。一方，熱収支積雪・融雪モデルでは融雪流下量はもとより積雪水量も算定するモデルであるため，融雪水の凍結分や冷却貯熱量を相殺した降雨相当分を積雪水量に加える過程などが付加されている。

熱収支融雪モデルを検討した御明神調査地では，厳冬期において積雪深が50cm前後で推移することが多く，積雪表面から底面に達する大きな温度勾配を生ずる。このため雪温分布の観測値を参考に，計算過程で算出される積雪平均温度に対して下限値を設け，冷却貯熱量の成因として積雪層熱流の影響を考慮した。しかし一般にはその下限値の参考となる資料を得ることは困難であること，また，対象とした6地点についてはいずれも御明神調査地よりも積雪深が平均的に大きいため，積雪層熱流の影響は少ないものと考え，冷却貯熱量は積雪表層の熱交換によってのみ形成されるものとしてモデルの適用を試みた。

3)　密度変化と積雪深の推定

熱収支積雪・融雪モデルでは1日の降雪によって形成された積雪層を一つの単位として，積雪層毎の積雪水量を計算し，(6.3)式によって密度を算定する。

なお，近藤ら[31]は外気の影響を考慮して，(6.21)式で示される表層密度の圧縮粘性係数の低下ファクターを気温の関数として提案したが，モデルの適用にあたってはこの式を応用する。したがって積雪の最上層（表層）密度は(6.22)式で算定される。

$$A = 10^{-(0.179\cdot\overline{T}+2.15)} + 0.0015 \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (6.21)$$

A：粘性係数の低下ファクター，$\overline{T}$：平均気温(℃)

$$\overline{Ei}(K\rho) = \frac{1}{A\cdot\eta_0}\int_0^t W\,dt + \overline{Ei}(K\rho_0) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (6.22)$$

熱収支融雪モデルでは，2)の過程で必要な積雪深と積雪密度を積雪水量とともに既知のものとして与えていたが，熱収支積雪・融雪モデルではこれらの計算値を用いる。またアルベドも先に検討した積雪表層密度との回帰式を用いることによって算定可能となった。したがって，熱収支積雪・融雪モデルによって融雪流下量，積雪水量，積雪密度，積雪深，アルベド等が推定できる。

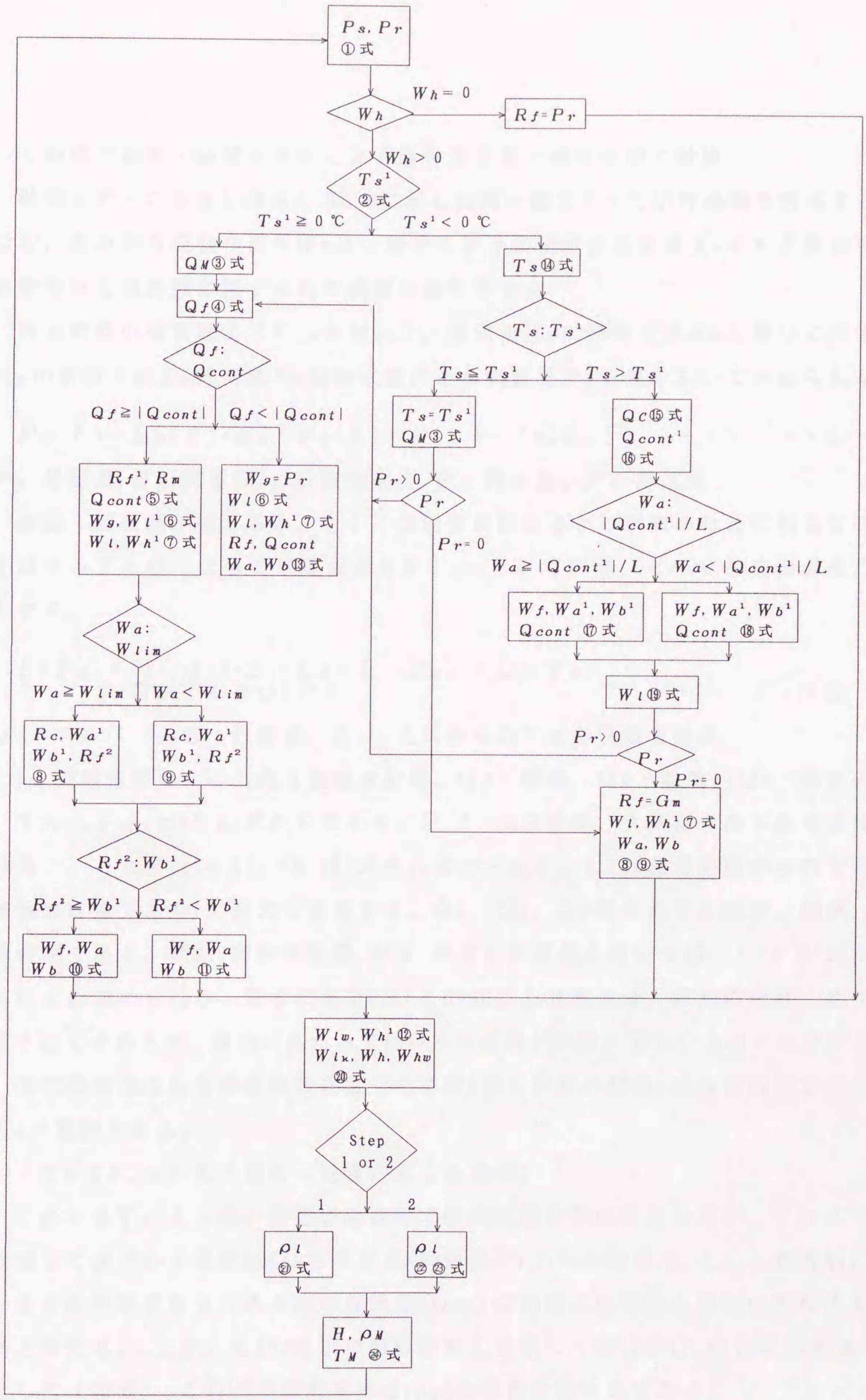


図6-3　積雪・融雪モデルの流れ図

(2) 熱収支積雪・融雪モデルによる融雪流下量と積雪諸量の計算

融雪モデルの場合と同様に図6-3に示した流れ図によって計算過程を詳述する。なお，流れ図の最初の記号Whは，後述のように積雪水量を表す。また変数右肩の添数字はその変数に関する計算過程を意味する。

降水形態の判別は①式にしたがって，降雪深Hnに降雪密度ρsを乗じて降雪量Psが求められる。降雨量Prは降水量Pから降雪量Psを差し引いて求められる。

$$Ps(t)=Hn(t)\cdot\rho s,\quad Pr(t)=P(t)-Ps(t) \qquad \cdots\cdots\cdots ①$$

Ps:降雪量，Hn:降雪深，ρs:降雪密度，P：降水量，Pr:降雨量

凍結・熱伝導が起こるか，もしくは融雪が起こるかの判別のために熱収支式②をはさみうち法によって積雪表面温度Tsについて解き，その解を指標温度Ts^1とする。

$$F(Ts)=(1-a_l)\cdot S+L\downarrow-L\uparrow(Ts)+Q_A(Ts)+Q_E(Ts)+Q_P=0 \qquad \cdots\cdots\cdots ②$$

a_l：アルベド，S：日射量，$L\downarrow$：大気からの下向き長波放射量

$L\uparrow$：積雪表面からの上向き長波放射量，Q_A：顕熱，Q_E：潜熱，Q_P：降水の熱

アルベドa_lは(6.6)式から求める。S, $L\downarrow$は日射量，大気からの下向き長波放射量で，それぞれ(6.9)，(6.19)式から求められる。$L\uparrow$は積雪表面からの上向き長波放射量であり(5.9)式で算定する。Q_A，Q_E，Q_Pはそれぞれ顕熱，潜熱，降水の熱である。顕熱，潜熱は気温，湿度，風速の推定値を用いて(6.7)，(6.8)式からそれぞれ求められる。降水の熱Q_Pは(4.6)式により降水量，降水の温度，比熱の積として求めるが，算出にあたっては降水の温度が気温に等しいものと仮定する。

②式の右辺は日射の正味吸収量である第1項と降水の熱Q_P以外は積雪表面温度Tsの関数である。

1) $Ts^1(t)\geqq 0$℃の場合（融雪が起こる場合）

このときTs^1より低い積雪表面温度で③式右辺の和は正となるが，$Ts=0$℃と仮定して③式から融雪熱Q_Mを求める。降雨量Prがある場合は，これも積雪層における負の熱の積算値である冷却貯熱量$Qcont$の相殺に融雪熱と同様に寄与するものと考える。したがってPrに氷の融解潜熱Lを乗じて融雪熱Q_Mに加え総熱量Q_fとして（④式），これが冷却貯熱量$Qcont$との熱交換にあずかる。

$$Q_M(t)=(1-a_l)\cdot S+L\downarrow-L\uparrow(Ts)+Q_A(Ts)+Q_E(Ts)+Q_P \cdot ③$$

$$Q_f(t)=Q_M(t)+L\cdot Pr(t) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots④$$

Q_M：融雪熱，Q_f：総熱量

a．$Q_f(t)\geqq|Qcont(t)|$の場合

日中，積雪表層への熱が正に転じて融雪流下が起こるまでの過程では，内部昇温を含む熱伝導や内部融解，表層融雪の流下水による熱交換が行われるが，ここでは冷却貯熱量$Qcont$と総熱量Q_fとの直接的な熱交換が起こるものとする。

冷却貯熱量$Qcont$のすべてが総熱量Q_fによって相殺されるので，次ステップへの$Qcont(t+1)$は0となり，その余剰熱量（$Q_f-|Qcont|$）を氷の融解潜熱で除した値が流下可能量R_f^1となる（⑤式）。

積雪・融雪モデルでは積雪水量の計算過程が含まれているため，融雪相等分を積雪水量から減じなければならない。そのため，熱交換後の流下可能量R_f^1から表層融雪寄与分R_mを分離する必要が生ずる。そこでその比率R_m/R_f^1と総熱量にしめる融雪熱の比率Q_M/Q_fが等しいものと仮定し，R_mを⑤式で算定する。

$$\left.\begin{aligned} R_f^1(t)&=\frac{Q_f(t)-|Qcont(t)|}{L}\\ Qcont(t+1)&=0\\ R_m(t)&=R_f^1(t)\cdot\frac{Q_M(t)}{Q_f(t)}\end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots⑤$$

R_f^1：流下可能量，$Qcont$：冷却貯熱量，R_m：表層融雪相当量

このとき，Q_fのうち降雨相等分は負の貯熱量$Qcont$によって0℃の氷に相変化する。その量W_gは冷却貯熱量を凍結量に換算した$|Qcont|/L$に，総熱量Q_fにしめる$L\cdot Pr$の比率を乗じて求める。凍結した降雨量W_gは積雪の一部を形成し，各層の積雪水量W_{l_i}と全積雪水量W_hの比に応じて分布するものとし，積雪水量は増加する（図6-4，⑥式）。

$$\left.\begin{aligned} W_g(t)&=|Qcont(t)|\cdot\frac{Pr(t)}{Q_f(t)}\\ W_{l_i}^1(t+1)&=W_{l_i}(t)+W_g(t)\cdot\frac{W_{l_i}(t)}{W_h(t)}\end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots⑥$$

W_g：凍結した降雨量，W_{l_i}：積雪各層の保留水を含まない積雪水量

W_h：保留水を含まない積雪水量（W_{l_i}の和）

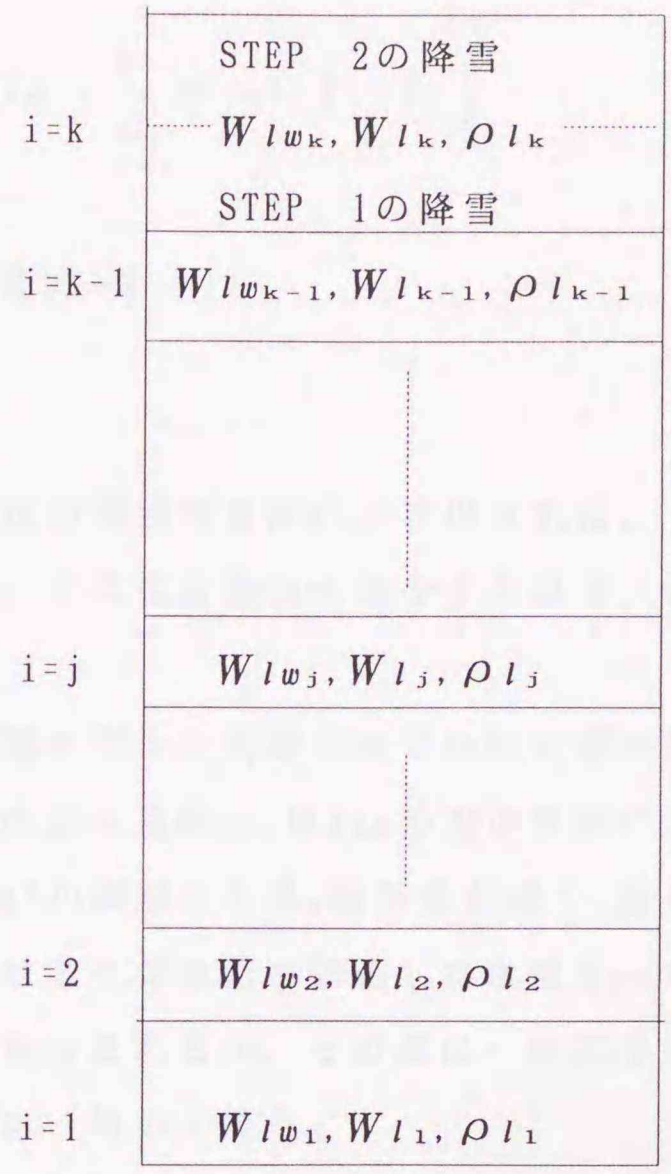


図6-4　積雪層の模式図

なお図6-4に記されているW_{lw}は後述する保留水を含む積雪水量である。

融雪には表層融雪と底面融雪があり，これらによる積雪水量の減少過程はつぎの計算手順による。

表層融雪量R_mは積雪最上層から，底面融雪量G_mは最下層から逐次融雪量を差し引く。第j層を対象とすれば，$R_m(t) > \Sigma W_{l_i}{}^1(t+1)$，$G_m > \Sigma W_{l_i}{}^1(t+1)$のとき，⑦式のように表現される。ただし第2ステップ（日中）の計算では，第1ステップで形成された第K層から融雪が起こるので，この場合，⑦式中の総和記号の添字K-1はKと書き換えられる。この計算の後に計算過程の積雪水量$W_h{}^1$が決まる。なお，底面融雪量は各適用地点とも0.1g・d^{-1}と仮定した。

$$
\left.
\begin{aligned}
W_{l_j}(t+1) &= W_{l_j}{}^{1}(t+1) - \left[R_m(t) - \sum_{i=j+1}^{k-1} W_{l_i}{}^{1}(t+1) \right] \\
&\quad - \left[G_m - \sum_{i=1}^{j-1} W_{l_i}{}^{1}(t+1) \right] \\
W_h{}^{1}(t+1) &= \sum_{i=1}^{k-1} W_{l_i}(t+1)
\end{aligned}
\right\} \quad \cdots ⑦
$$

G_m：底面融雪量

融雪を差し引いた後の積雪水量$W_h{}^1$が算出された。この$W_h{}^1$は前ステップの積雪水量よりも小さく，その保水能力も減少するので，積雪の保水に関する諸量を調節する。

前章で提案した融雪モデルと同様に積雪の最大保水能W_{lim}は積雪水量$W_h{}^1$の2％で与える。現時点の保水量W_aとW_{lim}の大小関係によって，計算過程の保水量$W_a{}^1$，保水可能量$W_b{}^1$が調節される。融雪量が多く，前ステップの積雪水量と$W_h{}^1$の差が大きくなるとなると保水能を超過した水量R_cが積雪層を離脱する。これには底面融雪による分も含まれるが，その量は一般に少ないので，ここでは表層融雪によるものとともに一括して扱う。

$W_a(t) \geq W_{lim}(t)$の場合

積雪水量の減少にともない，その2％で与えられる最大保水能W_{lim}も減少し，前ステップの保水量W_aを保持できなくなる。そのために遊離水R_cが保水量W_aと更新された最大保水能W_{lim}の差として与えられる。したがって計算過程の保水量$W_a{}^1$は最大保水能W_{lim}と等しくなり，保水能$W_b{}^1$は0となる。遊離水R_cは流下可能量$R_f{}^1$に加えられ，新たなに流下可能量$R_f{}^2$が算出される。

の一部となる。

$$
\left.
\begin{aligned}
R_c(t) &= W_a(t) - W_{lim}(t) \\
W_a{}^{1}(t+1) &= W_{lim}(t) \\
W_b{}^{1}(t+1) &= 0 \\
R_f{}^{2}(t) &= R_f{}^{1}(t) + R_c(t)
\end{aligned}
\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ⑧
$$

R_c：保水能の減少による遊離水，W_a：保水量，W_b：保水能，W_{lim}：最大保水能

$Wa(t) \geqq Wlim(t)$の場合

積雪水量の減少とともに最大保水能$Wlim$は減少するが，前ステップの保水量Waはそのまま保持され，遊離水Rcは生じない。したがって保水能Wbのみが最大保水能$Wlim$の減少にともなって変化する。

$$\left.\begin{aligned} &Rc(t) = 0 \\ &Wa^1(t+1) = Wa(t) \\ &Wb^1(t+1) = Wlim(t) - Wa(t) \\ &Rf^2(t) = Rf^1(t) \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ⑨$$

以上で積雪の保水に関する諸量の調節が終了し，流下可能量Rf^2と保水能Wb^1の大小関係から流下量Rfおよび保水量Wa，保水能Wbが決まる(⑩，⑪式)。

$Rf^2(t) \geqq Wb^1(t+1)$の場合

流下可能量Rf^2のうち保水能Wb^1分が保留され，これに底面融雪量Gmを加えて流下量Rfが確定する。このとき保水量Waはその最大量である$Wlim$となり，保水能Wbは0となる。

$$\left.\begin{aligned} &Rf(t) = Rf^2(t) - Wb^1(t+1) + Gm \\ &Wa(t+1) = Wlim(t) \\ &Wb(t+1) = 0 \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ⑩$$

$Rf^2(t) < Wb^1(t+1)$の場合

保水能が大きいので，流下可能量Rf^2はすべて保留され，流下量Rfは底面融雪量Gmのみとなる。また保留量Wa^1，保水能Wb^1はそれぞれRf^2分増減する。

$$\left.\begin{aligned} &Rf(t) = Gm \\ &Wa(t+1) = Wa^1(t+1) + Rf^2(t) \\ &Wb(t+1) = Wb^1(t+1) - Rf^2(t) \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ⑪$$

保留水Waも積雪を形成する各層の積雪水量Wl_iと全積雪水量Wh^1の比に応じて分布するものと仮定する。したがって保留水を含むぬれ状態の各層の積雪層水

量W_{lw}と全層の積雪水量$W_{hw}{}^1$は次式で与えられる。

$$\left.\begin{aligned} W_{lw_i}(t+1) &= W_{l_i}(t+1) + W_a(t+1)\cdot\frac{W_{l_i}(t+1)}{W_h{}^1(t+1)} \\ W_{hw}{}^1(t+1) &= \sum_{i=1}^{k-1} W_{lw_i}(t+1) \\ \text{または}\ W_{hw}{}^1(t+1) &= W_h{}^1(t+1) + W_a(t+1) \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots ⑫$$

W_{lw}：保留水を含む各層の積雪水量，W_{hw}：保留水を含む全積雪水量

なお以上のぬれ状態の積雪水量は積雪密度の計算の荷重として用いられる。

b．$Q_f(t) < |Q_{cont}(t)|$の場合

流下量R_fは底面融雪G_mのみであるが，冷却貯熱量Q_{cont}は総熱量Q_fとの熱交換のため減少する。このときQ_{cont}によって凍結にあずかる降雨量W_gが全降雨量P_rと等しくなるが，そのほかの積雪水量，最大保水能等の計算はaの場合に準じて行う。

$$\left.\begin{aligned} R_f(t) &= G_m \\ Q_{cont}(t+1) &= Q_{cont}(t) + Q_f(t) \\ W_a(t+1) &= 0 \\ W_b(t+1) &= W_{lim}(t) \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots ⑬$$

2)　$T_s{}^1(t) < 0$℃の場合（積雪層で凍結，熱伝導が生じる場合）

このとき伝導熱量Q_Cを求めるため，$(1-\alpha_l)\cdot S$，$L\downarrow$，および顕熱Q_A，潜熱Q_E，降水の熱Q_Pの総和を負とするT_s（$T_s{}^1 < T_s < 0$℃）を熱伝導項⑮式を含む熱収支式⑭式をT_sについて解いて求める。

$$\begin{aligned} F(T_s) = (1-\alpha_l)\cdot S + L\downarrow - L\uparrow(T_s) + Q_A(T_s) \\ + Q_E(T_s) + Q_P + Q_C(T_s) = 0 \end{aligned} \quad \cdots\cdots\cdots ⑭$$

$$Q_C(t) = \frac{2\cdot K_s\sqrt{\Delta t}}{\sqrt{K_s\cdot\pi / C_s\cdot\rho_u}}\ (T_M - T_s) \quad \cdots\cdots\cdots ⑮$$

Q_C：伝導熱量，K_s：熱伝導率，C_s：比熱，ρ_u：積雪表層密度

Δt：時間，T_M：積雪平均温度

なお，熱伝導率K_sの算出には(4.11)式（Devauxの式）を用いた。

a．$Ts > Ts^1$の場合

このTsのもとでQcが決まり，冷却貯熱量は⑯式のように増加する。

$$Qcont^1(t+1) = Qcont(t) + Qc(t) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ⑯$$

冷却貯熱量Qcontによって，積雪に保留されているWaの凍結が起こるものとして，$Qcont^1$とその時点の保水量Waとの大小関係の比較を行い，凍結量Wfが決まる（⑰，⑱式）。

$Wa(t) > |Qcont^1(t)|/L$の場合

$Qcont^1$のすべてが，保留水の凍結に消費されて，次ステップへのQcont$(t+1)$は0となる。したがって保留水Waの一部は凍結量Wfとなり，保留量WaはWf分減少し，保水能WbはWf分増加する。

$$\left.\begin{aligned} Wf(t) &= \frac{|Qcont^1(t)|}{L} \\ Wa^1(t+1) &= Wa(t) - Wf(t) \\ Wb^1(t+1) &= Wb(t) + Wf(t) \\ Qcont(t+1) &= 0 \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ⑰$$

Wf：凍結量

$Wa(t) \leqq |Qcont(t)|/L$の場合

すべての保留量Waが凍結量Wfに転じ，保留量Waは0となって，保水能Wbは最大保水能Wlimと等しくなる。また冷却貯熱量Qcontは凍結に消費された$L \cdot Wa$分だけ減少する。

$$\left.\begin{aligned} Wf(t) &= Wa(t) \\ Wa^1(t+1) &= 0 \\ Wb^1(t+1) &= Wlim(t) \\ Qcont(t+1) &= Qcont^1(t+1) + L \cdot Wa(t) \end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots ⑱$$

凍結量Wfも積雪を形成する各層の積雪水量Wliと全積雪水量Wh^1の比に応じて分布するものと仮定する。したがって積雪各層の水量は⑲式にしたがって凍結分だけ増加する。

$$Wli^1(t+1) = Wli(t) + Wf(t) \cdot \frac{Wli(t)}{Wh^1(t)} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ⑲$$

b．$Ts(t)<Ts^1(t)$の場合

Ts^1を気象条件下の積雪表面温度の下限値と考え$Ts=Ts^1$で熱収支式③が釣合い，熱の移動が起こらないものとする。

a，bいずれの場合も，降雨がない限り流下量$Rf(t)$は底面融雪Gmのみであり，積雪水量，保留水に関する諸量の計算は⑦，⑧，⑨，⑫式に準じ，保水量Wa保水能Wbこの段階で確定する。

以上，全ての場合について降雪Psがあれば新雪層Wlkが形成されるか，または増加するが，前段までの積雪水量Wh^1にこれを加えて積雪水量Whが確定する。また含水状態の積雪水量Whw^1についても同様である（⑳式）。ここでは含水状態のWhwを積雪水量として後述する相対誤差を算定した。

$$\left.\begin{aligned}
&\text{第1ステップ}: Wlk(t+1)=Ps(t)\\
&\text{第2ステップ}: Wlk(t+1)=Wlk^1(t+1)+Ps(t)\\
&\quad Wh(t+1)=Wh^1(t+1)+Wlk(t+1)\\
&\quad Whw(t+1)=Whw^1(t+1)+Wlk(t+1)
\end{aligned}\right\} \quad \cdots\cdots\cdots ⑳$$

積雪密度の計算単位は降雪量の大小にかかわらず1 日の降雪を1 層として扱い，保留水を含む場合はこれを積雪水量の一部として密度を算出する。ただし，積雪の密度変化は支配的な要因である粘性圧縮によってのみ起こるものとして，融解・凍結などの影響は考慮しない。密度変化の計算は煩雑さを避け，1日1回第2ステップで行うため第1ステップでは前段階の密度が保存されることになる(㉑式)。

$$\rho li(t+1)=\rho li(t) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots ㉑$$

ρl：積雪各層の密度

第 2ステップでの密度の計算は㉒式を用い，最上層に位置する積雪層の密度計算は㉓式を用いるが，㉓の適用によってモデルの積雪深，積雪水量，全層密度の推定精度のバランスが全体的に向上することが確認されている。なお，積分指数関数の計算は簡便式(6.5)を用い計算の効率化を図った。

$$\overline{Ei}(K\rho)=\frac{1}{\eta_0}\int_0^t W\,dt+\overline{Ei}(K\rho_0) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots ㉒$$

W：積雪層に作用する上載荷重，ρ：積雪密度，ρ_0：初期密度

η_0：$\rho=0$のときの圧縮粘性係数，K：定数

$$\left.\begin{aligned}\overline{Ei}(K\rho)&=\frac{1}{A\cdot\eta_0}\int_0^t W\,dt+\overline{Ei}(K\rho_0)\\ A&=10^{-\langle 0.179\cdot\bar{T}+2.15\rangle}+0.0015\end{aligned}\right\}\quad\cdots\cdots\cdots\cdots\text{㉓}$$

A：圧縮粘性係数の低下ファクター，$\overline{T}$：平均気温

これによって各層の密度ρ_{1i}が確定し，積雪深H，全層平均密度ρ_Mが決まる。また積雪平均温度は㉔式で算定される。

$$T_M(t+1)=\frac{Qcont(t+1)}{\rho_M(t+1)\cdot Cs\cdot H(t+1)}\quad\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\text{㉔}$$

H：積雪深，ρ_M：全層平均密度

(3) 熱収支積雪・融雪モデルの適用

このモデルを札幌，湯田，釜淵，高坂，上越，刀利の 6地点に適用した。適用年数は同順で7ヵ年，6ヵ年，8ヵ年，7ヵ年，7ヵ年，3ヵ年であり，計38年である。

適用年数が地点によって異なるのは，積雪調査資料の有無を主眼において資料収集を行ったことが主な理由である。また，刀利では適用年数が3ヵ年と他地点と比べて少ないが，1984年以前では，モデルの適用に要する十分な資料が得られず，さらに明瞭な根雪期間がみられない少雪年を検討対象から除いたためである。

1) 適用条件

(6.6)，(6.7)式のα，βは気象条件や積雪の粗度などによって変化するが，札幌，湯田，釜淵，高坂，刀利はそれぞれ$1.34\times10^{-2}(MJ\cdot m^{-2}\cdot h^{-1}\cdot(℃\cdot m\cdot s^{-1})^{-1})$，$0.84\times10^{-2}(kg\cdot m^{-2}\cdot h^{-1}\cdot(hPa\cdot m\cdot s^{-1})^{-1})$とした。この値は小島ら[18]の雪面蒸発量の観測例を参考に定めたものであり，Ⅳ章で示したように，この値を用いた御明神調査地での熱収支の検討で良好な結果を得ている。

上越のβとして，気象要素測器(気温，湿度，風速)の設置高$Z=1.5$mの場合について1.19×10-2が報告されているが[18]，小島が多くの観測例を$Z=1.0$mについてまとめた範囲[21]（$\beta=0.8\sim1.0\times10^{-2}$，$\alpha=1.26\sim1.67\times10^{-2}$）よりもかなり大きいので，$1.0\times10^{-2}$と仮定した。また$\alpha$は$1.67\times10^{-2}$とした。これらの設定値は顕熱と水蒸気輸送のバルク係数が等しいとの仮定のもとで成立する(6.23)式を満

たしている。

$$\alpha = \frac{P \cdot C_p}{0.623} \cdot \beta \quad \cdots\cdots\cdots\

による密度増加の影響を相対的に強く受けるためと考えられる。また，接近している釜淵，高坂の降雪密度を比較すると高坂のそれがやや大きいが，このことは表3-2で示したように 1～3月での両地点の気温は高坂のほうがやや高い傾向にあるためと考えられる。

上越の降雪密度は，斉藤[59]が新潟県の臨海地域の松代，安塚，上越の 3地点をまとめた降雪密度の範囲(70～160kg･m^{-3}) からみて妥当な値であると考えられる。また，刀利の降雪密度は同じ北陸地方の上越に比べて小さく，湯田と同定度であった。これらの地点による降雪密度の差異は，降雪量，緯度，地形，標高などに依存すると考えられる。

表6-13-① モデルの評価(札幌)

適用年	計算の目的	降雪密度 (kg･m^{-3})	積雪深 相対誤差	積雪水量 相対誤差	全層密度 相対誤差	消雪日 のズレ
1972～1973	積雪深	90	0.16	0.21	0.15	5
	積雪水量	100	0.20	0.16	0.14	6
1973～1974	積雪深	90	0.22	0.20	0.17	5
	積雪水量	90	—	—	—	—
1974～1975	積雪深	90	0.11	0.23	0.15	2
	積雪水量	100	0.14	0.18	0.13	2
1975～1976	積雪深	90	0.12	0.24	0.16	10
	積雪水量	90	—	—	—	—
1976～1977	積雪深	100	0.16	0.17	0.08	9
	積雪水量	100	—	—	—	—
1979～1980	積雪深	100	0.10	0.12	0.14	4
	積雪水量	90	0.10	0.10	0.12	2
1980～1981	積雪深	100	0.12	0.08	0.15	1
	積雪水量	100	—	—	—	—
平 均	積雪深	94	0.14	0.18	0.14	5.1
	積雪水量	96	0.15	0.16	0.14	5.0

表6-13-②　モデルの評価(湯田)

適用年	計算の目的	降雪密度 ($kg \cdot m^{-3}$)	積雪深相対誤差	積雪水量相対誤差	全層密度相対誤差	消雪日のズレ
1968～1969	積雪深	60	0.08	0.09	0.11	0
	積雪水量	60	−	−	−	−
1970～1971	積雪深	70	0.09	0.11	0.11	0
	積雪水量	70	−	−	−	−
1971～1972	積雪深	60	0.15	0.15	0.08	-2
	積雪水量	70	0.21	0.10	0.09	-1
1972～1973	積雪深	70	0.13	0.11	0.13	-1
	積雪水量	70	−	−	−	−
1973～1974	積雪深	80	0.11	0.25	0.22	7
	積雪水量	70	0.15	0.18	0.20	4
1974～1975	積雪深	80	0.08	0.09	0.08	3
	積雪水量	80	−	−	−	−
平　均	積雪深	70	0.09	0.11	0.10	1.9
	積雪水量	70	0.11	0.10	0.10	1.3

表6-13-③　モデルの評価(釜淵)

適用年	計算の目的	降雪密度 ($kg \cdot m^{-3}$)	積雪深相対誤差	積雪水量相対誤差	全層密度相対誤差	消雪日のズレ
1966～1967	積雪深	110	0.11	0.12	0.10	-2
	積雪水量	110	−	−	−	−
1967～1968	積雪深	100	0.11	0.12	0.09	-4
	積雪水量	100	−	−	−	−
1968～1969	積雪深	90	0.11	0.11	0.07	-2
	積雪水量	90	−	−	−	−
1969～1970	積雪深	100	0.10	0.15	0.10	-3
	積雪水量	100	−	−	−	−
1972～1973	積雪深	120	0.13	0.12	0.26	-4
	積雪水量	120	−	−	−	−
1973～1974	積雪深	100	0.10	0.12	0.04	0
	積雪水量	100	−	−	−	−
1974～1975	積雪深	100	0.13	0.16	0.07	-5
	積雪水量	100	−	−	−	−
1975～1976	積雪深	90	0.11	0.15	0.16	-1
	積雪水量	90	−	−	−	−
平均	積雪深	101	0.11	0.13	0.11	2.6
	積雪水量	101	−	−	−	−

表6-13-④　モデルの評価(高坂)

適用年	降雪密度 ($kg \cdot m^{-3}$)	積雪深 相対誤差	消雪日 のズレ
1667～1968	110	0.11	0
1968～1969	90	0.11	-1
1969～1970	100	0.07	0
1972～1973	130	0.09	-1
1973～1974	110	0.14	1
1974～1975	110	0.13	-1
1975～1976	110	0.13	1
平　均	108	0.11	0.7

表6-13-⑤　モデルの評価(上越)

適用年	計算の目的	降雪密度 ($kg \cdot m^{-3}$)	積雪深 相対誤差	積雪水量 相対誤差	全層密度 相対誤差	消雪日 のズレ
1968～1969	積雪深	140	0.09	0.11	0.10	-2
	積雪水量	140	—	—	—	—
1969～1970	積雪深	140	0.12	0.15	0.07	0
	積雪水量	140	—	—	—	—
1971	積雪深	120	0.08	0.22	0.14	-2
	積雪水量	130	0.09	0.17	0.13	0
1973～1974	積雪深	140	0.13	0.15	0.10	-2
	積雪水量	140	—	—	—	—
1975	積雪深	140	0.12	0.11	0.13	-1
	積雪水量	140	—	—	—	—
1976	積雪深	120	0.13	0.17	0.16	1
	積雪水量	110	0.19	0.17	0.16	0
1976～1977	積雪深	110	0.10	0.14	0.09	2
	積雪水量	110	—	—	—	—
平　均	積雪深	130	0.11	0.15	0.12	1.3
	積雪水量	130	0.12	0.14	0.11	1.0

表6-13-⑥　モデルの評価(刀利)

適用年	降雪密度 ($kg \cdot m^{-3}$)	積雪深相対誤差	消雪日のズレ
1984～1985	70	0.15	3
1985～1986	90	0.18	-1
1989	70	0.18	5
平　均	77	0.17	3.0

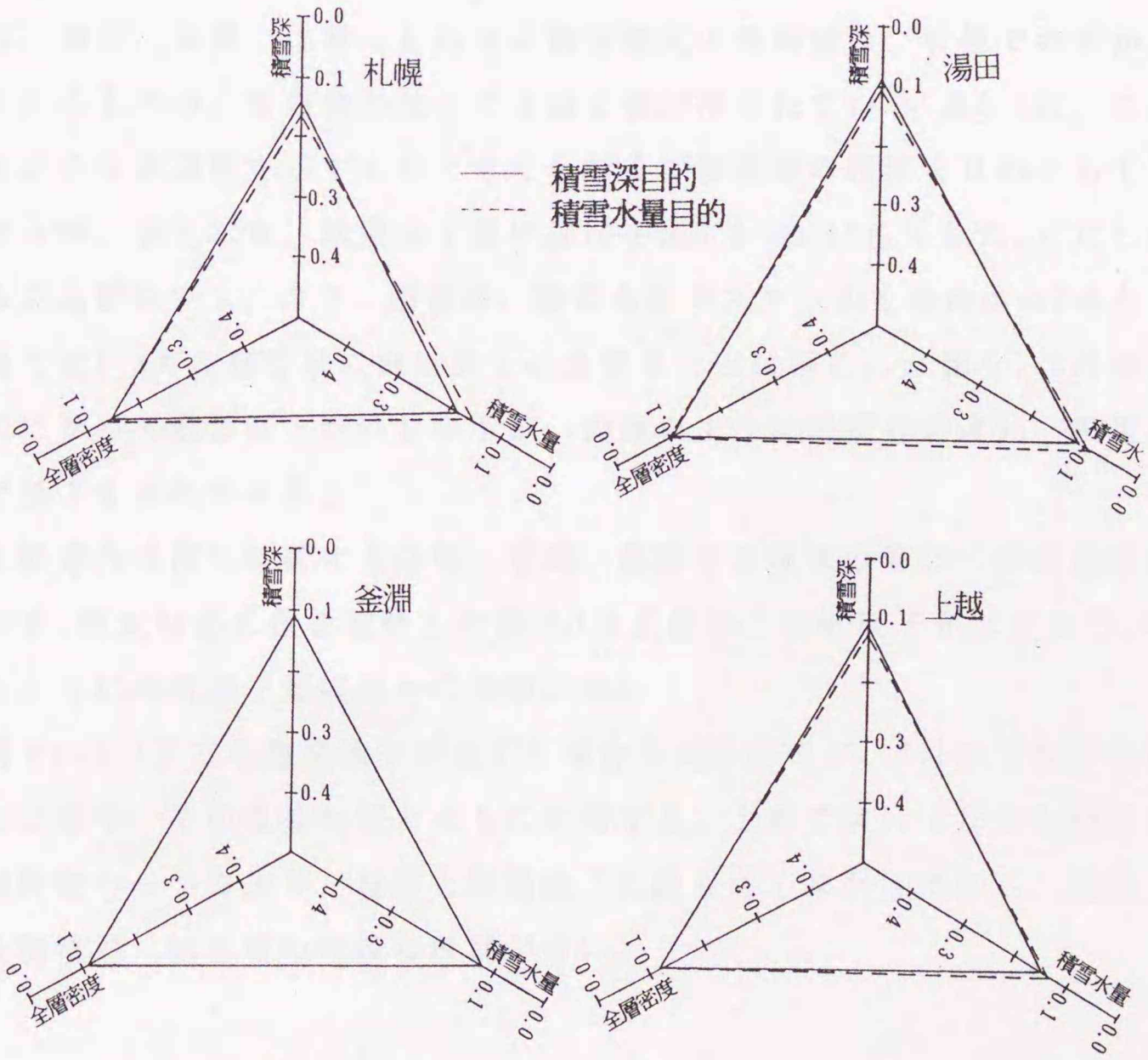


図6-5　相対誤差によるモデルの評価

消雪日のズレは札幌を除けばおおむね 3日程度である。札幌のズレが大きいのは，春先に増加する都市部道路の塵挨によるアルベドの減少によるものと考えられる。このことについて石井[6]は3月下旬の札幌郊外のアルベドが0.5であったが，ここから4km離れた札幌気象台構内のアルベドが0.2であったことを報告している。

この他に考えられる要因として建物による反射日射や長波放射の増加，気象要素の推定誤差などの影響等があげられる。

積雪・融雪計算では正確には積雪水量への適合性が重要である。しかし積雪水量の観測は普通にはなされておらず，積雪要素として容易に得られるのは積雪深のみである。したがって一般的には積雪深を対象としてパラメータを検索することになるが，積雪水量が得られている 4地点において，積雪深と積雪水量とを対象とした計算で同一のρsが得られたのは28例中21例である。

札幌，湯田，釜淵，上越の目的別の降雪密度の平均値は，札幌でわずかな相違がみられるものの，その他の地点では同じ値が得られている(表6-13)。このことは本モデルの汎用性を示すものと考えられる。積雪深の精度を目的として計算された積雪深，積雪水量，融雪流下量の推移を図6-6～6-11に示した。ただし札幌の積雪量が比較的少ないので，積雪深，積雪水量のスケールを他地点の2倍とした。

札幌では1,2月の積雪期に融雪流下を生ずることはほとんど無く，3月の上旬から中旬にかけて融雪流下がはじまるが，前述のように消雪日が遅れ，融雪期の適合性が低下する年がある。

東北地方内陸部に位置する湯田，釜淵，高坂での積雪の堆積－消耗過程は類似しており，最大積雪水量を記録した後の3月上旬から融雪流下がはじまり，時間の推移とともに融雪流下量は徐々に増加する。

刀利では1,2月でも融雪流下が生ずる場合も見られるが，2月の下旬から融雪流下がはじまり，その量は時間とともに漸増する。上越では1，2月でも降雨が多いことが特徴の一つであり，積雪と融雪流下を繰り返しながら推移し，他地点でみられる積雪期，融雪期の明瞭な区別がない。

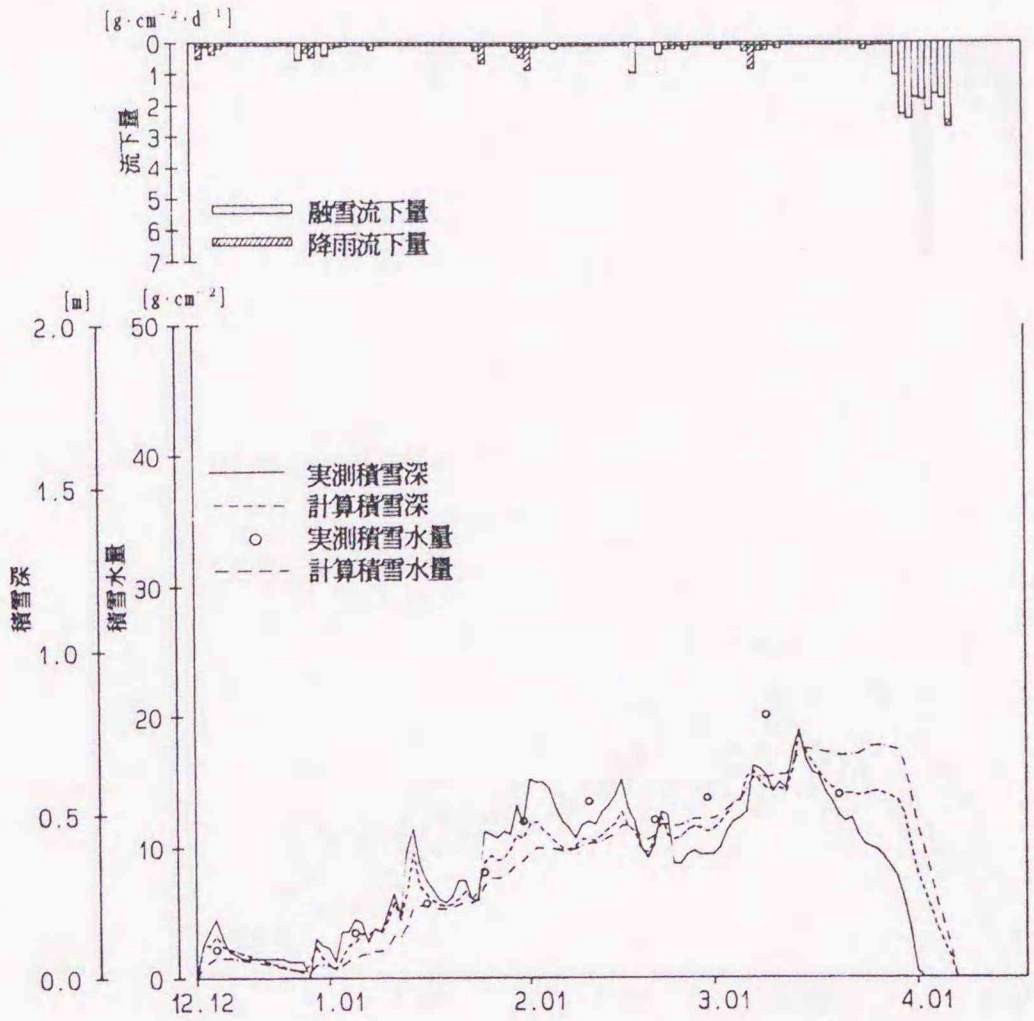


図6-6-①　札幌におけるモデルの適用結果(1972～1973)

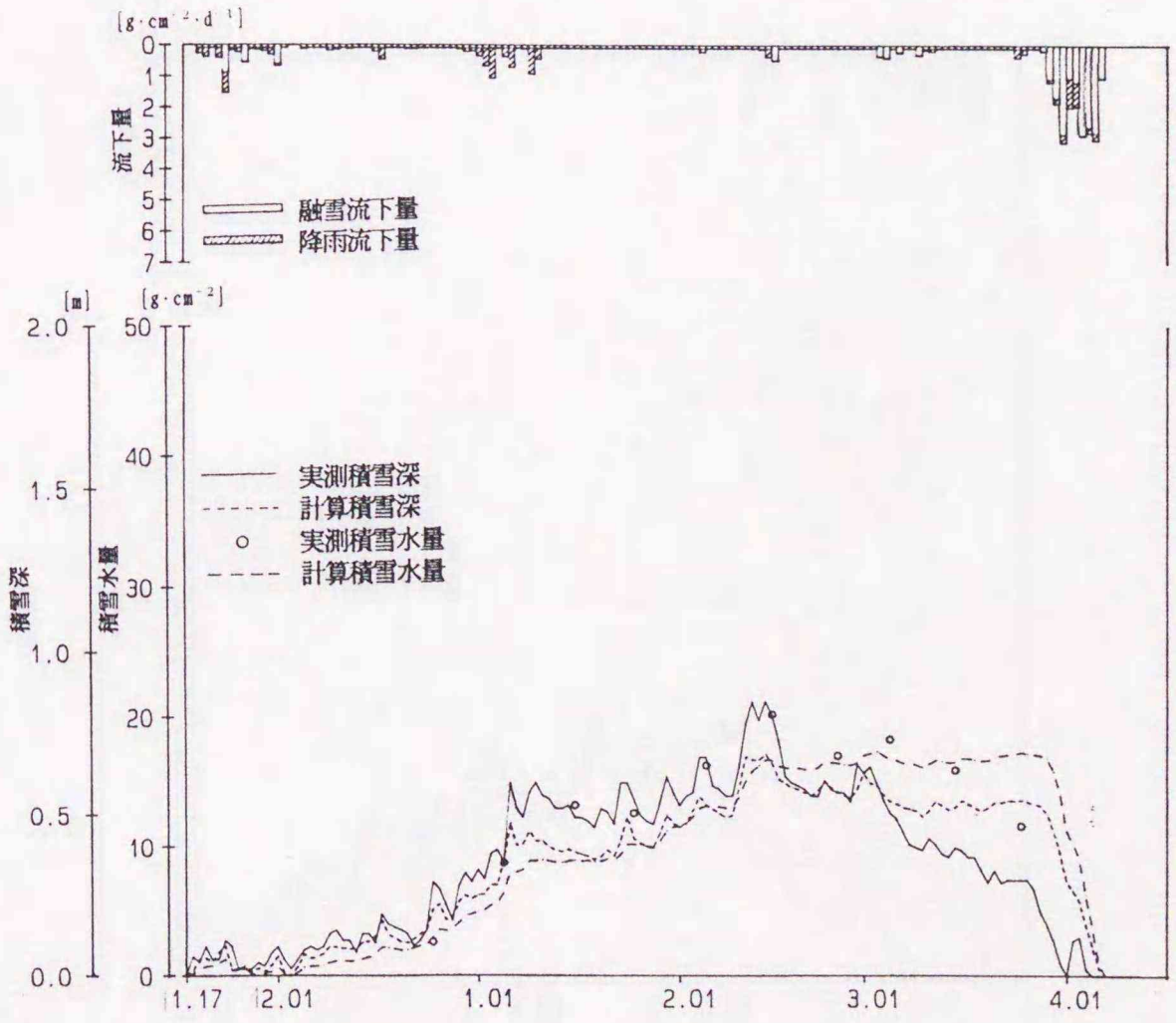


図6-6-②　札幌におけるモデルの適用結果(1973～1974)

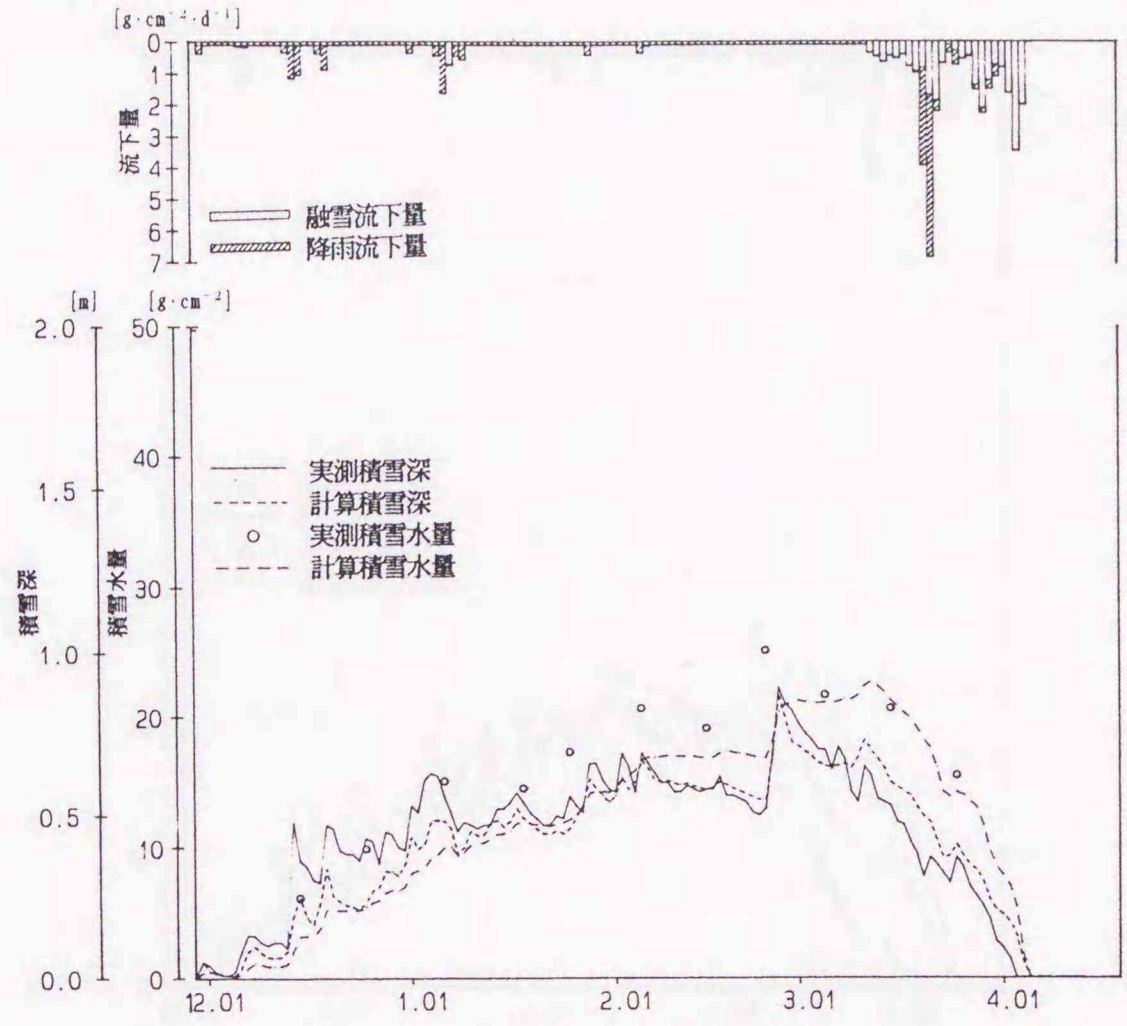


図6-6-③　札幌におけるモデルの適用結果(1974～1975)

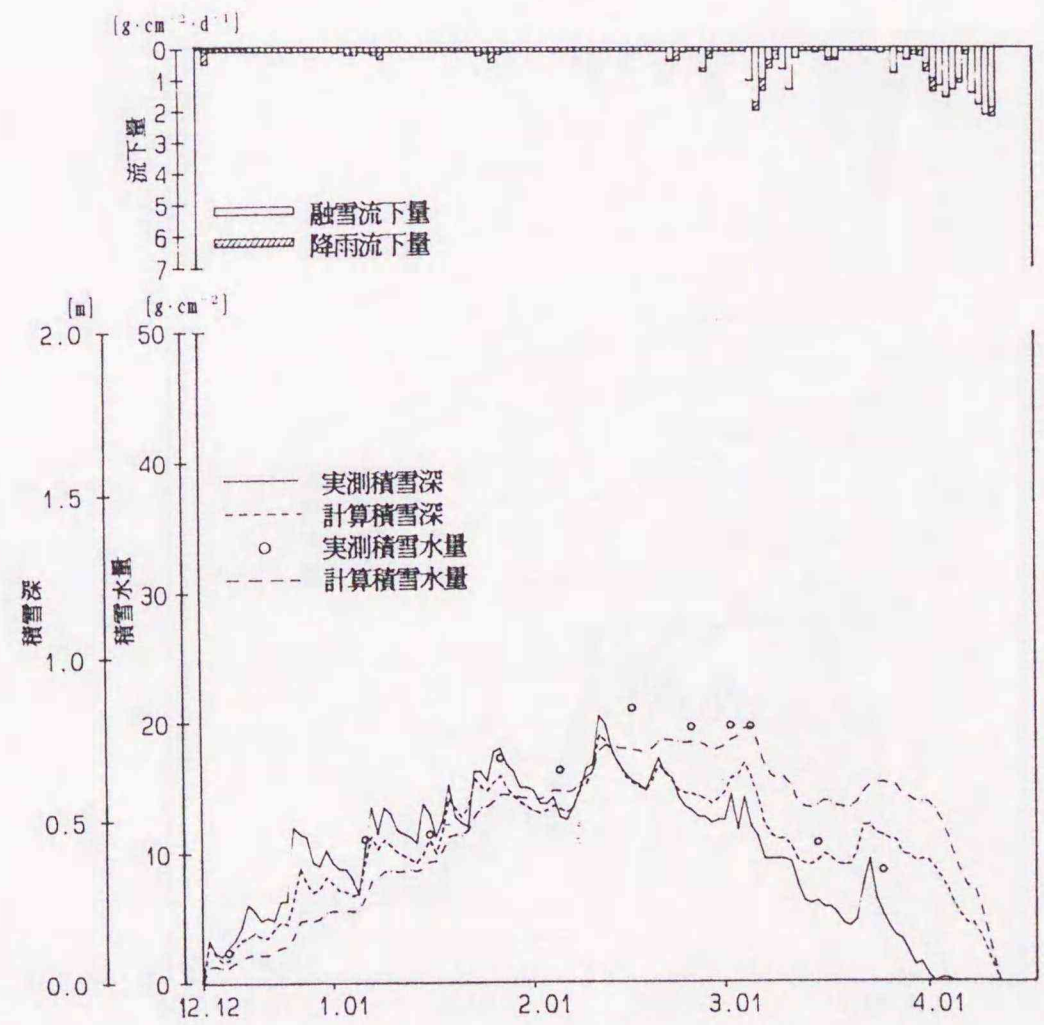


図6-6-④　札幌におけるモデルの適用結果(1975～1976)

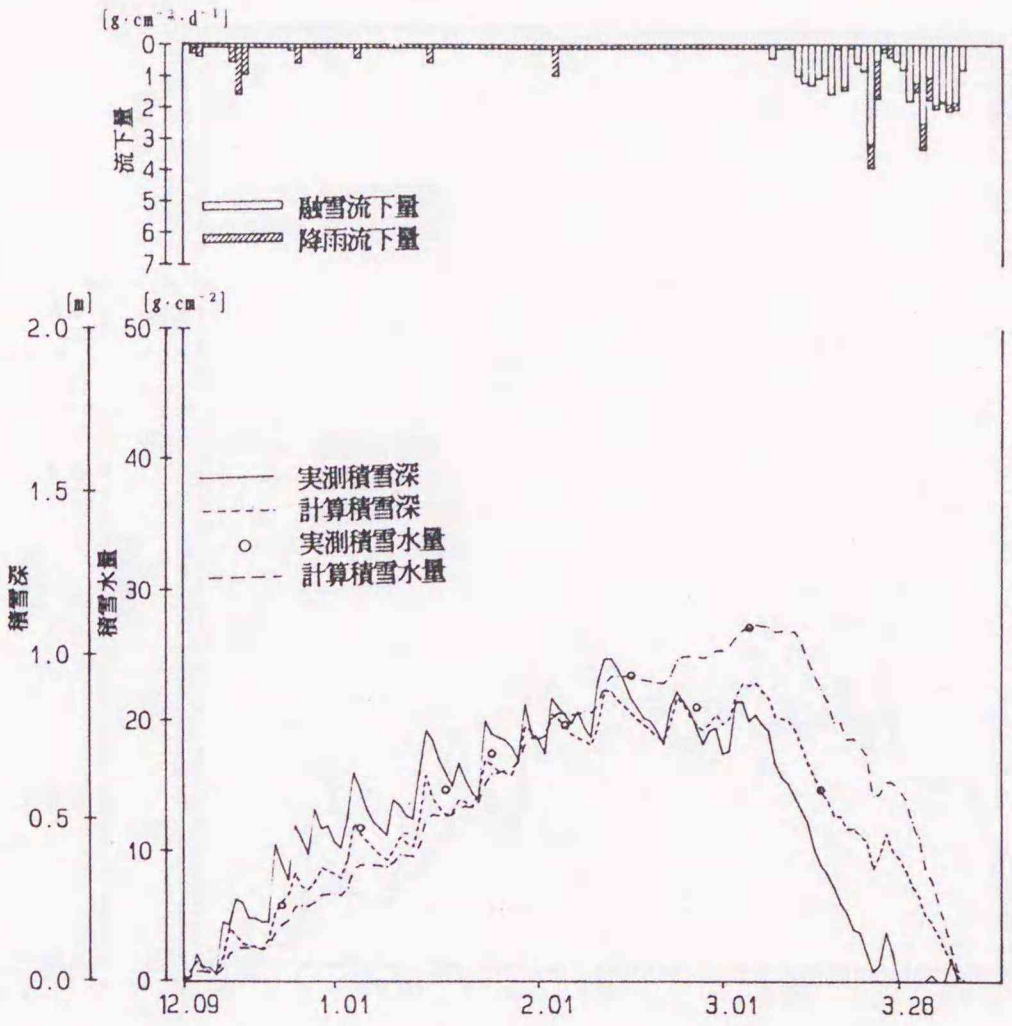


図6-6-⑤　札幌におけるモデルの適用結果(1976～1977)

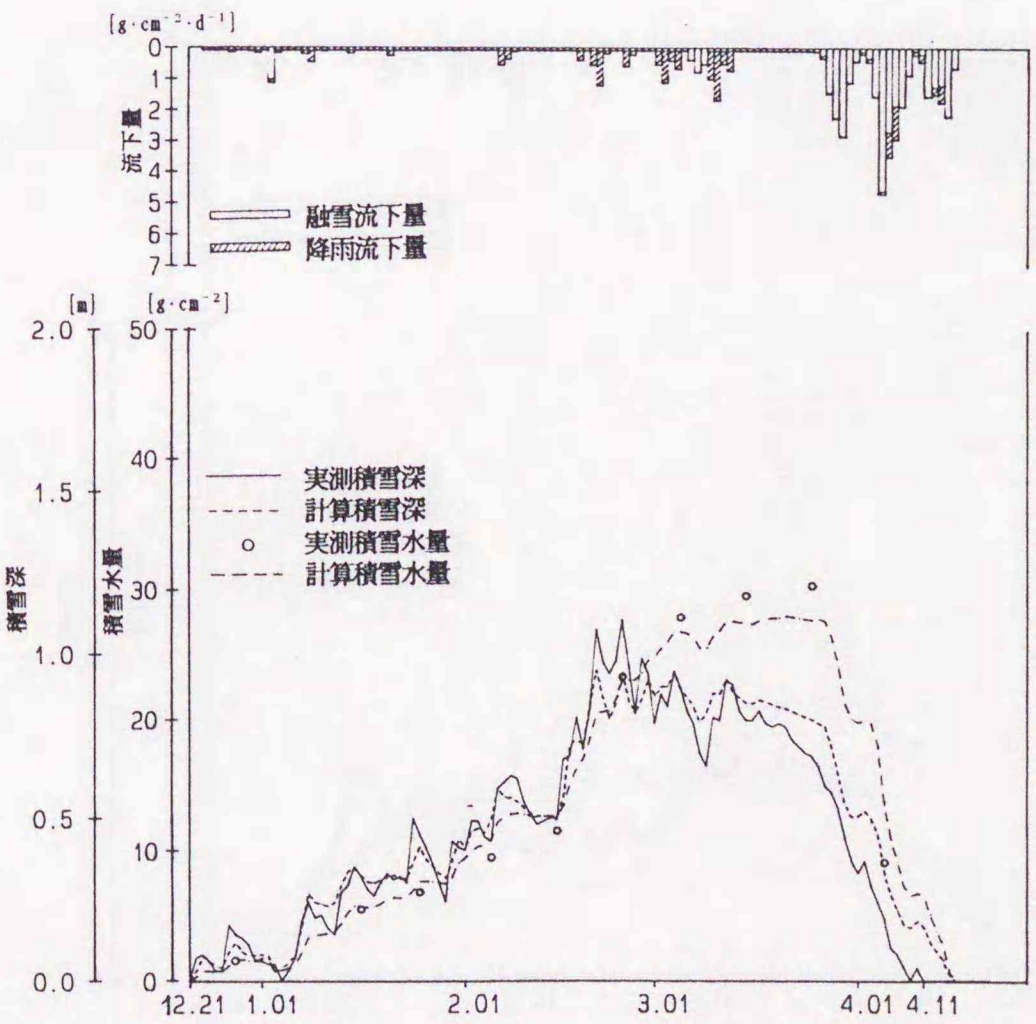


図6-6-⑥　札幌におけるモデルの適用結果(1979～1980)

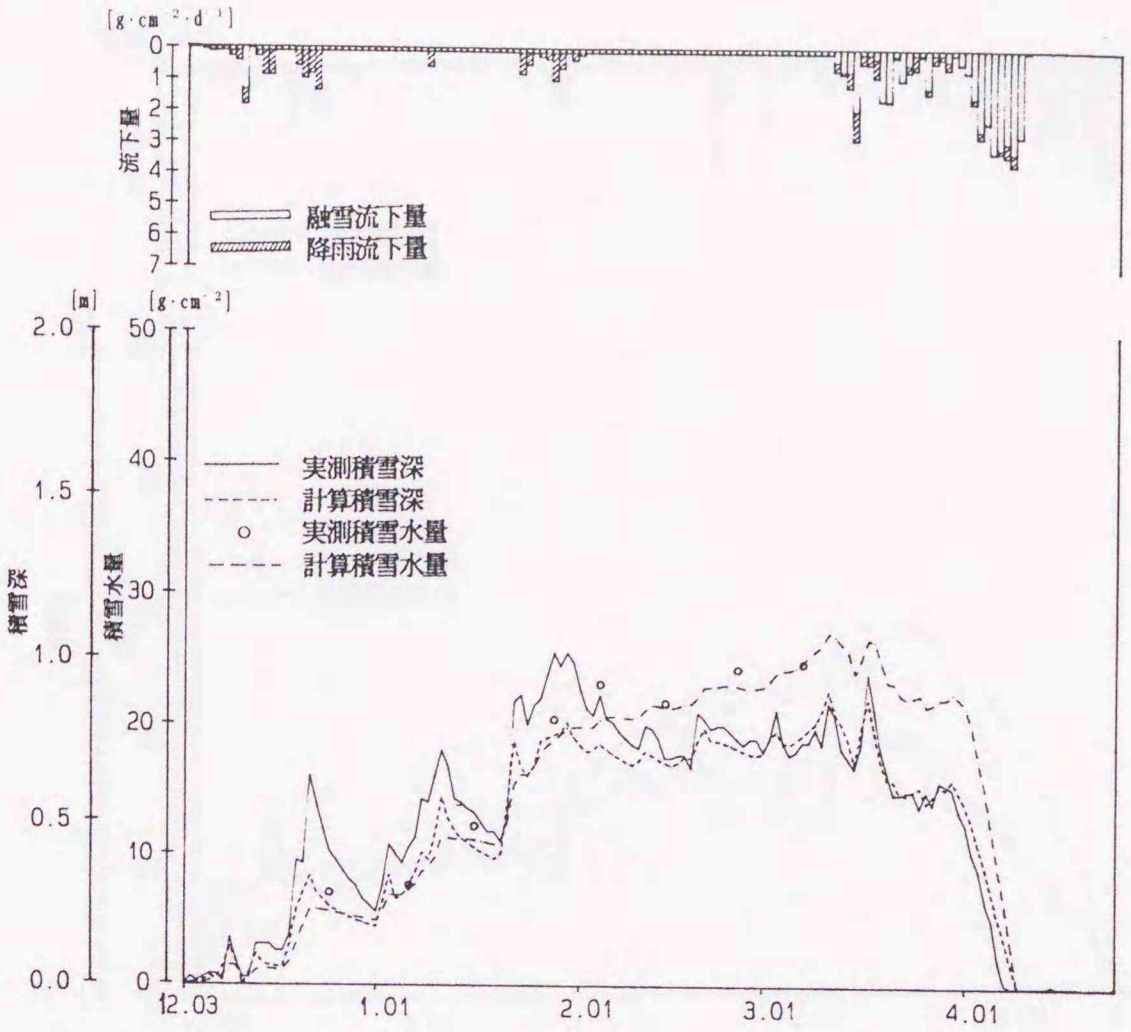


図6-6-⑦　札幌におけるモデルの適用結果(1980～1981)

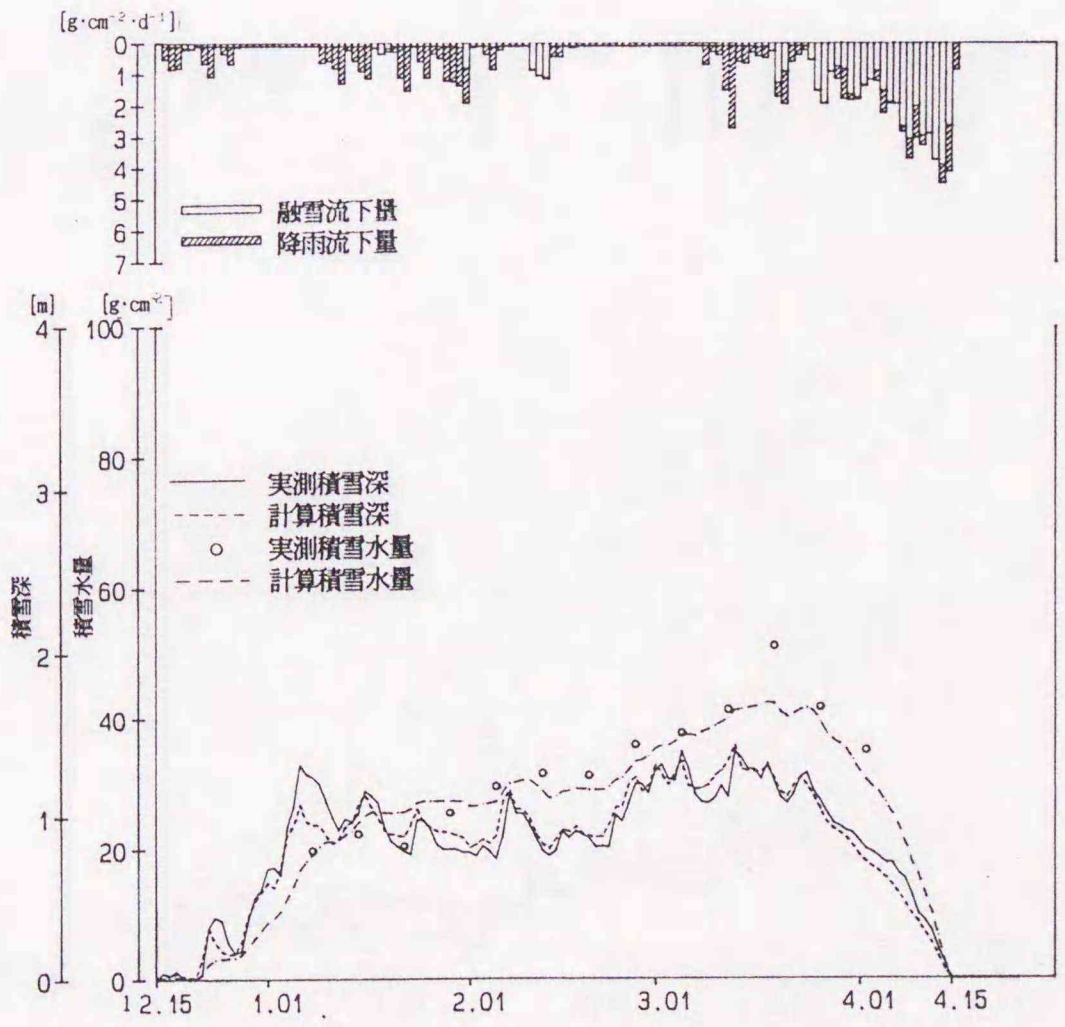


図6-7-①　湯田におけるモデルの適用結果(1968～1969)

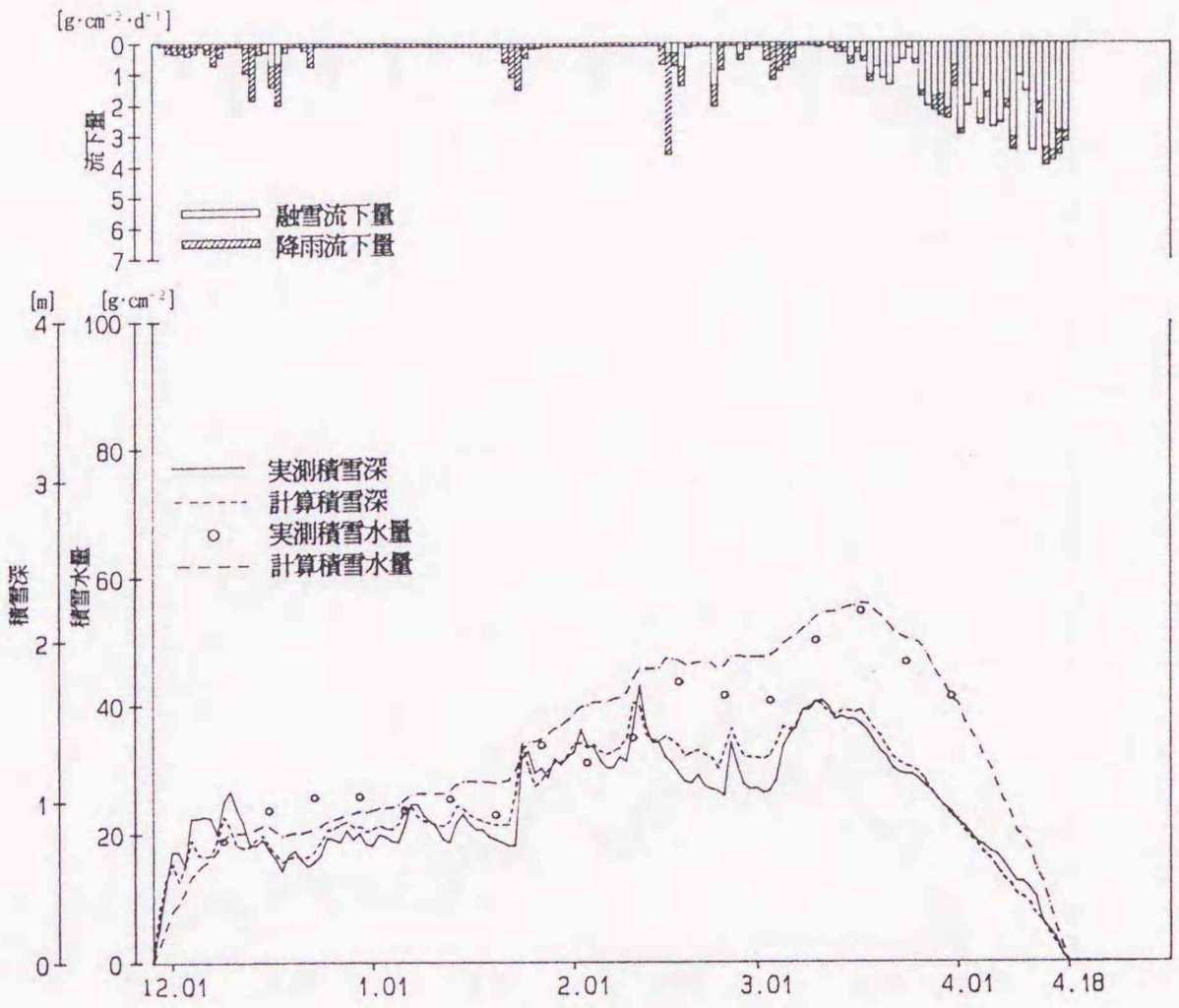


図6-7-②　湯田におけるモデルの適用結果(1970～1971)

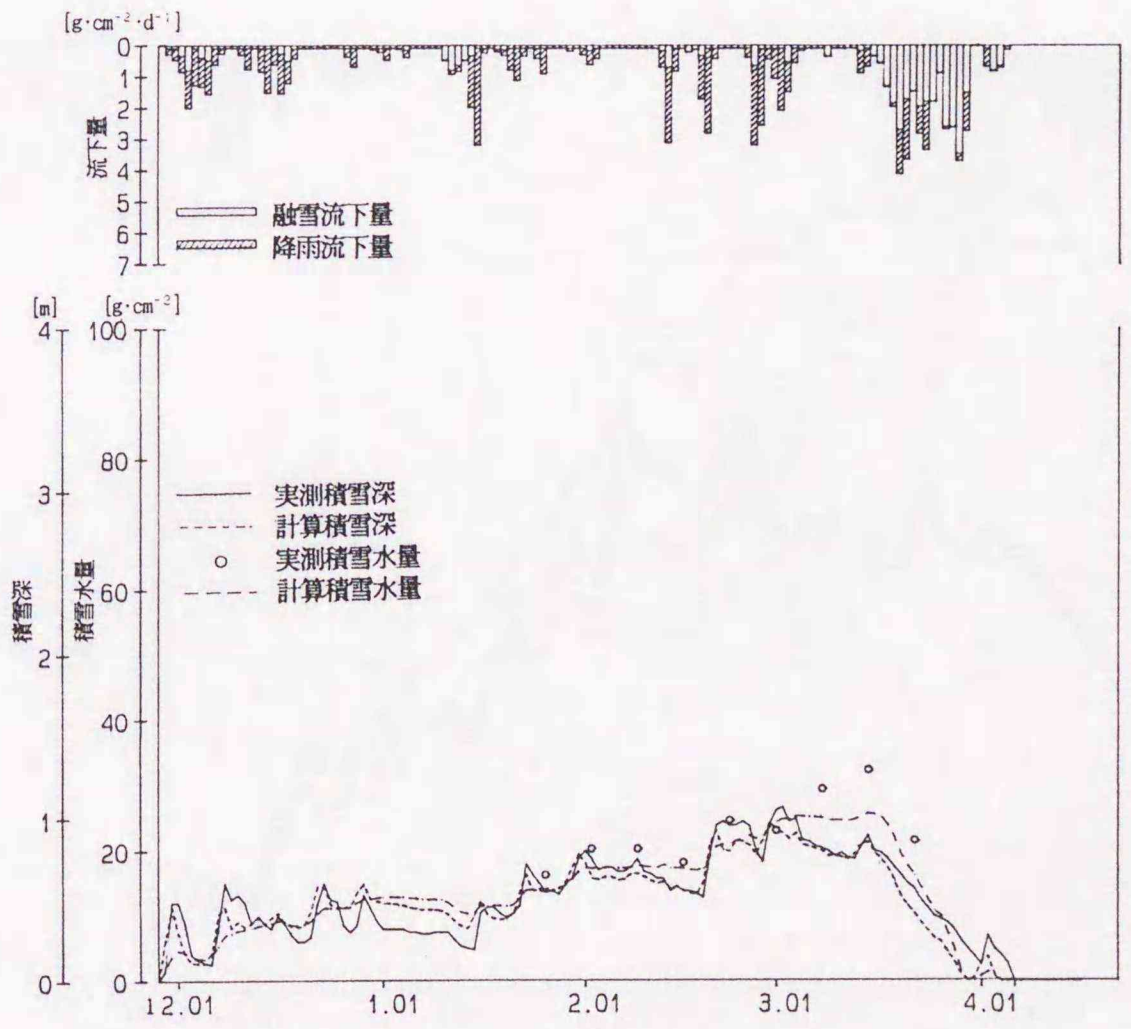


図6-7-③　湯田におけるモデルの適用結果(1971～1972)

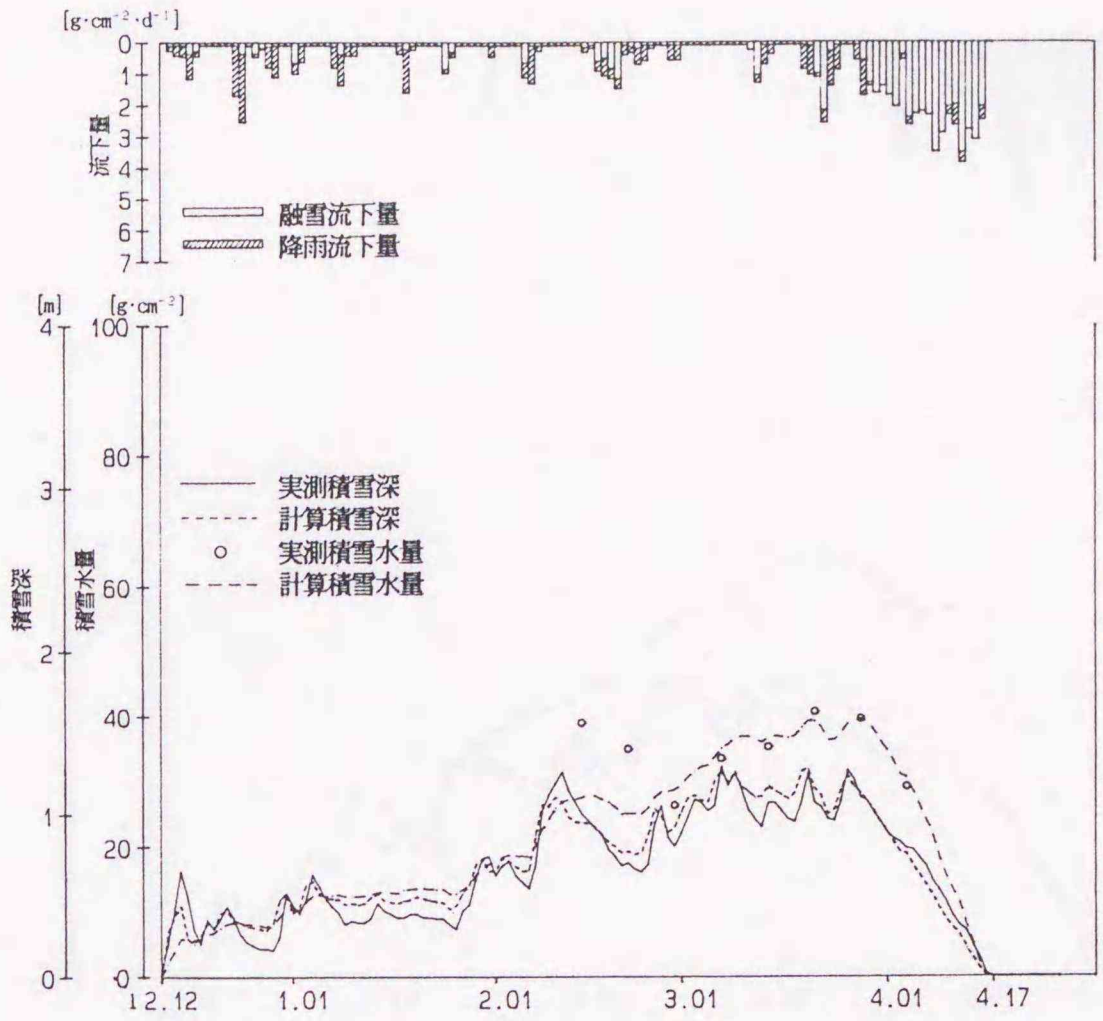


図6-7-④　湯田におけるモデルの適用結果(1972～1973)

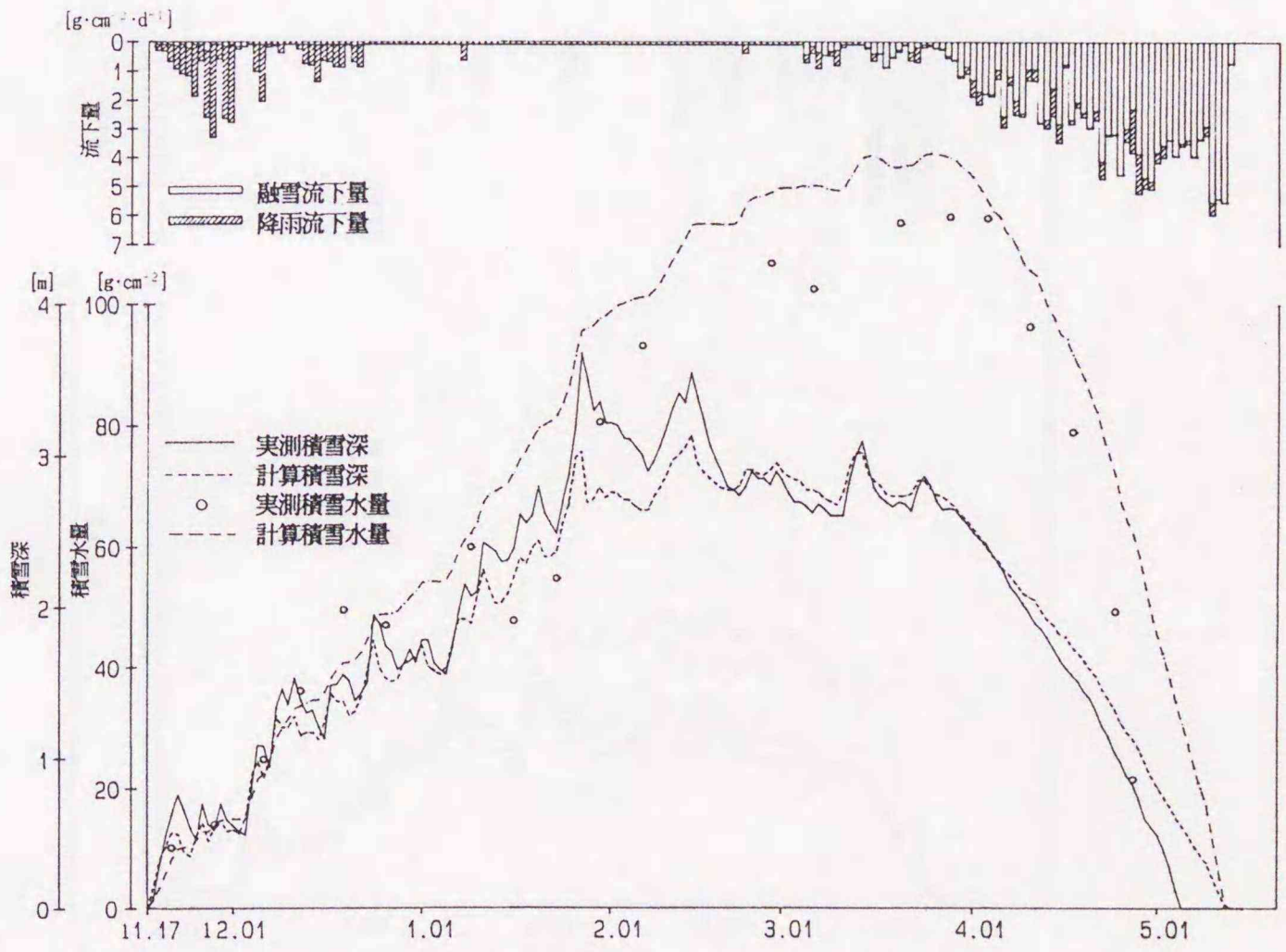


図6-7-⑤　湯田におけるモデルの適用結果(1973～1974)

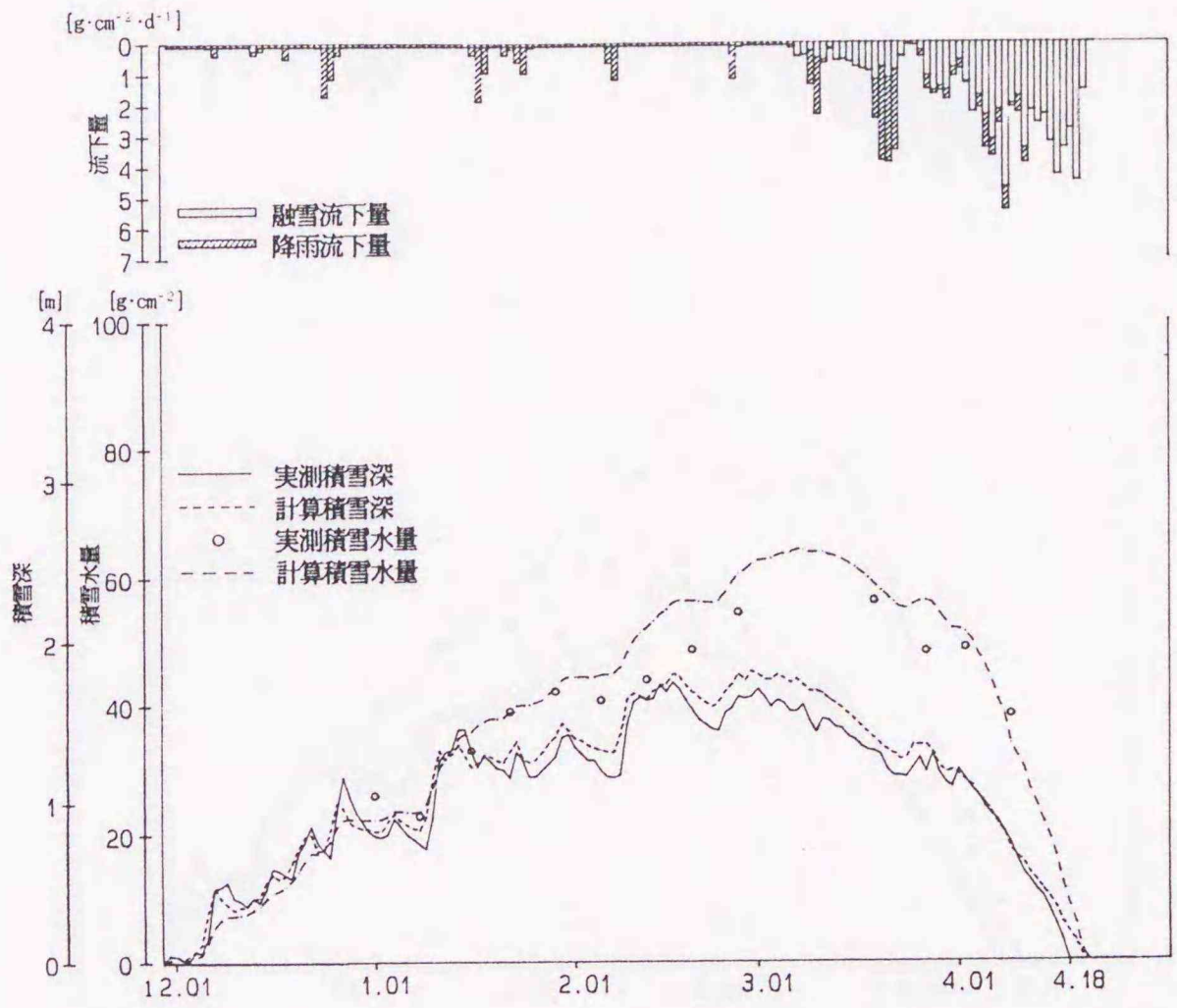


図6-7-⑥　湯田におけるモデルの適用結果(1974～1975)

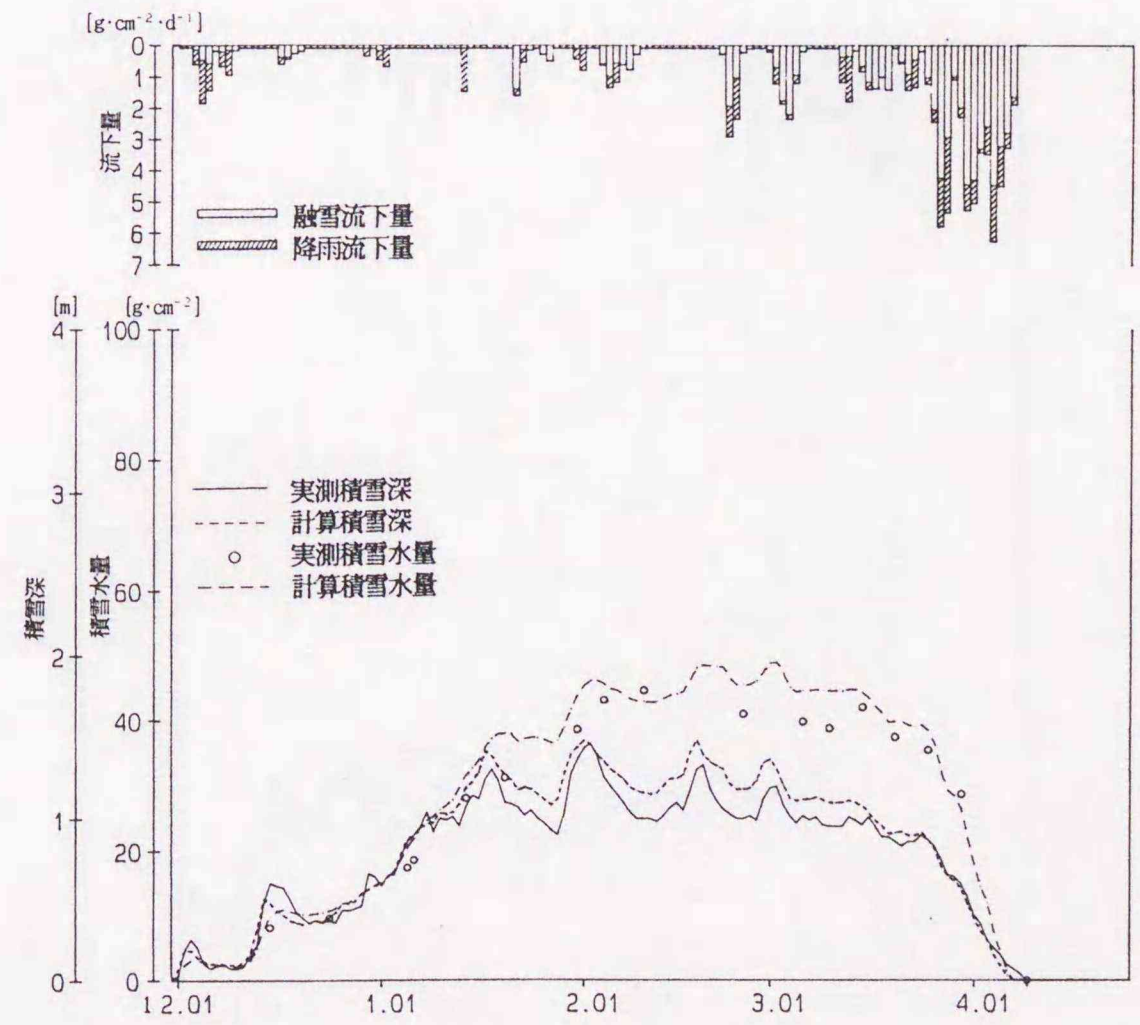


図6-8-①　釜淵におけるモデルの適用結果(1966～1967)

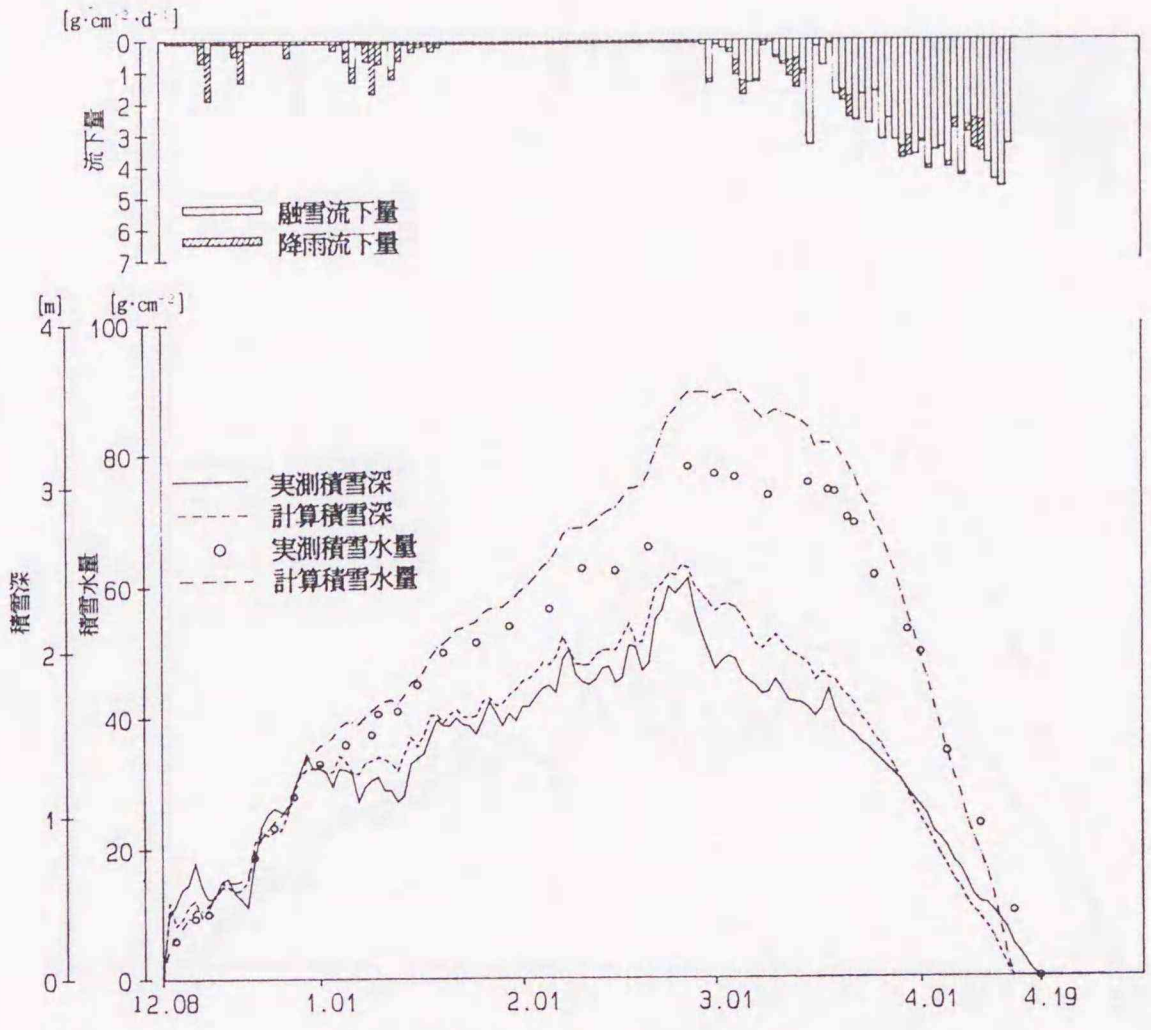


図6-8-②　釜淵におけるモデルの適用結果(1967～1968)

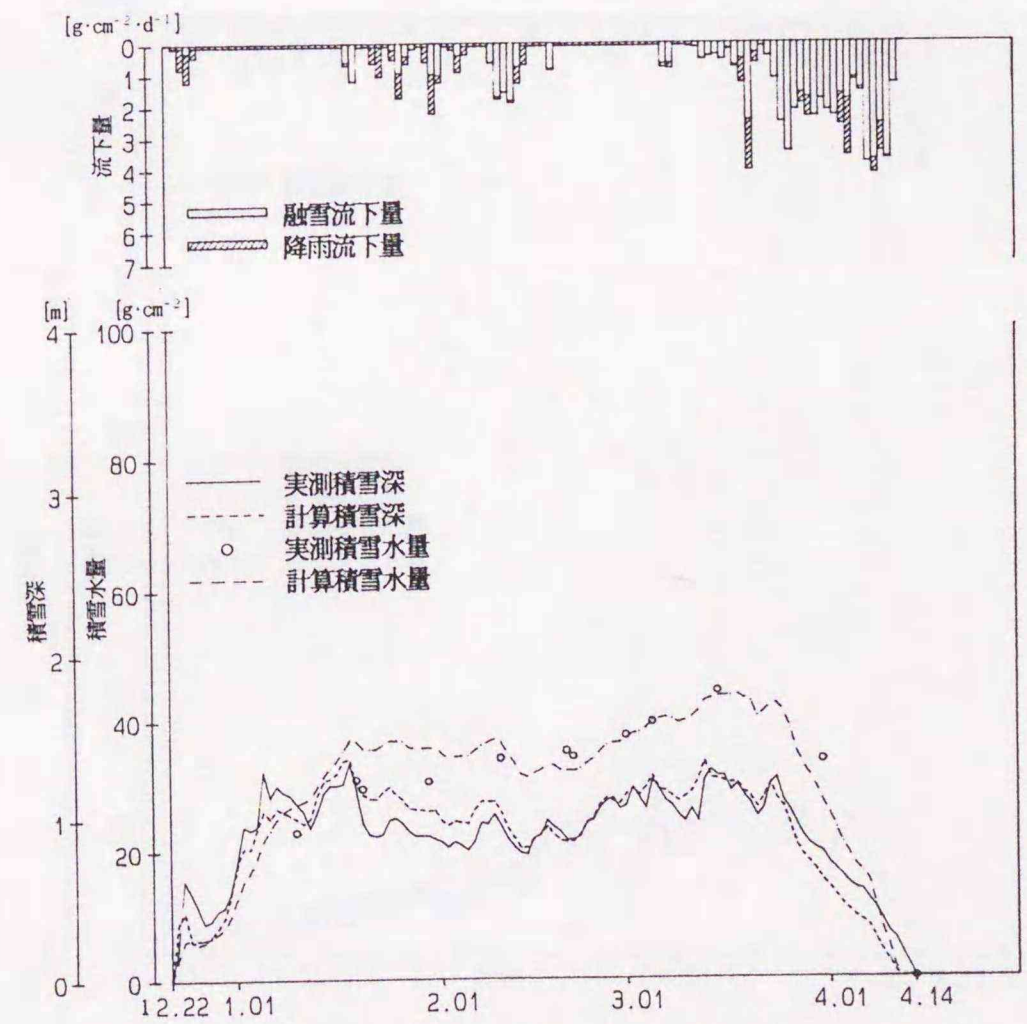


図6-8-③　釜淵におけるモデルの適用結果(1968～1969)

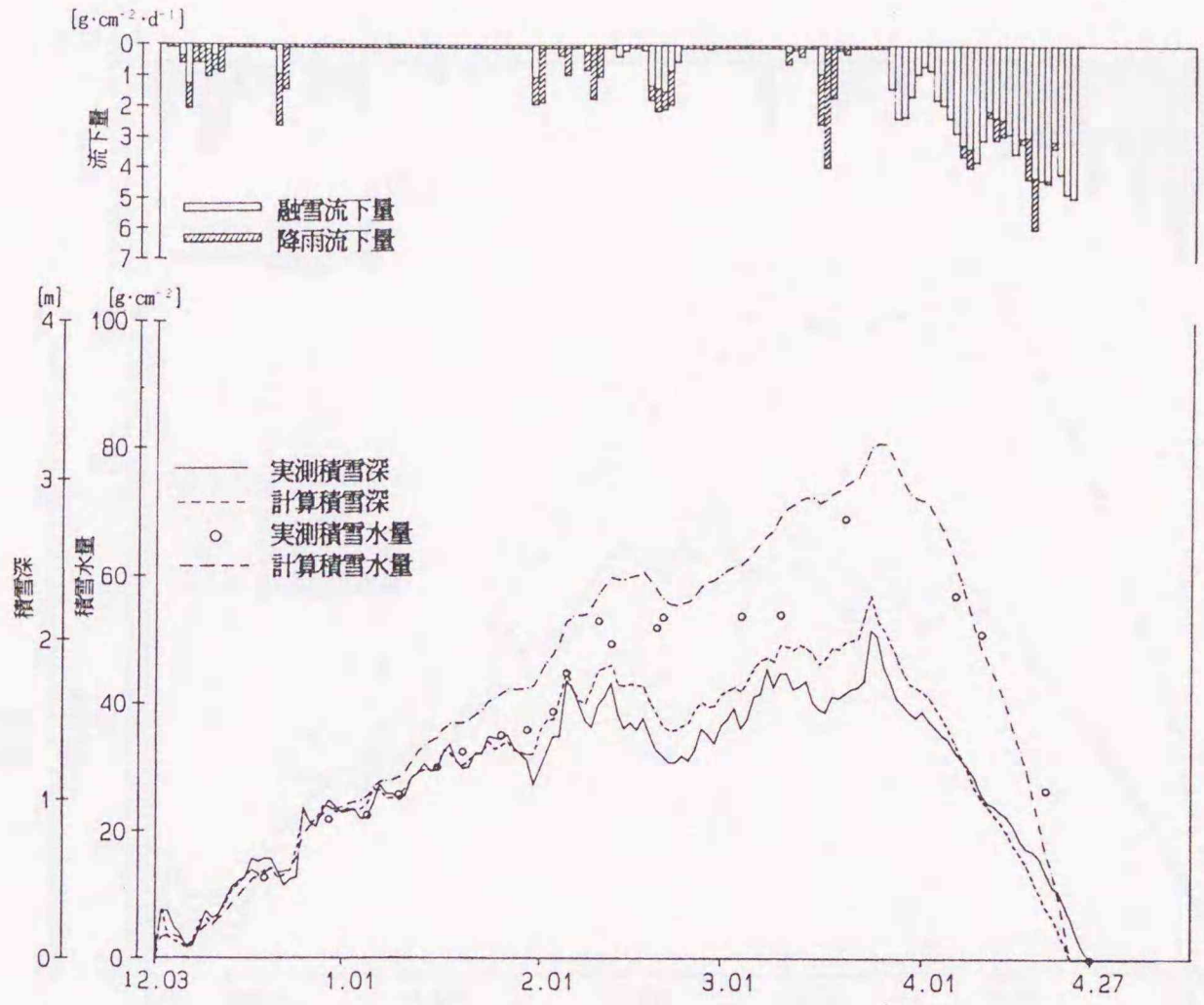


図6-8-④　釜淵におけるモデルの適用結果(1969～1970)

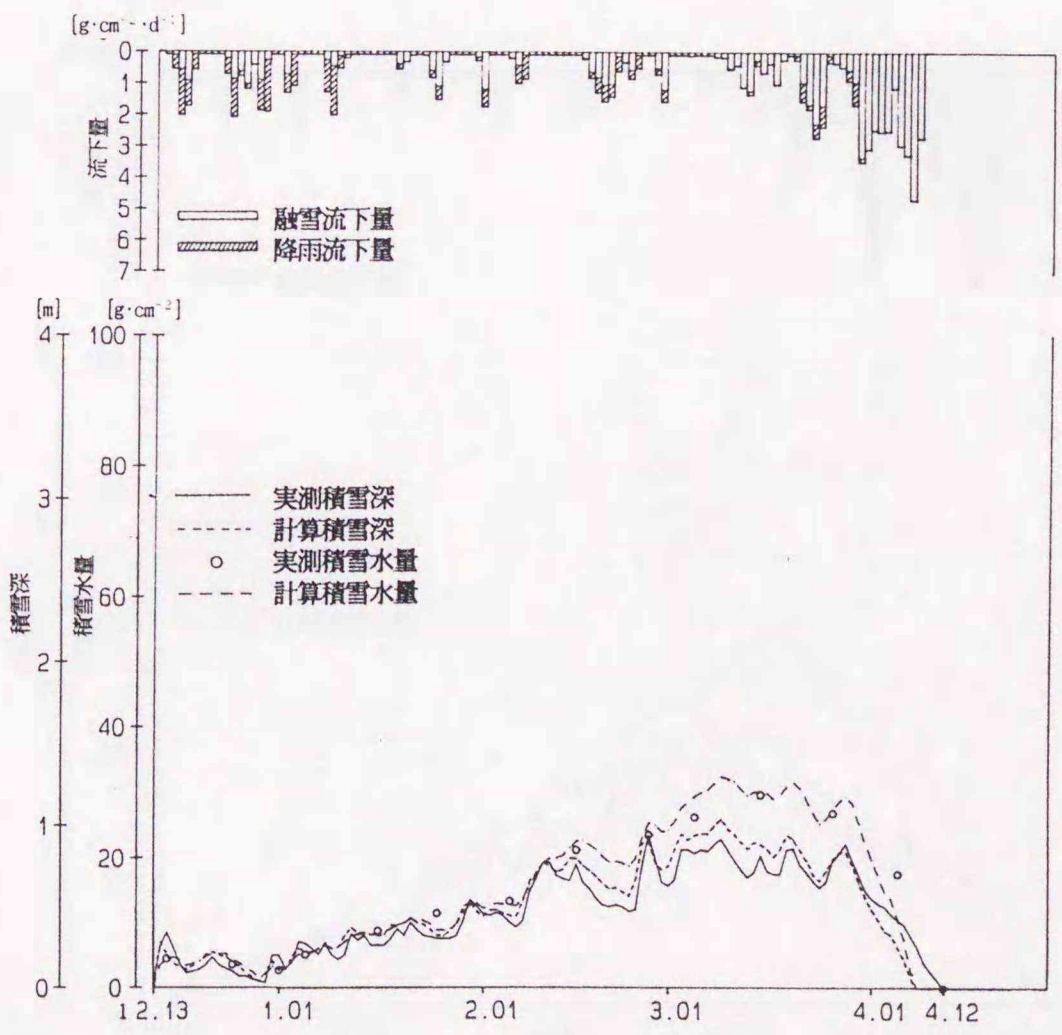


図6-8-⑤　釜淵におけるモデルの適用結果(1972～1973)

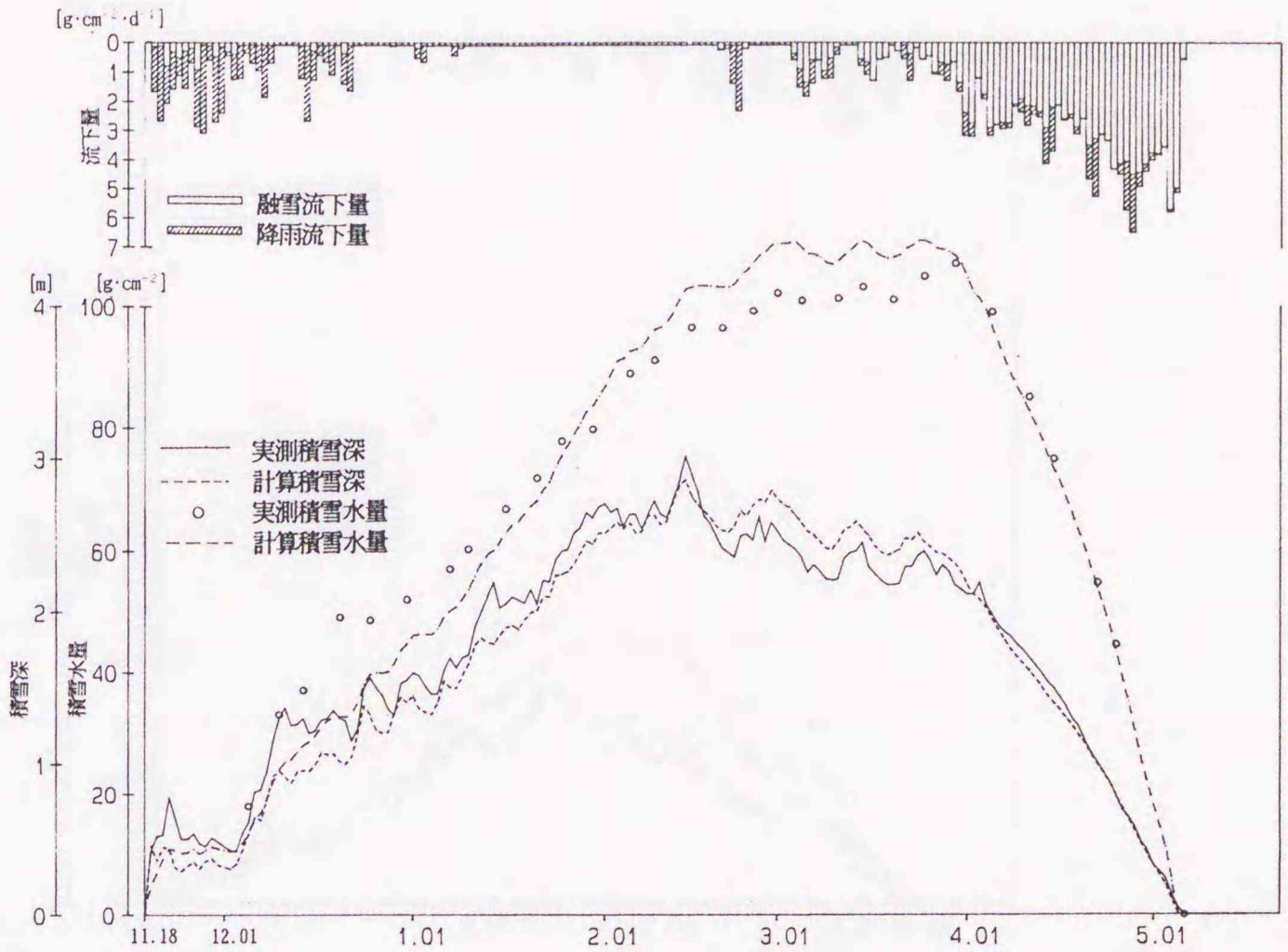


図6-8-⑥　釜淵におけるモデルの適用結果(1973～1974)

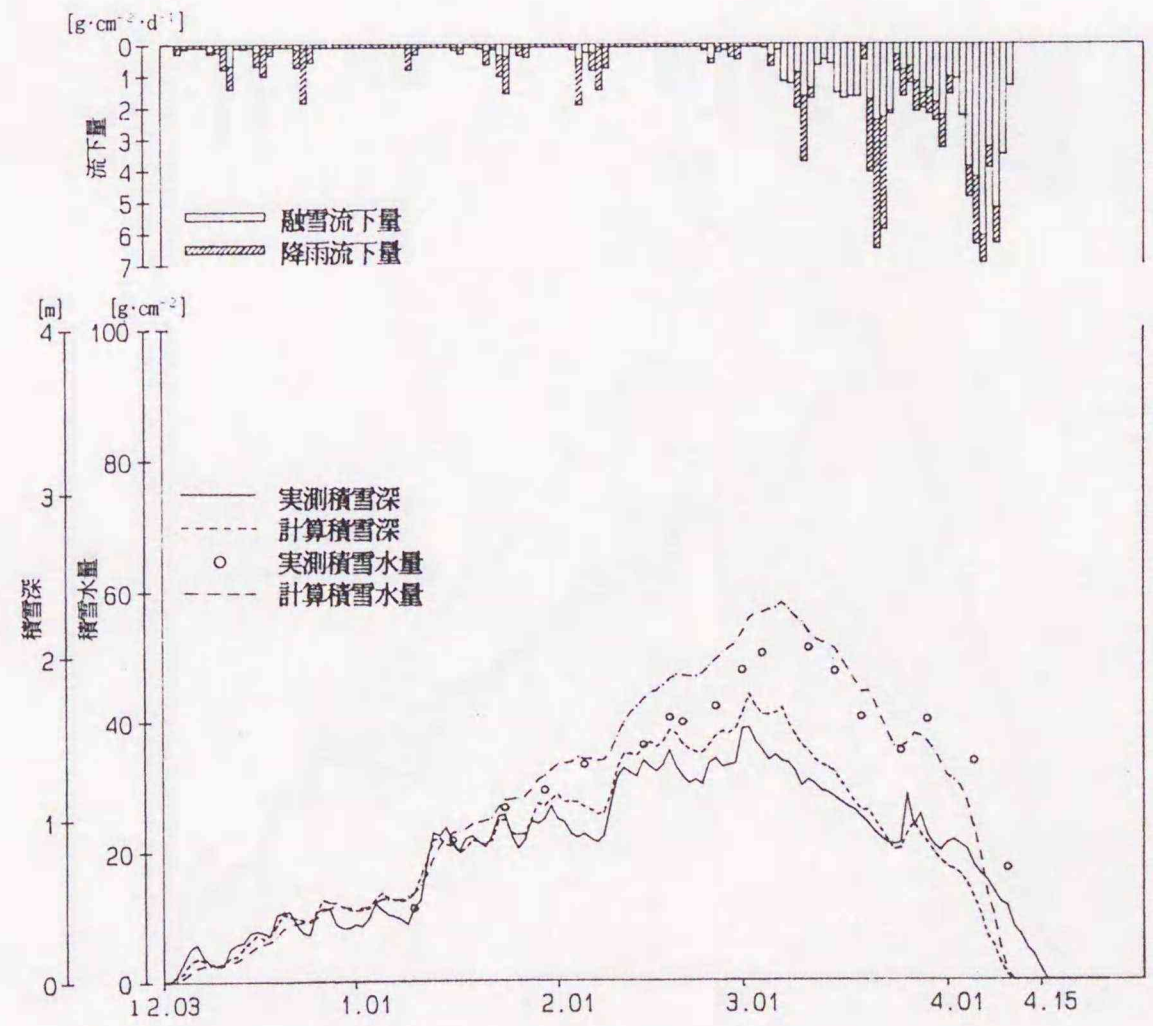


図6-8-⑦　釜淵におけるモデルの適用結果(1974～1975)

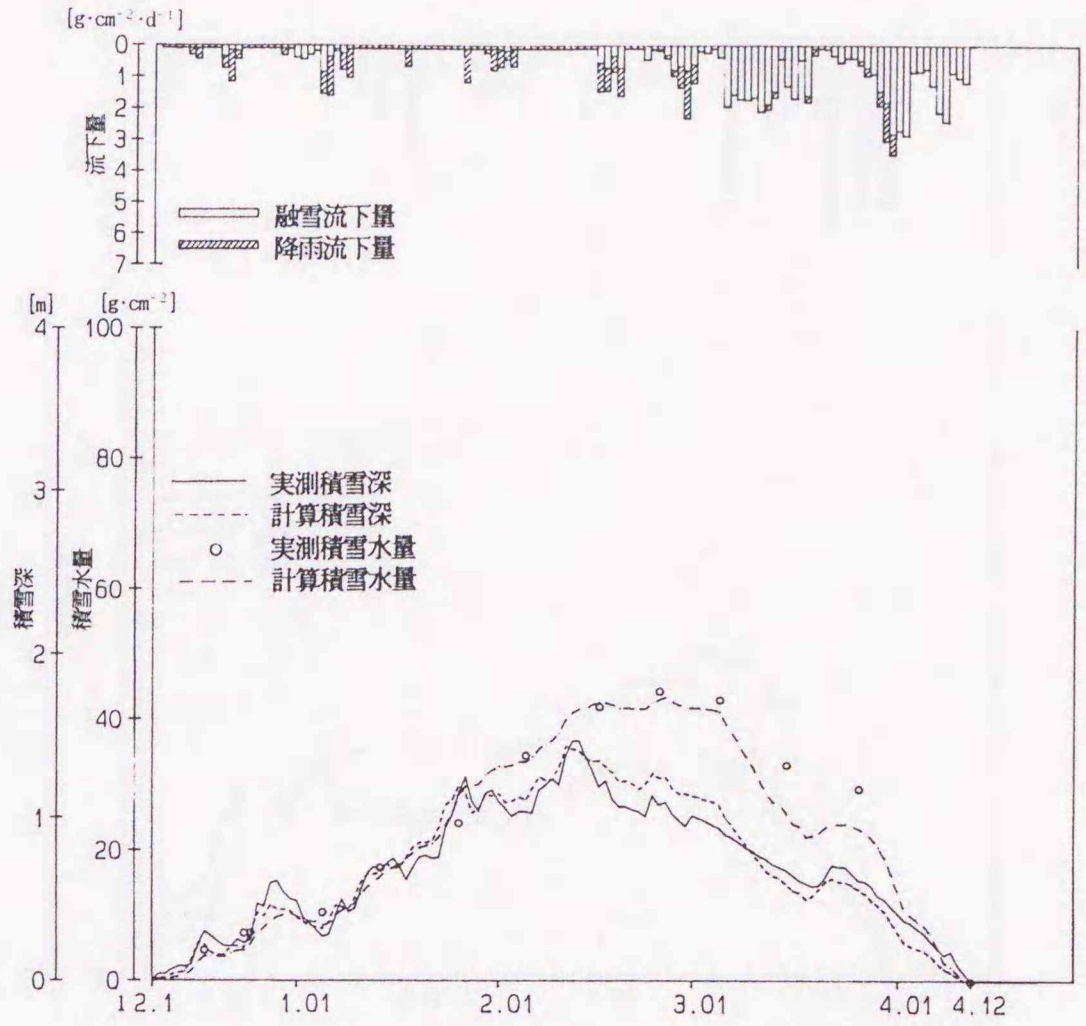


図6-8-⑧　釜淵におけるモデルの適用結果(1975～1976)

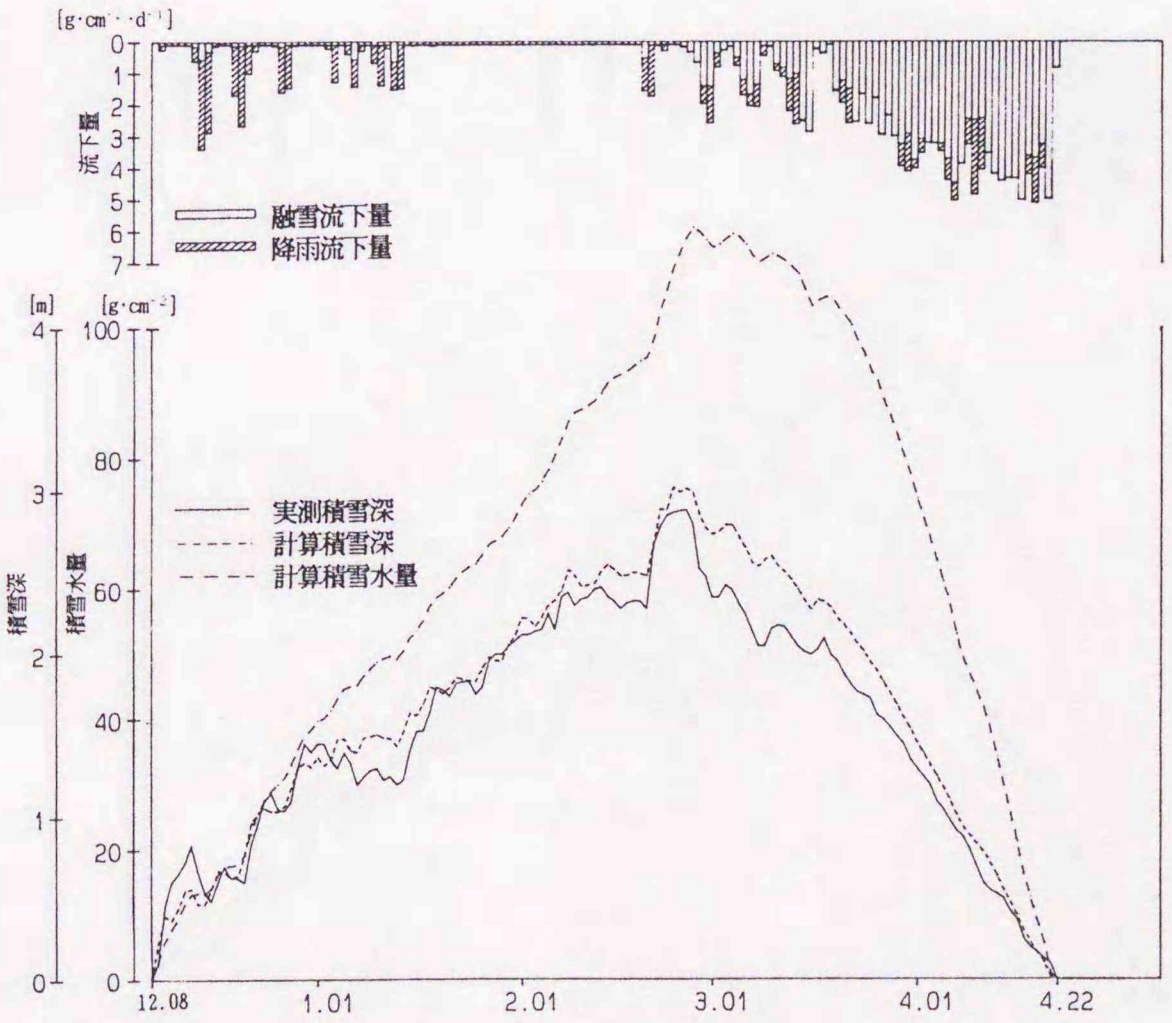


図6-9-①　高坂におけるモデルの適用結果(1967～1968)

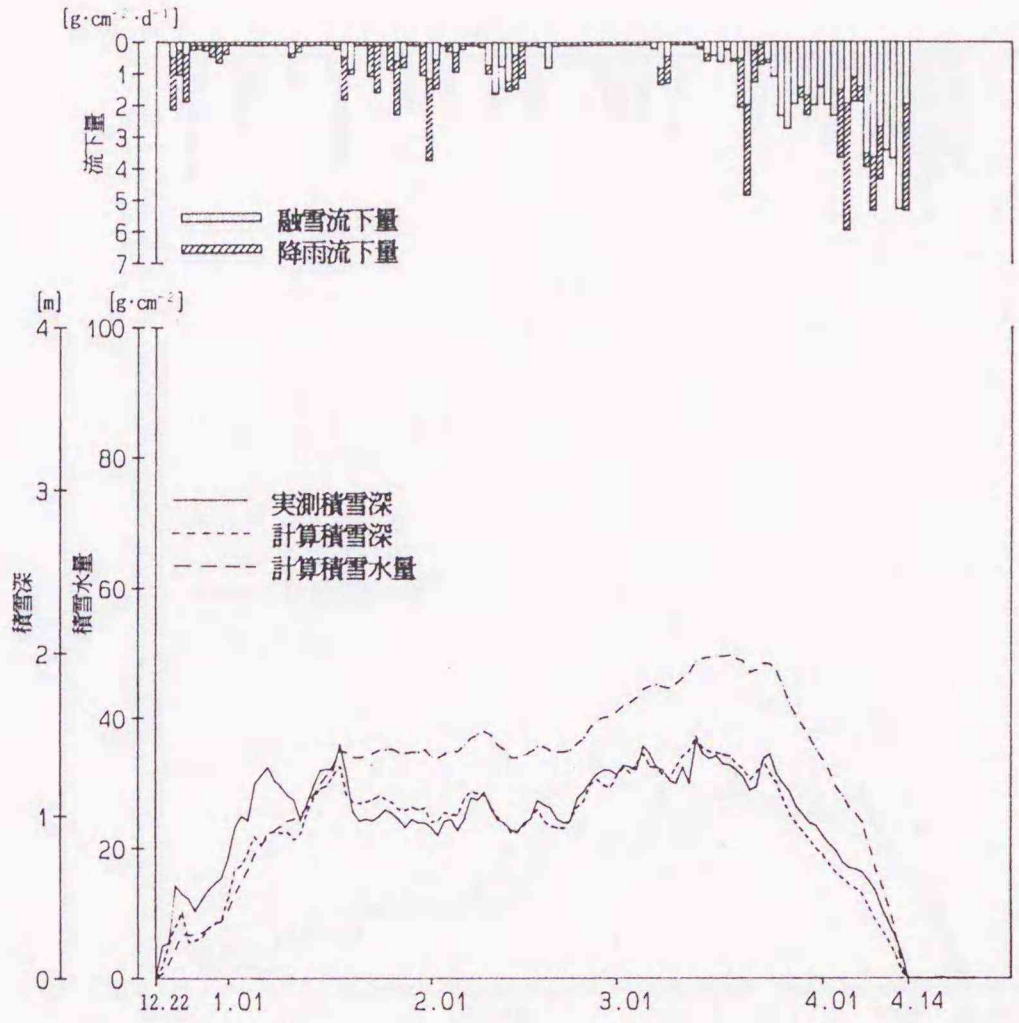


図6-9-②　高坂におけるモデルの適用結果(1968～1969)

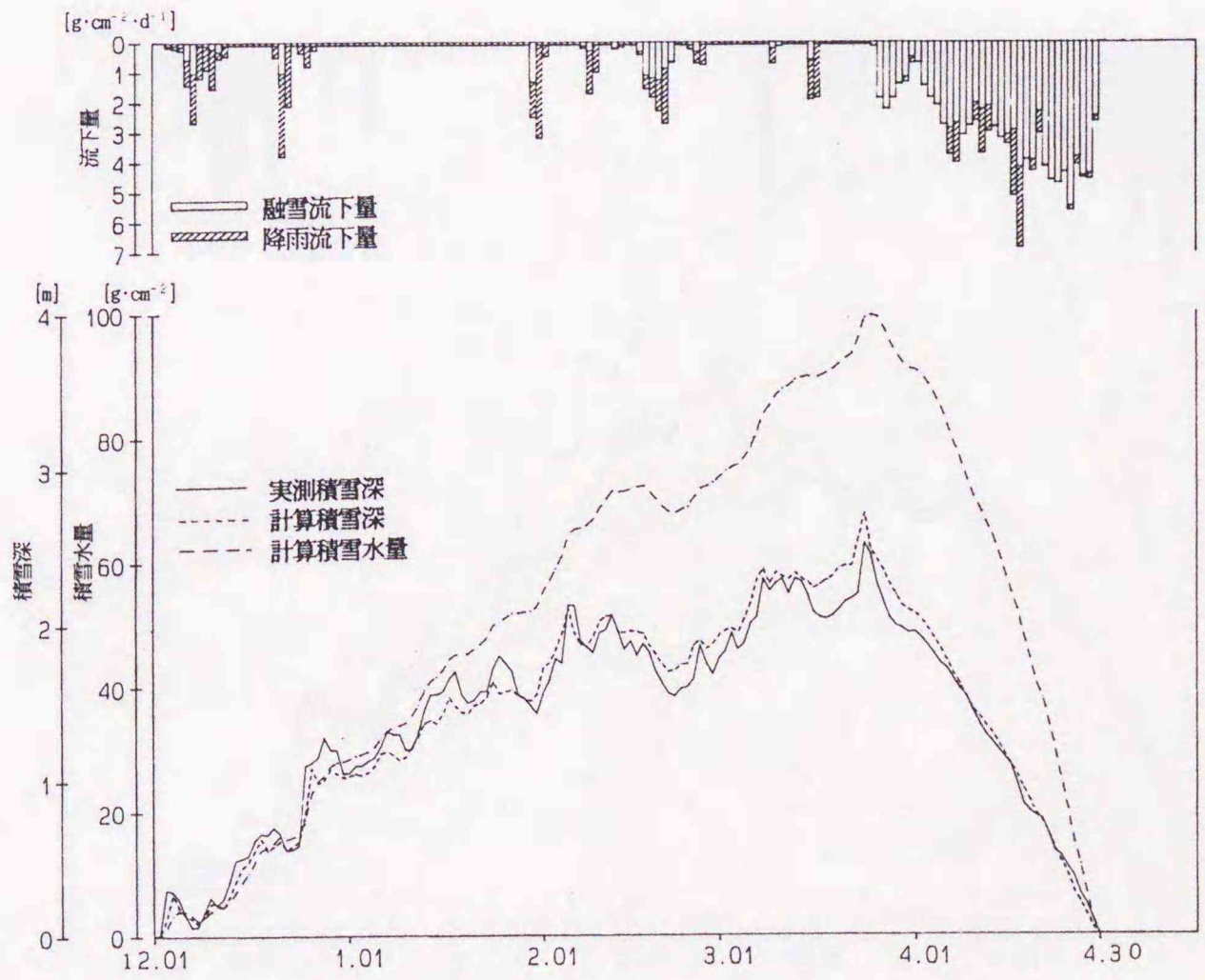


図6-9-③　高坂におけるモデルの適用結果(1969～1970)

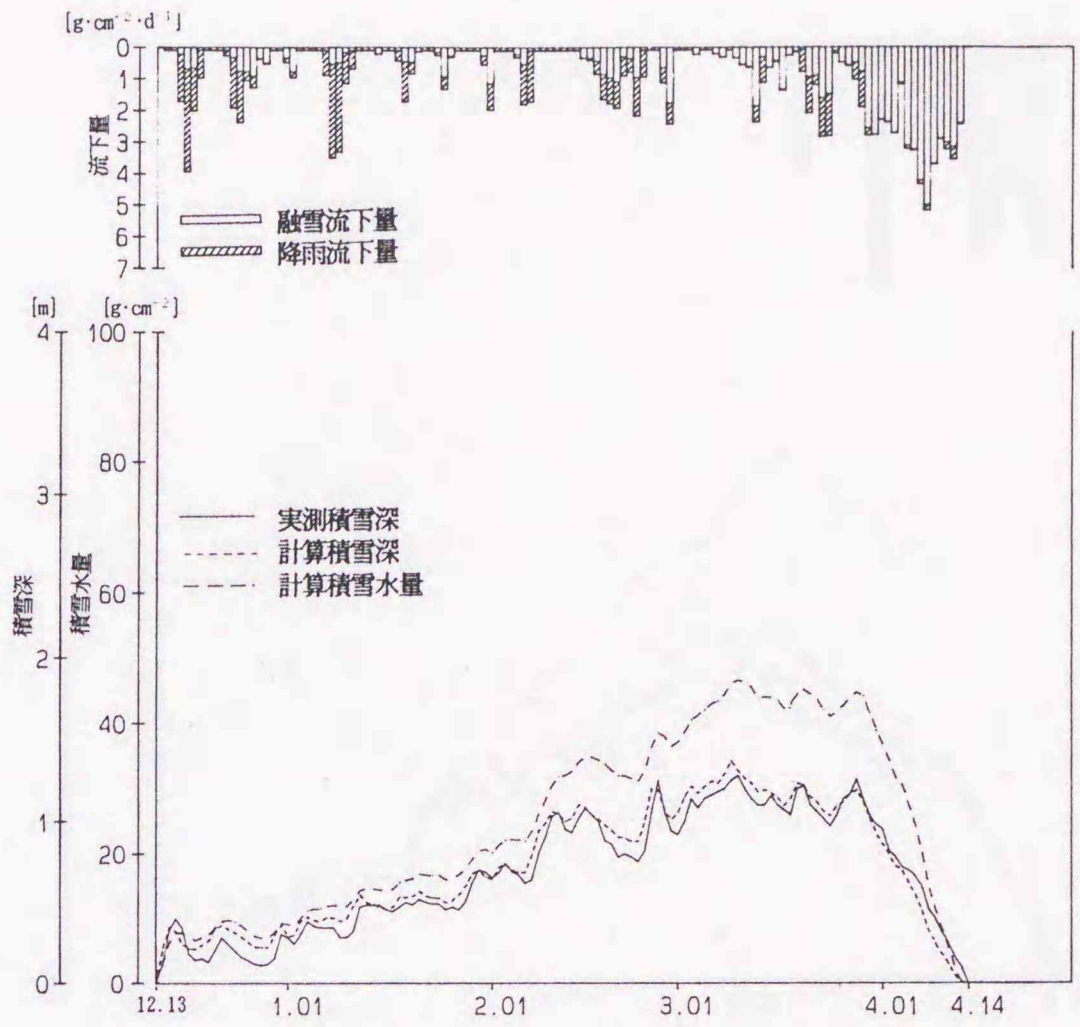


図6-9-④　高坂におけるモデルの適用結果(1972～1973)

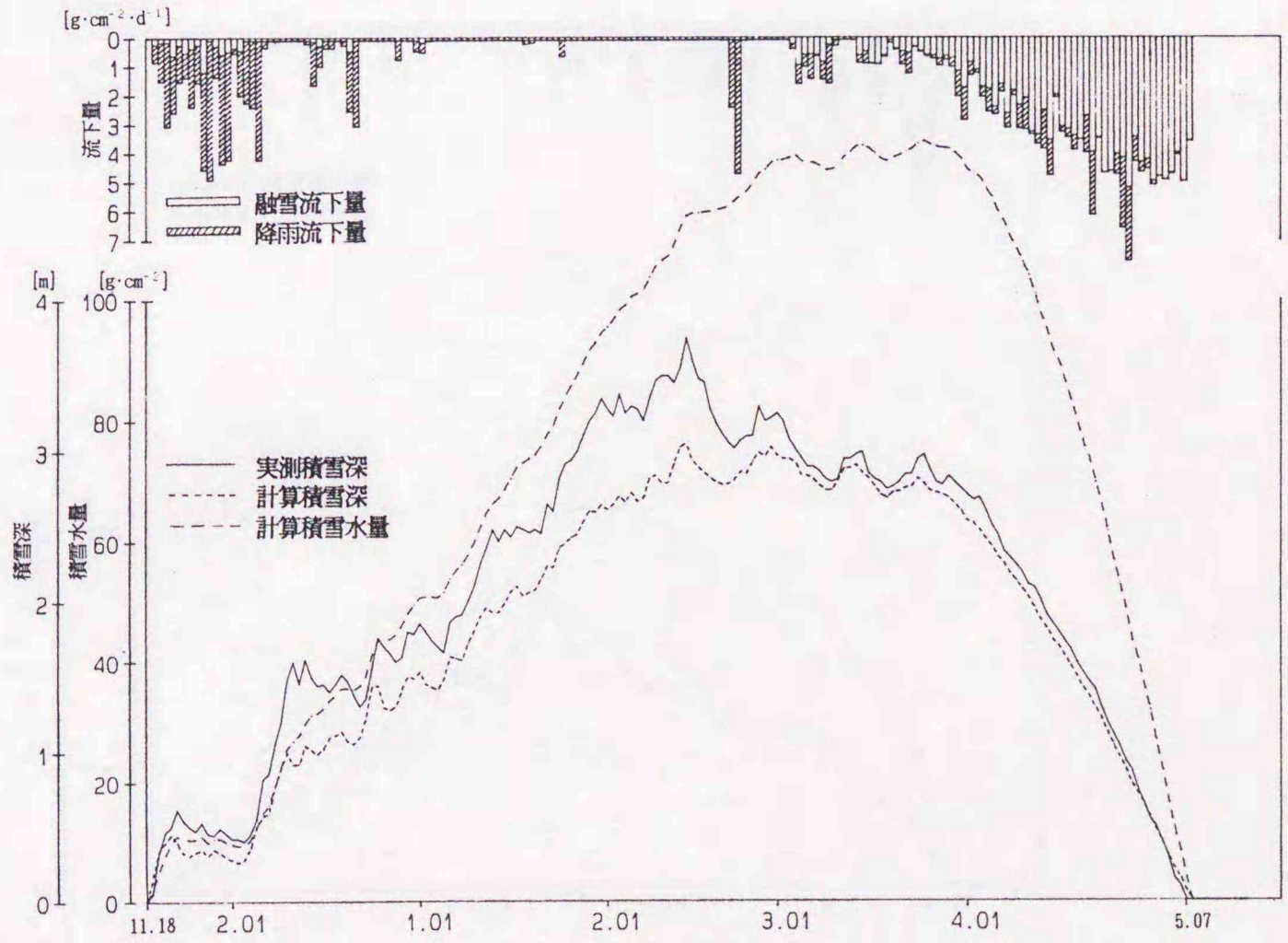


図6-9-⑤　高坂におけるモデルの適用結果(1973～1974)

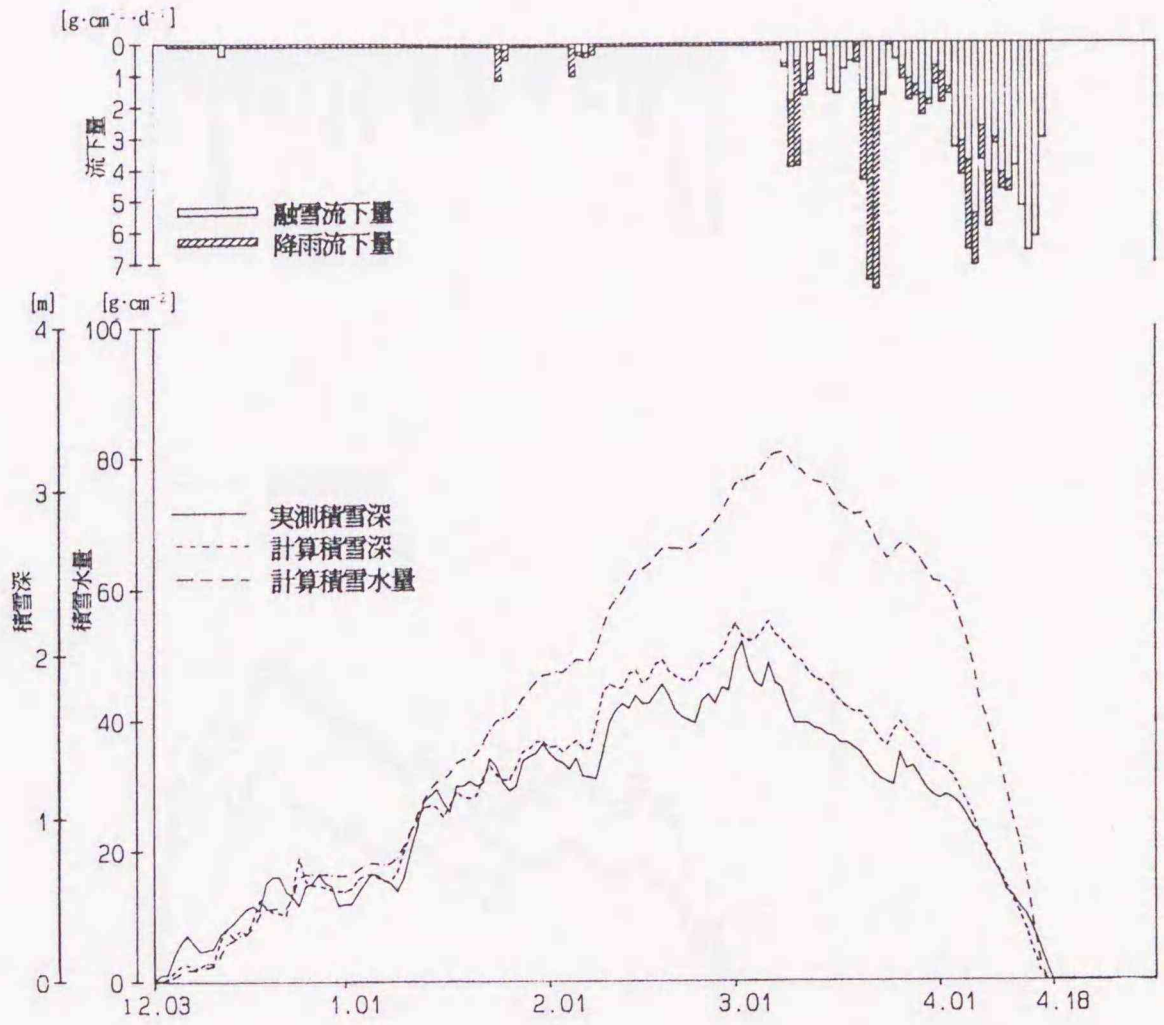


図6-9-⑥　高坂におけるモデルの適用結果(1974～1975)

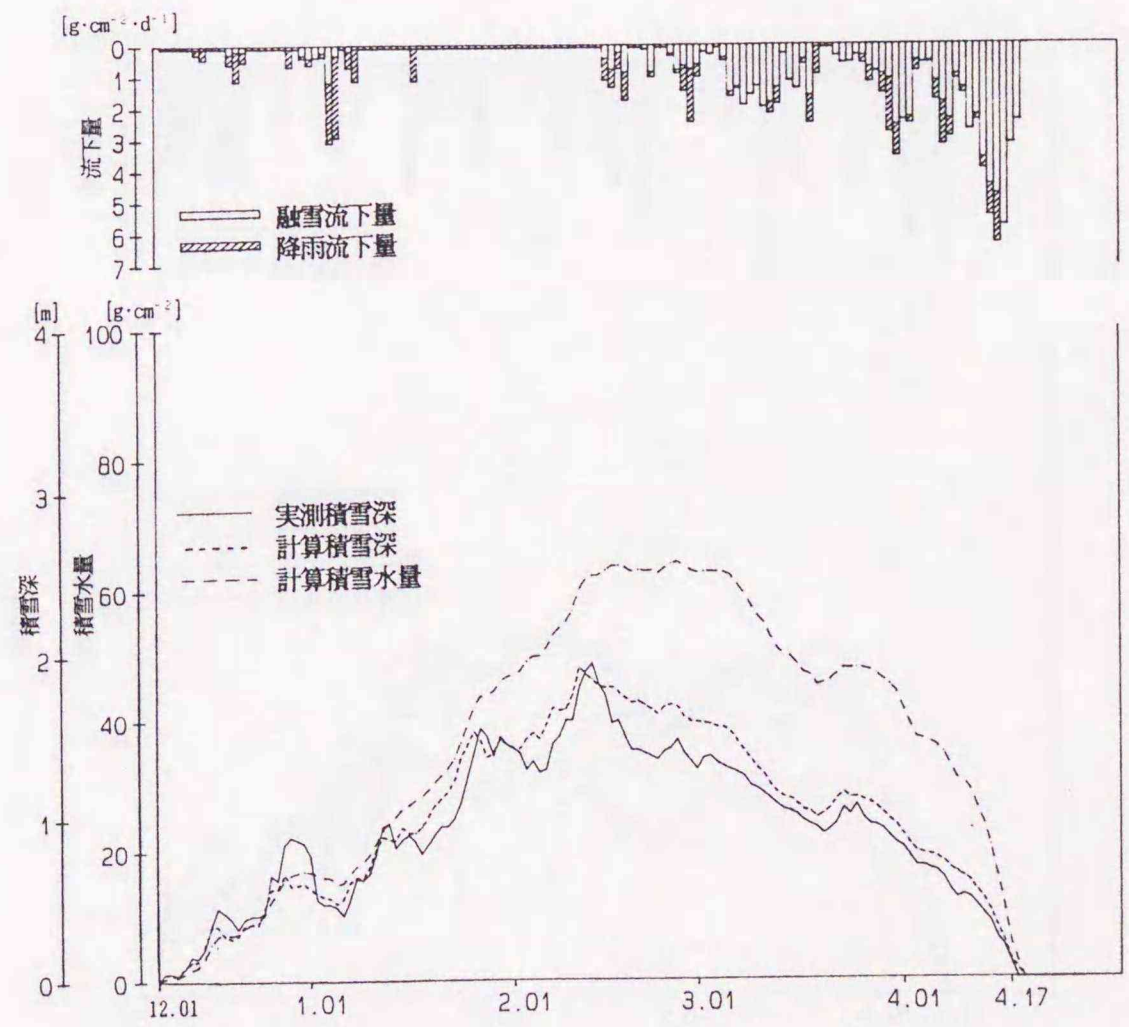


図6-9-⑦　高坂におけるモデルの適用結果(1975～1976)

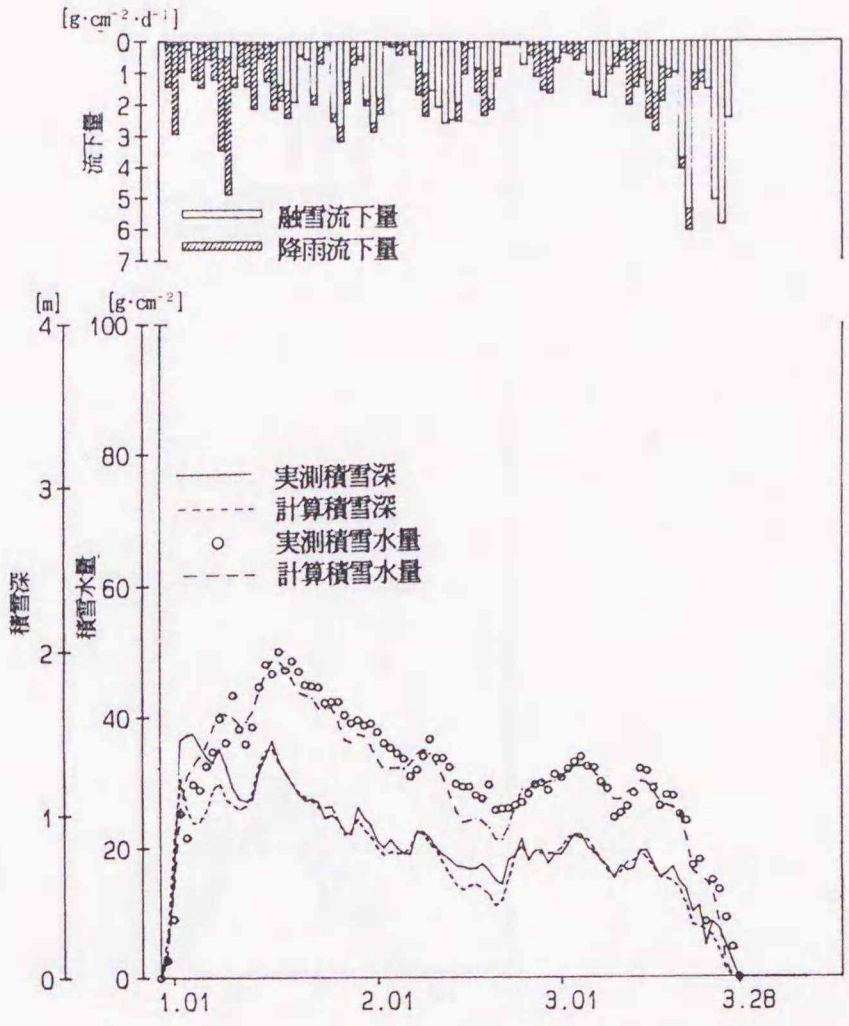


図6-10-①　上越におけるモデルの適用結果(1968～1969)

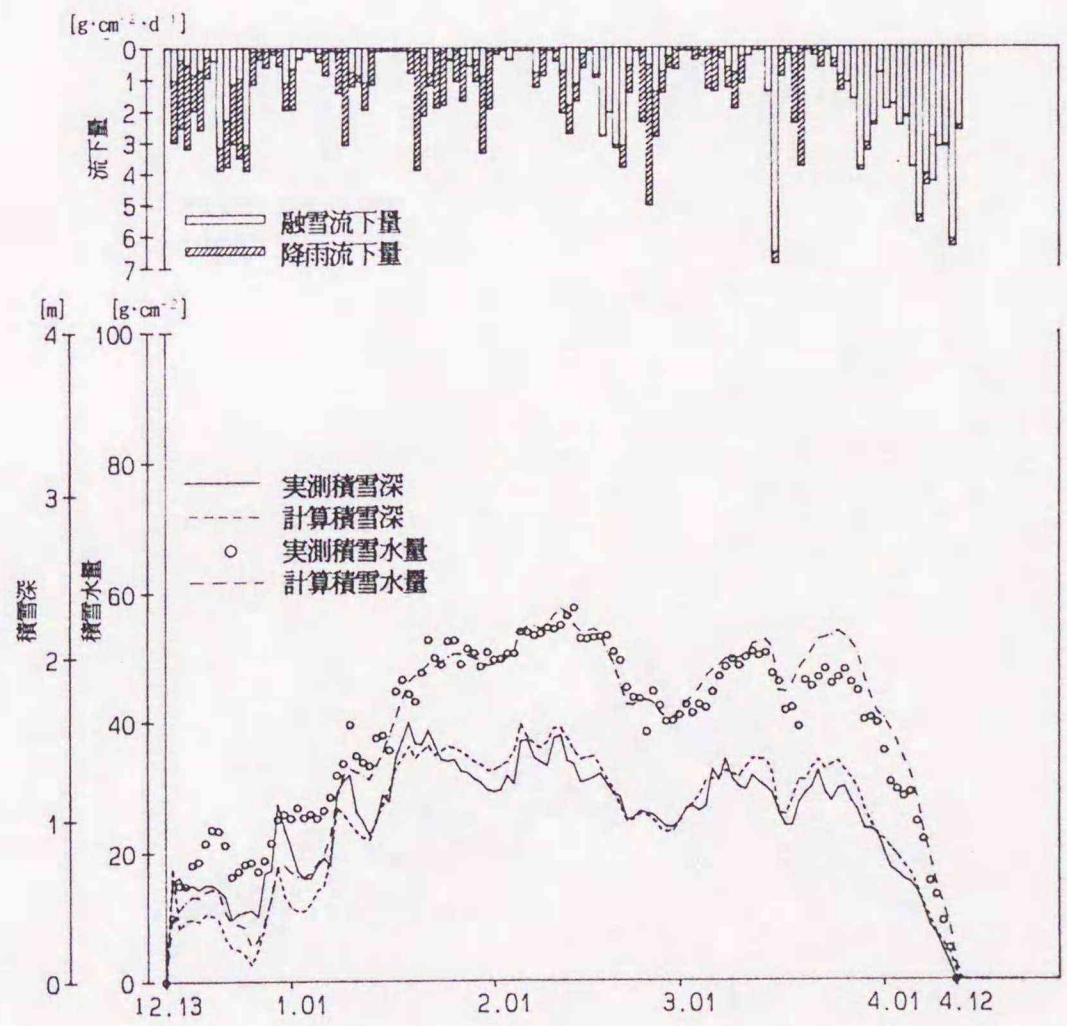


図6-10-②　上越におけるモデルの適用結果(1969～1970)

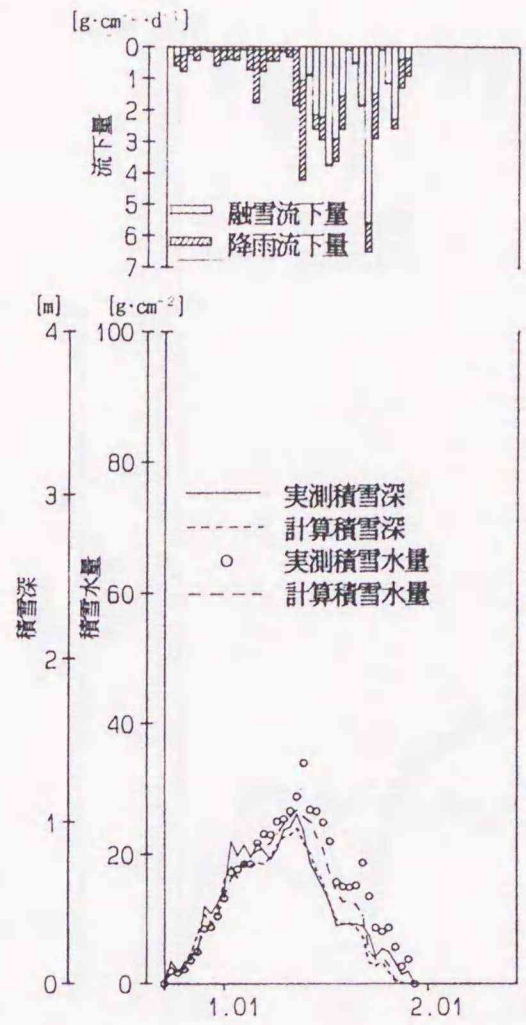


図6-10-③　上越におけるモデルの適用結果(1971)

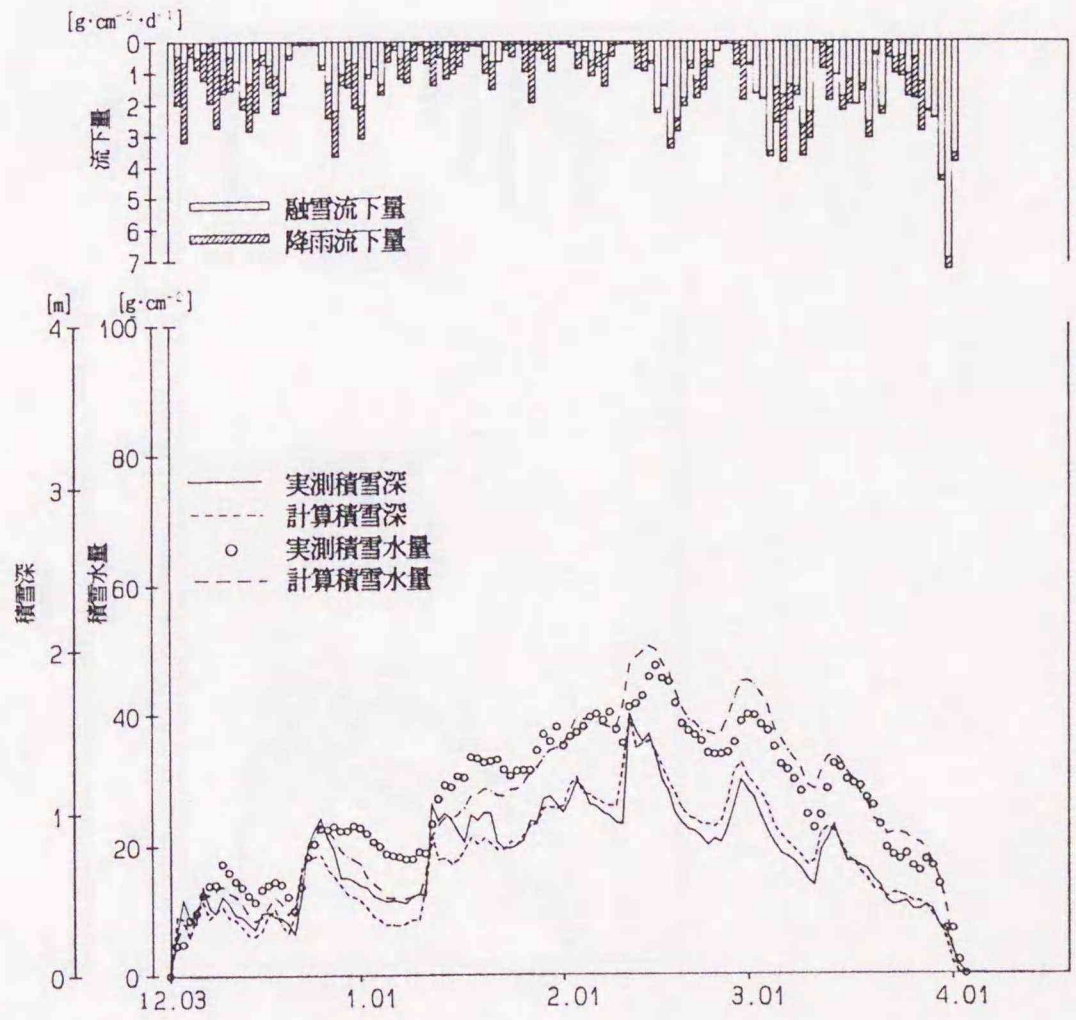


図6-10-④　上越におけるモデルの適用結果(1973～1974)

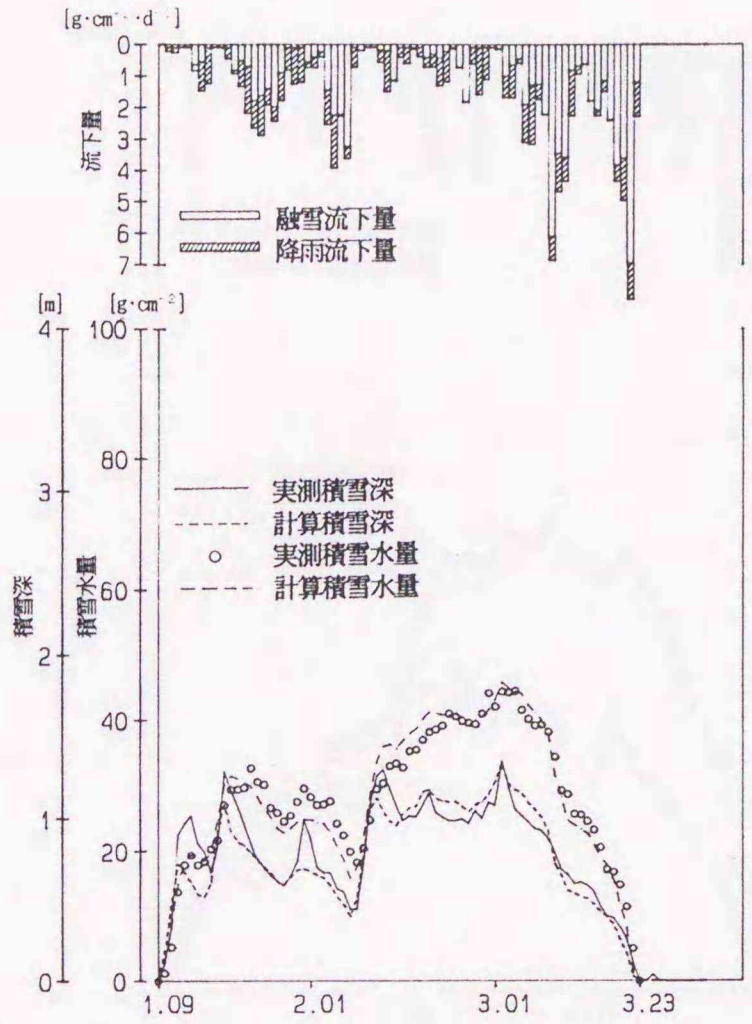


図6-10-⑤　上越におけるモデルの適用結果(1975)

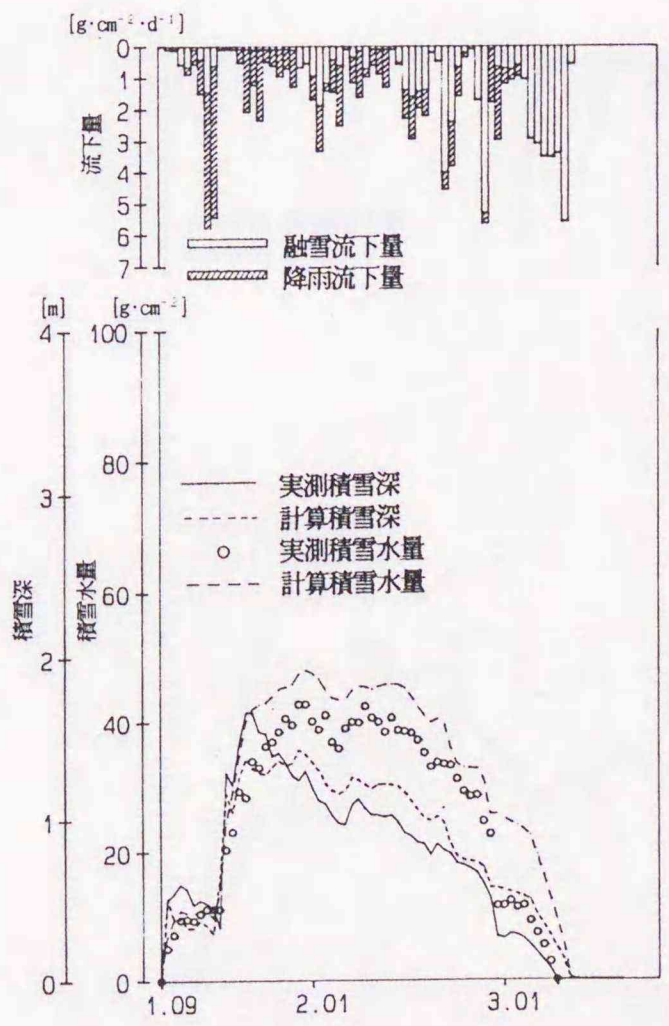


図6-10-⑥　上越におけるモデルの適用結果(1976)

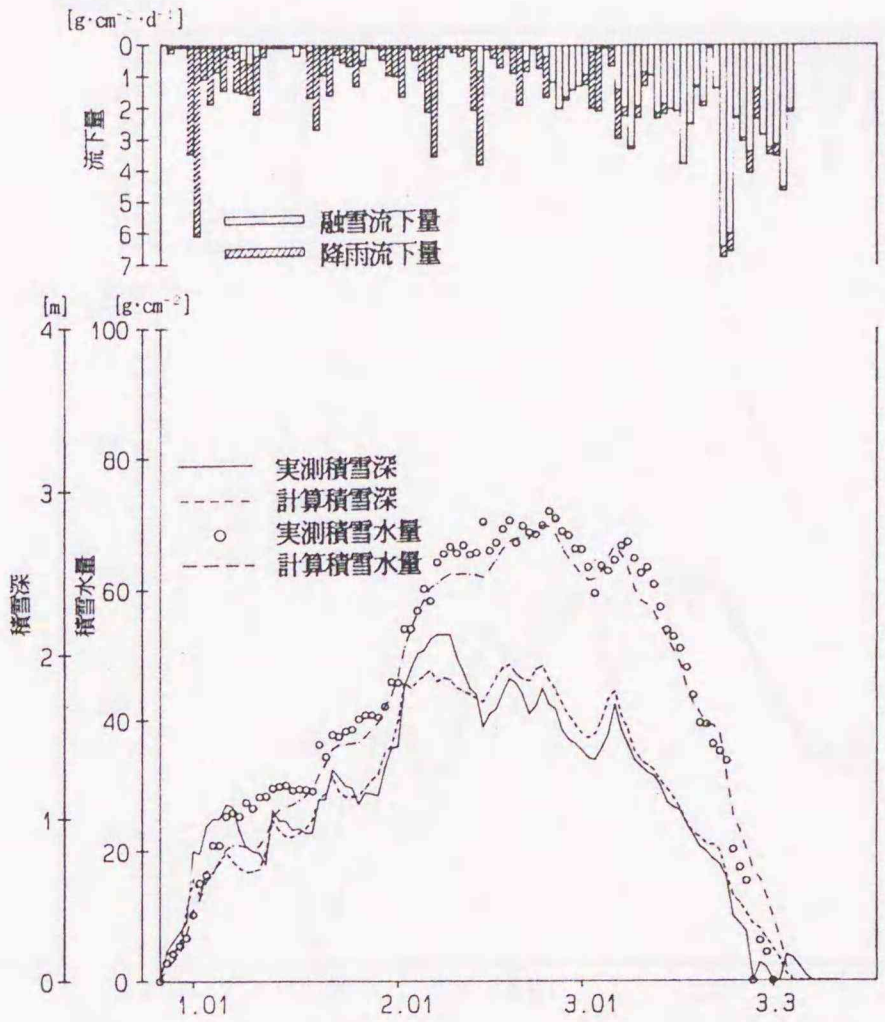


図6-10-⑦　上越におけるモデルの適用結果(1976～1977)

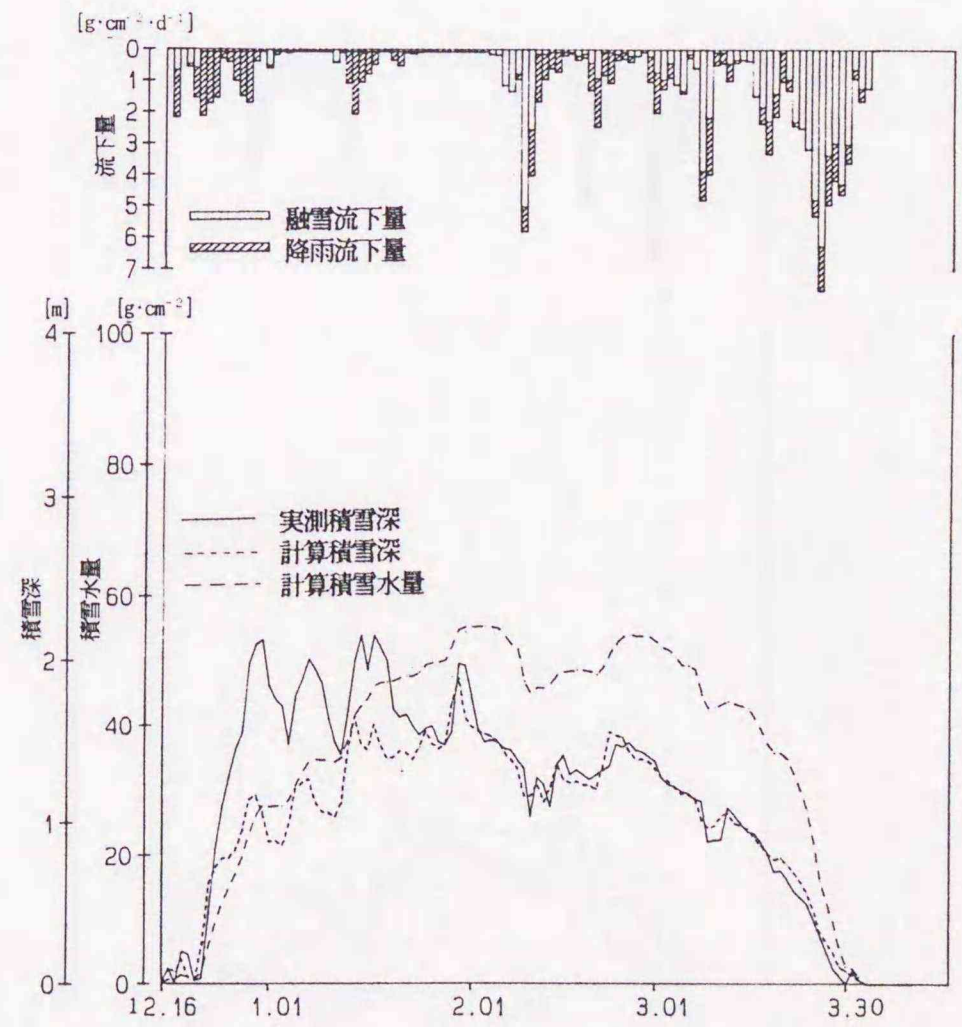


図6-11-①　刀利におけるモデルの適用結果(1984～1985)

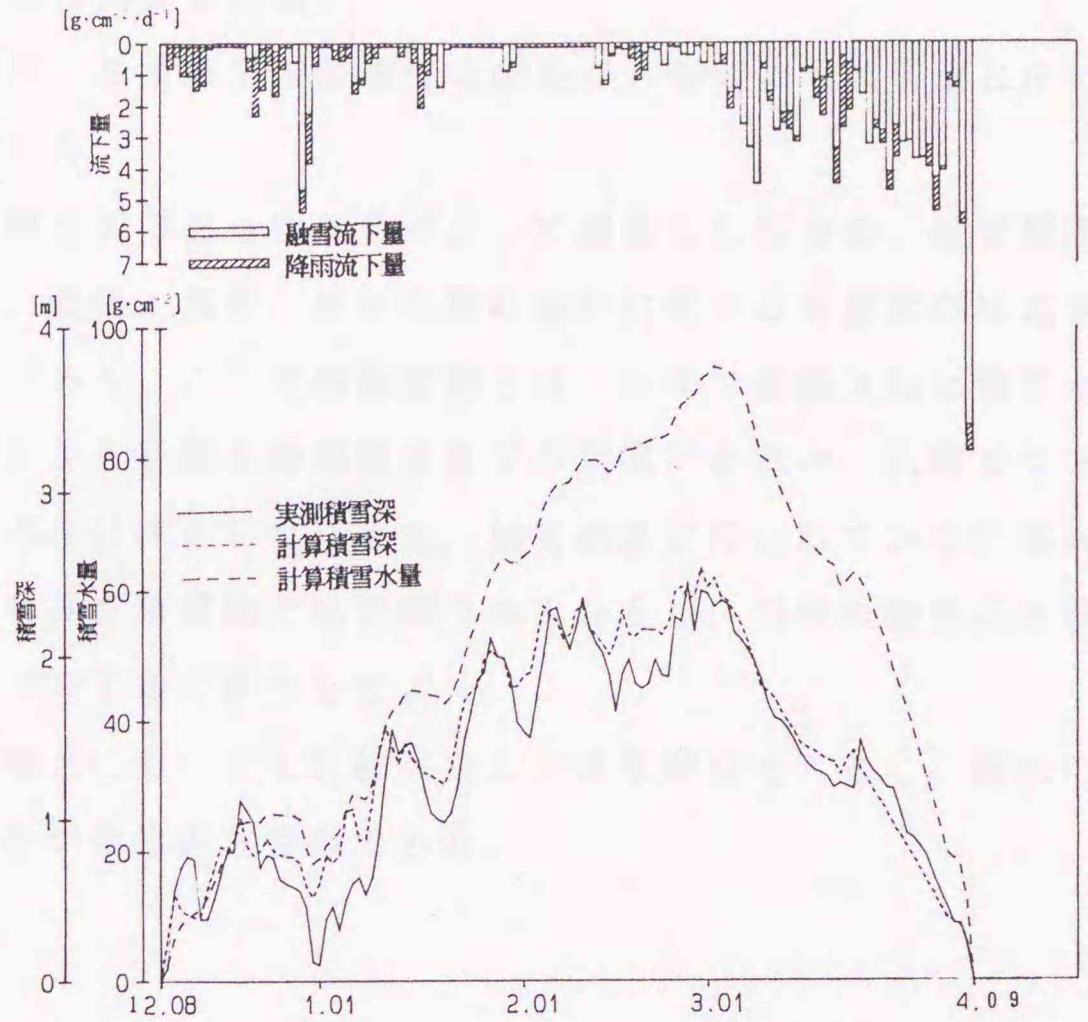


図6-11-②　刀利におけるモデルの適用結果(1985～1986)

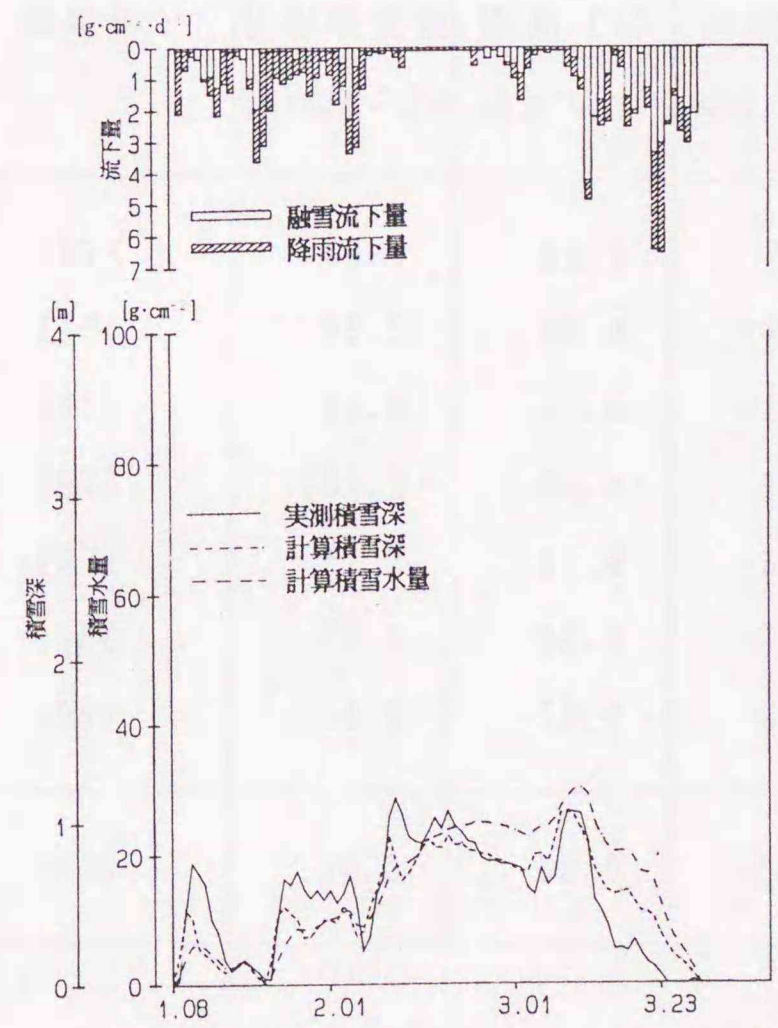


図6-11-③　刀利におけるモデルの適用結果(1989)

3．対象地点の熱収支構成

熱収支積雪・融雪モデルの適用の結果から各地点の融雪期日中における熱収支構成を比較した。

モデルを積雪深の適合性を目的として適用した場合の，融雪期間日中について放射収支量，顕熱，潜熱，降水の熱の総和に対する各要素の構成割合を示したものが表6-14である。ここでの融雪期とは，各年で観測された積雪水量が最大となった日の翌日から計算上の消雪日までの期間であるが，札幌では本格的な融雪が始まる 3月15日以降とした。また，積雪調査が行われていない高坂は近距離にある釜淵と同じ日を積雪期と融雪期の境界日とし，刀利の融雪期は積雪深の減少が顕著となる 2月下旬以降とした。

いずれの地点においても放射収支量の寄与が最も大きく，降水による熱の寄与が少ないことが全体的な特徴である。

表6-14-①　融雪期日中の熱収支(札幌)

適用年	放射収支量 (%) Q_R/Q_M	顕熱 (%) Q_A/Q_M	潜熱 (%) Q_E/Q_M	降水の熱(%) Q_P/Q_M
1973	96.7	89.1	-85.7	0.1
1974	85.5	60.4	-46.2	0.3
1975	92.8	41.6	-35.3	0.9
1976	134.2	64.4	-99.0	0.4
1977	91.2	41.4	-33.1	0.5
1980	99.2	59.0	-58.4	0.2
1981	74.7	50.4	-25.4	0.3
平均	96.3	58.0	-54.7	0.4

表6-14-②　融雪期日中の熱収支(湯田)

適用年	放射収支量 (%) Q_R/Q_M	顕熱 (%) Q_A/Q_M	潜熱 (%) Q_E/Q_M	降水の熱(%) Q_P/Q_M
1969	82.4	21.4	-4.6	0.8
1971	87.1	12.9	-0.6	0.6
1972	77.0	20.1	1.7	1.2
1973	75.4	21.7	2.5	0.4
1974	81.6	13.5	4.4	0.5
1975	75.1	21.8	2.5	0.6
平均	79.8	18.6	1.0	0.6

表6-14-③　融雪期日中の熱収支(釜淵)

適用年	放射収支量 (%) Q_R/Q_M	顕熱 (%) Q_A/Q_M	潜熱 (%) Q_E/Q_M	降水の熱(%) Q_P/Q_M
1967	77.1	25.3	-3.6	1.2
1968	83.2	15.3	1.2	0.3
1969	83.4	14.9	1.1	0.6
1970	84.7	16.0	-1.1	0.4
1973	82.4	16.9	0.4	0.3
1974	79.4	17.3	2.5	0.8
1975	69.8	29.9	-1.0	1.3
1976	89.1	16.8	-6.1	0.3
平均	79.8	18.6	1.0	0.6

表6-14-④　融雪期日中の熱収支(高坂)

適用年	放射収支量 (%) Q_R/Q_M	顕熱 (%) Q_A/Q_M	潜熱 (%) Q_E/Q_M	降水の熱(%) Q_P/Q_M
1968	82.4	15.3	1.7	0.6
1969	80.0	15.6	2.2	2.2
1970	83.6	16.4	0.0	0.0
1973	84.0	16.0	0.0	0.0
1974	83.4	14.7	1.1	0.8
1975	70.2	27.9	0.8	1.1
1976	87.3	15.8	-3.7	0.0
平均	81.6	17.4	0.3	0.7

表6-14-⑤　融雪期日中の熱収支(上越)

適用年	放射収支量 (%) Q_R/Q_M	顕熱 (%) Q_A/Q_M	潜熱 (%) Q_E/Q_M	降水の熱(%) Q_P/Q_M
1969	57.4	62.9	-21.2	0.9
1970	61.8	59.9	-22.2	0.5
1971	47.7	65.0	-14.0	1.3
1974	62.4	53.2	-16.5	0.9
1975	54.8	52.4	-8.5	1.3
1976	62.2	52.8	-16.0	1.0
1977	62.5	43.5	-6.5	0.5
平均	58.4	55.7	-15.0	0.9

表6-14-⑥　融雪期日中の熱収支(刀利)

適用年	放射収支量 (%) Q_R/Q_M	顕熱 (%) Q_A/Q_M	潜熱 (%) Q_E/Q_M	降水の熱(%) Q_P/Q_M
1985	68.2	42.6	-12.0	1.2
1986	68.8	29.6	1.0	0.6
1988	64.7	45.5	-12.0	1.8
平均	67.2	39.2	-7.7	1.2

湯田，釜淵，高坂の平均的な熱収支構成は類似し，ともに放射収支量が80%，顕熱が20%程度であり，Ⅲ章で示した御明神調査地の熱収支構成も放射収支量および蒸発潜熱の寄与がやや多いものの，ほぼ同等なものである。このことは東北地方山間内陸部の融雪現象の一つの特徴と考えられる。

顕熱は上越で目立って大きく放射収支量との差はわずかである。また，刀利でも顕熱の寄与がこれについで大きく東北地方との明瞭な相違点となっている。

札幌では融雪には負の効果となる蒸発潜熱が大きいが，このことは気温が上昇し，凝結が優勢となる以前に消雪が完了するためと考えられる。

前述のように融雪流出解析の分野では，融雪量の算出において，デグリーディ法などの気温のみを媒介とした経験的手法が多用されている。

この手法で気温1 ℃あたりの融雪量を与える融雪係数が場所的に変化することが指摘されている[64]が，以上の熱収支構成の地点による差異もその原因の一つと考えられる。

4．まとめ

融雪，気象要素の現地調査結果から導いた熱収支融雪モデルを熱収支積雪・融雪モデルに拡張し，その適合性を検討した。

①　現地調査結果からアルベドと積雪表層密度との回帰式を導いた。推定されたアルベドの精度はおおむね良好で実用的にも十分であることが認められた。

② 札幌，湯田，釜淵，高坂，上越，刀利の気温，湿度，風速の12時間平均値を求める推定式ならびに適用地点または付近の気象官署における日射量の推定式を作成した。

③ 熱収支融雪モデルにアルベド，降水形態の判別機能，積雪密度の推定機構を与えて熱収支積雪・融雪モデルに拡張した。

④ 熱収支積雪・融雪モデルを札幌，湯田，釜淵，高坂，上越，刀利の 6地点に適用した。積雪深の適合性を目的とした場合でも積雪水量の適合性は良好であり，モデルの妥当性が示された。

⑤ 6 地点における日中の熱収支を比較し，場所によって構成要素の相違が大きいことがわかった。

Ⅶ. 熱収支積雪・融雪モデルの流出解析への適用

前章では熱収支積雪・融雪モデルを構築し，これを北海道から北陸にいたる6地点に適用した。この章ではこの適用地点のなかで近隣に試験流域やダム流域をもつ釜淵（釜淵1号沢流域），高坂（高坂ダム流域），刀利（刀利ダム流域）の3流域を対象として熱収支積雪・融雪モデルによる融雪流出解析を試みた。

熱収支積雪・融雪モデルの流域への適用にあたっては気象要素に関する2～3の仮定を設け，流出モデルとしてはタンクモデル法を用いた。なお，融雪流出解析の対象年は熱収支積雪・融雪モデルの対象年と同様であり，このモデルの唯一のパラメータである降雪密度は前章で得られたものを用いた。

1．流域の地帯分割方法

流域を分割する目的は，流域内の気象条件の差異によって生ずる積雪－融雪過程の量的，時間的な相違を段階的に表現するものである。

タンクモデル法で一般的に用いられている方法に準じて高坂ダム，刀利ダム流域を 4地帯に分割した。ただし釜淵 1号沢については流域面積が小さく，流域の高度幅も100m程度であるので分割は行わなかった。

地帯分割にあたっては1/25,000の地形図を利用して高度100m毎の面積を求めた（表7-1）。

なお，釜淵 1号沢流域の最高標高，最低標高はそれぞれ251m，151mである。

タンクモデル法の地帯分割法として，流域の高度範囲を4 等分して地帯の高度幅と面積比率を決める方法や，等差数列で地帯面積比率を定める方法があり，後者の方法で山地流域の面積比率を決める場合には等差を 0とすることが推奨されている[61]。ここでは高度による地帯面積のバラツキを避けて等差数列による方法を採用した。また，対象流域はいずれも山地流域であるので等差を0とした。したがって4地帯は等しい面積をもつことになる。

高坂ダム，刀利ダム両流域の高度と累加面積と分割地帯の関係を示したものを図7-1に示した。

なお，(7.1)式によって求められた分割地帯毎の平均標高を表7-2に示す。また，地帯分割を行わない釜淵 1号沢の流域平均標高は193mである。

表7-1-①　高坂ダム流域の標高別面積

標　高 (m)	面　積 (km²)	累加面積 (km²)
～ 300	10.20	10.20
300～ 400	14.68	24.88
400～ 500	13.02	37.90
500～ 600	11.27	49.17
600～ 700	9.42	58.59
700～ 800	5.63	64.22
800～ 900	3.01	67.23
900～1,000	0.78	68.01
1,000～	0.19	68.20

表7-1-②　刀利ダム流域の標高別面積

標　高 (m)	面　積 (km²)	累加面積 (km²)
～ 400	1.68	1.68
400～ 500	4.50	6.18
500～ 600	6.58	12.76
600～ 700	8.63	21.39
700～ 800	7.94	29.33
800～ 900	5.75	35.08
900～1,000	3.51	38.59
1,000～1,100	3.16	41.75
1,100～1,200	1.77	43.52
1,200～1,300	1.14	44.66
1,300～	1.24	45.90

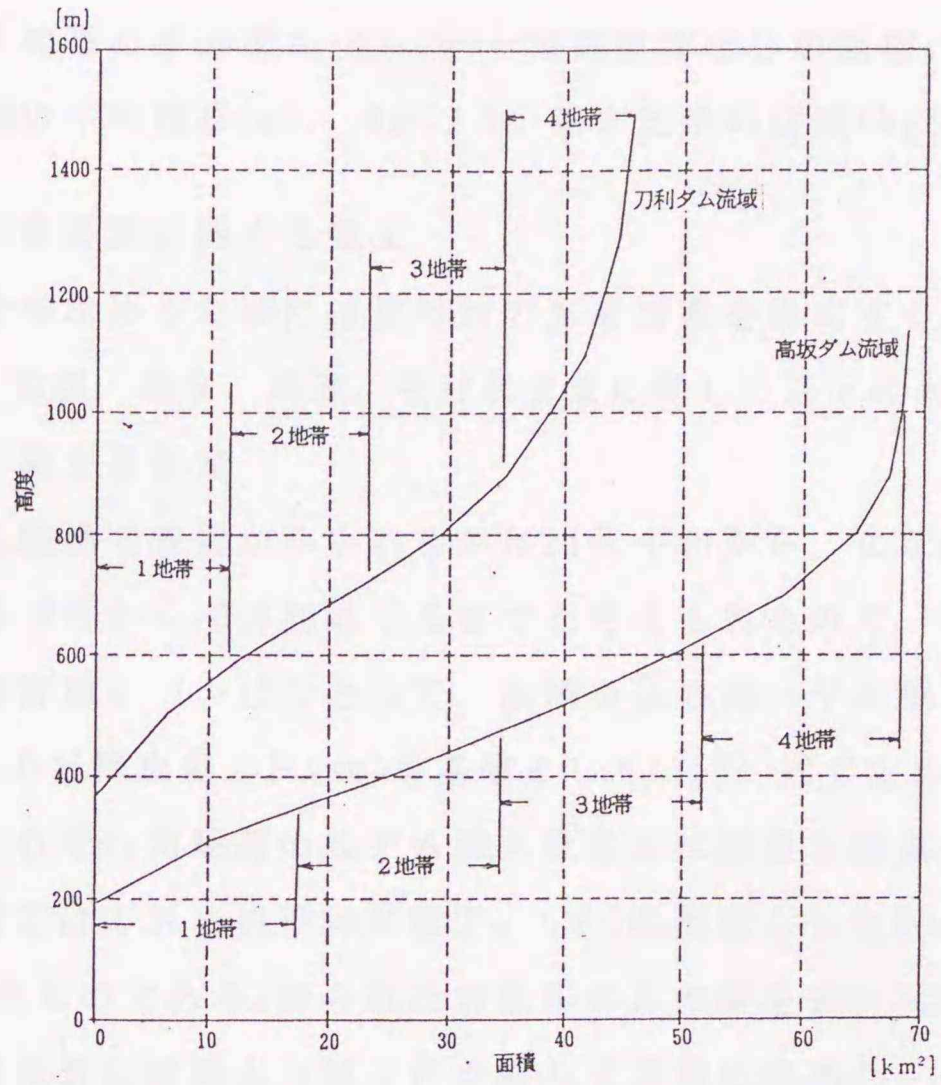


図7-1　高坂ダム，刀利ダム流域の高度と面積

表7-2　高坂ダム，刀利ダム流域の地帯別平均標高

高坂ダム流域		刀利ダム流域	
分割地帯	平均標高(m)	分割地帯	平均標高(m)
1	280	1	477
2	470	2	651
3	542	3	798
4	741	4	1,083

$$h(i)=\frac{r_1\times p_1+r_2\times p_2+\cdots\cdots+r_n\times p_n}{Ar(i)} \quad \cdots\cdots\cdots(7.1)$$

$h(i)$：第i地帯の平均標高(m)，r：等高線間部分の面積(km2)

p：等高線間の平均標高(m)，$Ar(i)$：第i地帯の面積(km2)

2．流域の気象要素に関する仮定

流域融雪量を求めるためには地帯別の気象要素を推定する必要があるが，ここでは降水量，気温，湿度，風速，放射収支量に関して以下のような仮定を設ける。

(1) 降水量に関する仮定

一般に山地流域で積雪がみられるのは11月中旬から，また融雪の影響が河川流量に残るのは 5月から 6月初めごろまでと考えられるので，積雪融雪期を11～ 6月，非積雪融雪期を 7～10月として，流域全体の降水平均割増率Bをこの期間毎の気象観測点の総降水量ΣP(mm)を基準として(7.2) 式で定めた。なおΣR(mm)，ΣE(mm)はそれぞれ同期間の総ダム流入量または流量と総蒸発散量であり，月蒸発散量Eの推定はこれを月平均気温Ta (℃)の関数としたKootenの実験式[41] (7.3)で求めたものである。得られた対象年のBの値を表7-3に示す。

なお日蒸発散量は無降水日数でEを除して月別に求めた。

$$B=\frac{\Sigma R+\Sigma E}{\Sigma P} \quad \cdots\cdots\cdots(7.2)$$

$$E=3.7\times Ta+10.2 \quad \cdots\cdots\cdots(7.3)$$

B：降水平均割増し率，ΣR：期別ダム総流入量，ΣE：期別総蒸発散量

ΣP：期別総降水量，E：月蒸発散量月，Ta：月平均気温

地帯分割を行った高坂，刀利では，このようにして得られた積雪融雪期の割増率を，①降雪がほとんど見られない 5～6月，②積雪進行期の12～3月，③移行期の11月および4月の3期にわけて月別の割増率に配分した。すなわち①の期間は非積雪融雪期の割増率を充当して固定し，③の期間は①と②の期間の平均値で与えられるものとした。この仮定と8ヵ月の割増率の総和が積雪融雪期のBに相当することから 3つの等式が得られ，各期間の割増率が決まる。さらに降水量が高度の 1次式として増加するものと仮定して地帯別の割増し率を求めた。

この仮定は，山田ら[72] が樹林限界内の積雪水量分布が高度とともに直線的に

増加することを示した結果からみて妥当であると考えられる。このようにして求められた年毎の地帯別，月別の降水割増率を表7-4に示す。

表7-3-①　釜淵1号沢流域の降水割増率

	積雪・融雪期 11月 1日～ 6月30日	非積雪・融雪期 7月 1日～ 10月31日
1966～1967	1.11	1.00
1967～1968	1.00	1.00
1968～1969	1.04	1.01
1969～1970	1.08	1.00
1972～1973	1.07	1.02
1973～1974	1.05	1.05
1974～1975	1.12	1.02
1975～1976	1.13	1.03

表7-3-②　高坂ダム流域の降水割増率

	積雪・融雪期 11月 1日～ 6月30日	非積雪・融雪期 7月 1日～ 10月31日
1967～1968	1.18	1.19
1968～1969	1.04	1.00
1969～1970	1.07	1.15
1972～1973	1.18	1.14
1973～1974	1.19	1.04
1974～1975	1.43	1.17
1975～1976	1.32	1.11

表7-3-③　刀利ダム流域の降水割増率

	積雪・融雪期 11月 1日～ 6月30日	非積雪・融雪期 7月 1日～ 10月31日
1984～1985	1.20	1.45
1985～1986	1.35	1.19
1987～1988	1.23	1.14

表7-4-①　高坂ダム流域の月別・地帯別降水量割増率

1967～1968年				1968～1969年			
分割地帯	11・4月	12～3月	5・6月	分割地帯	11・4月	12～3月	5・6月
1	1.07	1.07	1.07	1	1.01	1.02	1.00
2	1.16	1.15	1.17	2	1.03	1.05	1.00
3	1.20	1.18	1.21	3	1.03	1.07	1.00
4	1.29	1.27	1.31	4	1.05	1.10	1.00

1969～1970年				1972～1973年			
分割地帯	11・4月	12～3月	5・6月	分割地帯	11・4月	12～3月	5・6月
1	1.03	1.01	1.06	1	1.07	1.08	1.05
2	1.08	1.02	1.14	2	1.16	1.19	1.12
3	1.10	1.02	1.17	3	1.19	1.23	1.15
4	1.14	1.03	1.25	4	1.28	1.34	1.23

1973～1974年				1974～1975年			
分割地帯	11・4月	12～3月	5・6月	分割地帯	11・4月	12～3月	5・6月
1	1.06	1.11	1.02	1	1.15	1.22	1.07
2	1.14	1.25	1.04	2	1.34	1.52	1.16
3	1.17	1.30	1.05	3	1.41	1.63	1.19
4	1.26	1.44	1.07	4	1.61	1.94	1.28

1975～1976年			
分割地帯	11・4月	12～3月	5・6月
1	1.11	1.17	1.04
2	1.25	1.40	1.10
3	1.30	1.48	1.12
4	1.44	1.72	1.17

表7-4-②　刀利ダム流域の月別・地帯別降水量割増率

1984～1985年				1985～1986年			
分割地帯	11・4月	12～3月	5・6月	分割地帯	11・4月	12～3月	5・6月
1	1.07	1.07	1.07	1	1.01	1.02	1.00
2	1.16	1.15	1.17	2	1.03	1.05	1.00
3	1.20	1.18	1.21	3	1.03	1.07	1.00
4	1.29	1.27	1.31	4	1.05	1.10	1.00

1987～1988年			
分割地帯	11・4月	12～3月	5・6月
1	1.03	1.01	1.06
2	1.08	1.02	1.14
3	1.10	1.02	1.17
4	1.14	1.03	1.25

(2) 気温，湿度，風速，放射収支量に関する仮定

気温は，高度増加にともなう気温低減率を100mにつき0.6℃として，気象観測点で推定された12時間平均気温を基準に，各地帯平均標高点の気温を算定した。流域の気温に関する上記の扱いは，降水量の割増方法とともに菅原の方法をおおむね踏襲するものである。

流域内の風速は，森林の影響や熱的な要因で起こる斜面下降風の影響などが関与し複雑である。これの推定例として，本山[43]は高度が異なる 2点での気象観測結果から，気温，風速，比湿が高度の 1次式で表されるものとして，流域に設けた格子点に内挿した。また別の角度から石井[6]は，地形と林相の相違が風速に与える影響を吟味し，平坦開地の風速に対して40～120%となることを示した。同様に太田[52]は森林内の風速は開地の10～40% となることを示したが，風速に関する両者の観測例には大きな相違がある。

一方，中村ら[50]は奥只見ダムサイトの風速と湿度を全流域に用い，良好な結果

を得ている。そこで本論でも複雑な仮定を避け，風速と湿度は気象観測点のものを各地帯での計算に用いる。

これまで論じてきたように，融雪にしめる熱収支要素の中で最も大きいのは各地点とも放射収支量であり，流域内のそれは林相と斜面の方位，斜度等の地形に依存する。石井[6]は風速と同様に地形と林相が異なる複数の地点で日射を観測し，これらの地点の日射量は平坦開地の20～90%に減少することを示した。また橋本ら[5]は森林内の下向き長波放射が開地の105～118%になることを示している。ここでは後述するように，これらの観測例の範囲で日射量，下向き長波放射量の増・減率を試算によって決定した。

3．タンクモデル定数の同定と放射量増・減率

(1) タンクモデル定数の同定

タンクモデルとして図7-2に示す慣用の直列貯留型タンクモデルを用いた。

タンクモデル定数の同定方法として試行錯誤による方法，菅原の自動化による方法，モデルのパラメータを初期値によって基準化し，最適化手法のひとつであるパウエルの共役方向法によってパラメータを決定するSP[22]法などがある。

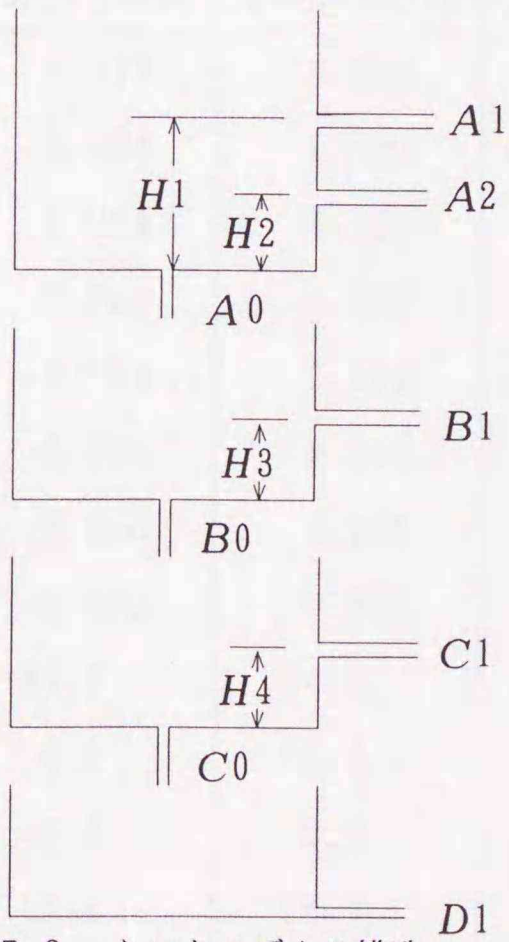


図7-2　タンクモデルの構造

菅原の方法は気温のみを用いた積雪・融雪計算のパラメータを決める半自動化法と対で用いられることが多いので，ここではSP法を用い，目的関数として次式で示される関数形(χ^2基準)を用いた。

$$J_*=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\frac{(q_{ci}-q_{oi})^2}{q_{oi}} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(7.4)$$

J_*：χ^2基準，N：資料数，q_o：実測値，q_c：計算値

永井ら[45]は，同定には渇水年の資料を用いること，また，同定条件の設定については高水部流量を誤差評価の対象外とする方法や流量の時間ズレを許容する方法を示しているが，同定にあたってはこれらの考察例を参考にした。なお，同定時の日射量，下向き長波放射量は林相，地形等の影響を考慮せずに算定した。各流域の同定期間と得られたモデル定数および同定時の相対誤差を 表7-5に示す。

表7-5　タンクモデルの定数

対象流域	釜淵1号沢	高坂ダム	刀利ダム
同定期間	1974.11. 1 ～ 1976.10.31	1974.11. 1 ～ 1975.10.31	1985.11. 1 ～ 1986.10.31
$A1$	0.577	0.310	0.265
$A2$	0.188	0.121	0.072
$A0$	0.234	0.138	0.206
$B1$	0.262	0.086	0.144
$B0$	0.123	0.108	0.198
$C1$	0.054	0.040	0.044
$C0$	0.010	0.035	0.017
$D1$	0.002	0.005	0.007
$H1$	24.8	24.6	22.3
$H2$	4.3	15.4	6.8
$H3$	16.9	9.9	20.2
$H4$	12.4	14.7	17.3
相対誤差	0.50	0.35	0.32

(2) 放射量増・減率

林相等の影響を考慮して，各地帯で算定された下向き長波放射量(射出率)を5%間隔で0～20%増加させ，逆に日射は気象観測地点の推定値に対して10%間隔で0～30%減じて，計20通りの組合せについて試算を行った。この範囲での流域日射量と下向き長波放射量の最適増・減率を実測流量との適合性から求めた。

4．流量の推定結果

(1) 積雪・融雪期の流量推定精度

各流域について得られた日射量，下向き長波放射量の増・減率と積雪融雪期にあたる12～5月の日流量の相対誤差を表7-6に示した。ただし釜淵では流域内の消雪が早いため，4月までの相対誤差である。

各流域の日射量の減率と下向き長波放射量の増率はいずれも既往の観測例の範囲内にあるが，高坂の日射の減率が他流域に比べて小さくなっている。これは，同流域では南を中心とした方位を有する斜面が卓越することに起因するものと考えられる。

表7-6　日射量，下向き長波放射量の増・減率と流量の相対誤差

釜淵1号沢流域		高坂ダム流域		刀利ダム流域	
下向き長波放射量増率 10% 日射量減率 30%		下向き長波放射量増率 15% 日射量減率 10%		下向き長波放射量増率 15% 日射量減率 30%	
対象年	相対誤差 12～4月	対象年	相対誤差 12～5月	対象年	相対誤差 12～5月
1966～1967	0.32	1966～1967	0.32	1984～1985	0.29
1967～1968	0.24	1967～1968	—	1985～1986	0.24
1968～1969	0.32	1968～1969	0.28	1987～1988	0.24
1969～1970	0.27	1969～1970	0.36		
1972～1973	0.32	1972～1973	0.38		
1973～1974	0.28	1973～1974	0.34		
1974～1975	0.36	1974～1975	0.31		
1975～1976	0.42	1975～1976	0.25		
平　均	0.32		0.32		0.26

全体的に推定精度はおおむね良好であり，以上の比較的簡単な解析手続きで本モデルの適用が可能であることが示された。

(2) 菅原の融雪計算法との推定精度の比較

菅原の融雪計算法(7.5式)で同様の計算を行い，それとの結果を比較した。ただし各地帯の日平均気温T_{mean}は日最高，最低気温の平均値と高度による温度低下量から求め，降水形態(雪か雨か)の判別基準温度を0℃，融雪係数m(kg・m^{-2}・d^{-1}・℃$^{-1}$)を6.0とした。

$$M = m \times T_{mean} + \frac{C_w \times T_{mean} \times P_r'}{L} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (7.5)$$

M ：日融雪量(kg・m^{-2}・d^{-1})，C_w：降雨の比熱 (MJ・kg^{-1}・℃$^{-1}$)

P_r'：日降雨量(kg・m-2・d^{-1})，L：氷の融解潜熱(MJ・kg^{-1})

以上の菅原の融雪計算法の設定条件は固定されたものであり，それに基づく結果を放射量に関する試算を行った熱収支・積雪融雪モデルの結果と厳密には比較できないが，ここではモデルの適合性を評価する一つの手法として比較計算を行ったものである。

表7-7 菅原雪モデルによる流量の相対誤差

釜淵1号沢流域		高坂ダム流域		刀利ダム流域	
対象年	相対誤差 12～4月	対象年	相対誤差 12～5月	対象年	相対誤差 12～5月
1966～1967	0.38	1966～1967	0.37	1984～1985	0.31
1967～1968	0.46	1967～1968	－	1985～1986	0.26
1968～1969	0.39	1968～1969	0.36	1987～1988	0.29
1969～1970	0.45	1969～1970	0.40		
1972～1973	0.44	1972～1973	0.36		
1973～1974	0.43	1973～1974	0.43		
1974～1975	0.57	1974～1975	0.39		
1975～1976	0.52	1975～1976	0.43		
平　均	0.46		0.39		0.29

菅原の融雪計算法を用いた場合の12～5月の日流量の相対誤差(釜淵は12～4月)を示したものが表7-7である。熱収支積雪・融雪モデルの結果(表7-6)と年毎の精度を比較すると，本モデルの推定結果の相対誤差が18例中17例までが菅原の融雪計算法を上回った。

両手法の平均的な相対誤差の差は釜淵1号沢で最も大きく0.14であり，高坂では0.07であった。検討対象年をほぼ同じくした両流域は熱収支構成も類似しているものの，釜淵では流域面積が小さいため，積雪融雪計算の差が直接的に流出計算に反映したものと考えられる。また，刀利ダム流域での推定精度の差は0.03で最も小さいが，このことは気温の直接的な関数である顕熱の寄与が他と比べて大きいことに起因していると考えられる。

積雪･融雪期とした11～6月の降雨を含む流域融雪量と流量を比較した計算結果を図7-3～7-5示すが，全体的に両手法で算出された3～5月の流域融雪量の分布に差がみられる場合が多く，このためか菅原雪モデルでは対象年による適合度のバラツキが大きいようである。

釜淵 1号沢流域では，熱収支積雪・融雪モデルに比べて，菅原雪モデルは積雪期において流域融雪量（降雨を含む）を生ずることが多く，そのために融雪期の消雪が早まり融雪期後半の適合性が低下するようである。その傾向は暖冬年の1972～1973年で顕著である。

高坂ダム流域では積雪期の流域融雪量に釜淵と同様の傾向が見られるが，両手法の積雪期流量には大きな差はない。融雪期流域融雪量のおおまかな時間的推移の傾向は，1967～1968年を除けば類似しているものの日々の値には差があり，流量の精度に影響をおよぼしている。

刀利ダム流域では両手法の差は最も少ないが，暖冬年の1987～1988年の菅原雪モデルの結果では釜淵と同様な傾向があり，積雪期に実測を上回る出水が見られ，逆に融雪期では過小評価となっている。

これらの比較考察から推論すれば，本モデルの融雪流出解析への適用はおおむね良好な結果を得たものと考えられる。

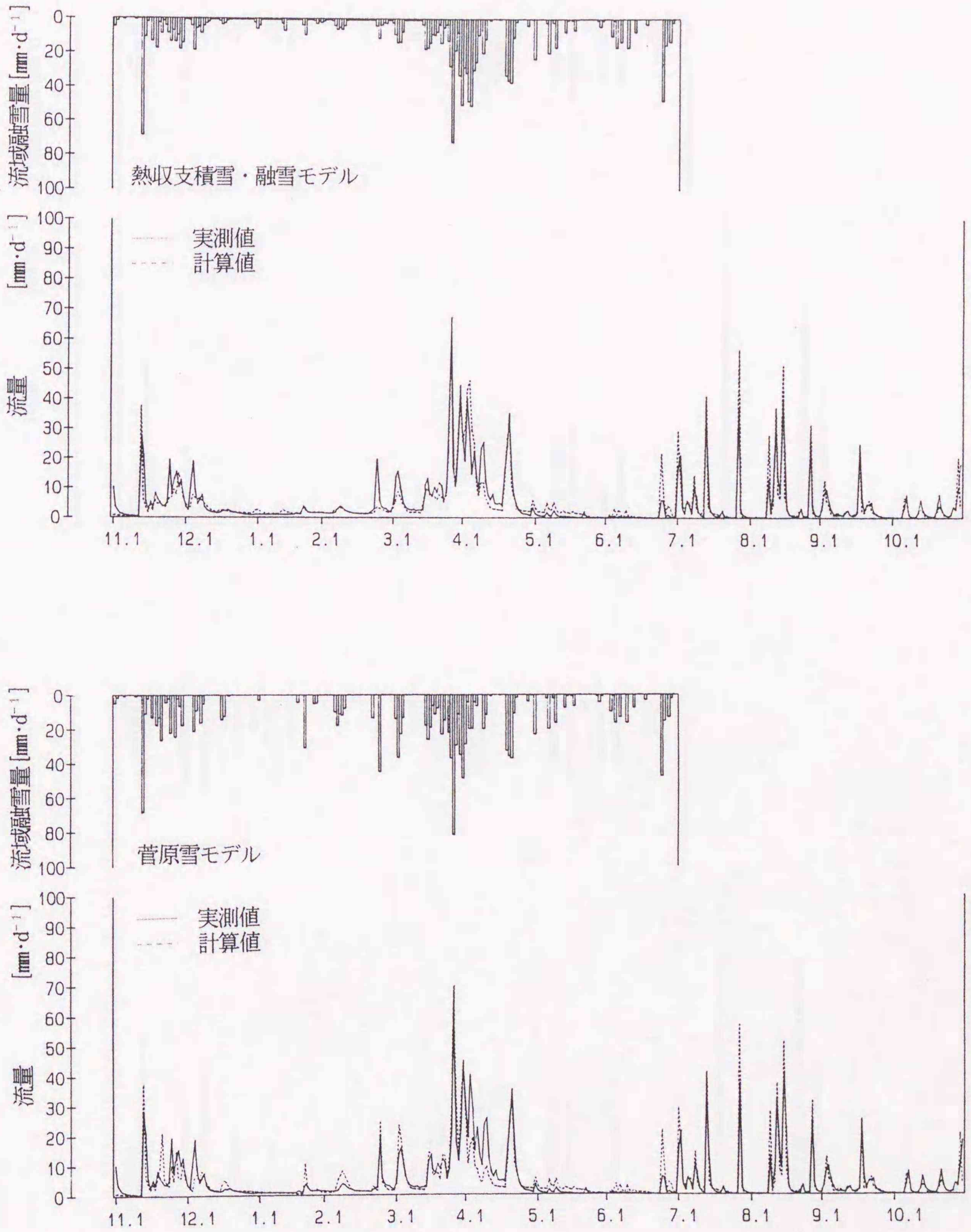


図7-3-①　釜淵1号沢における熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1966～1967)

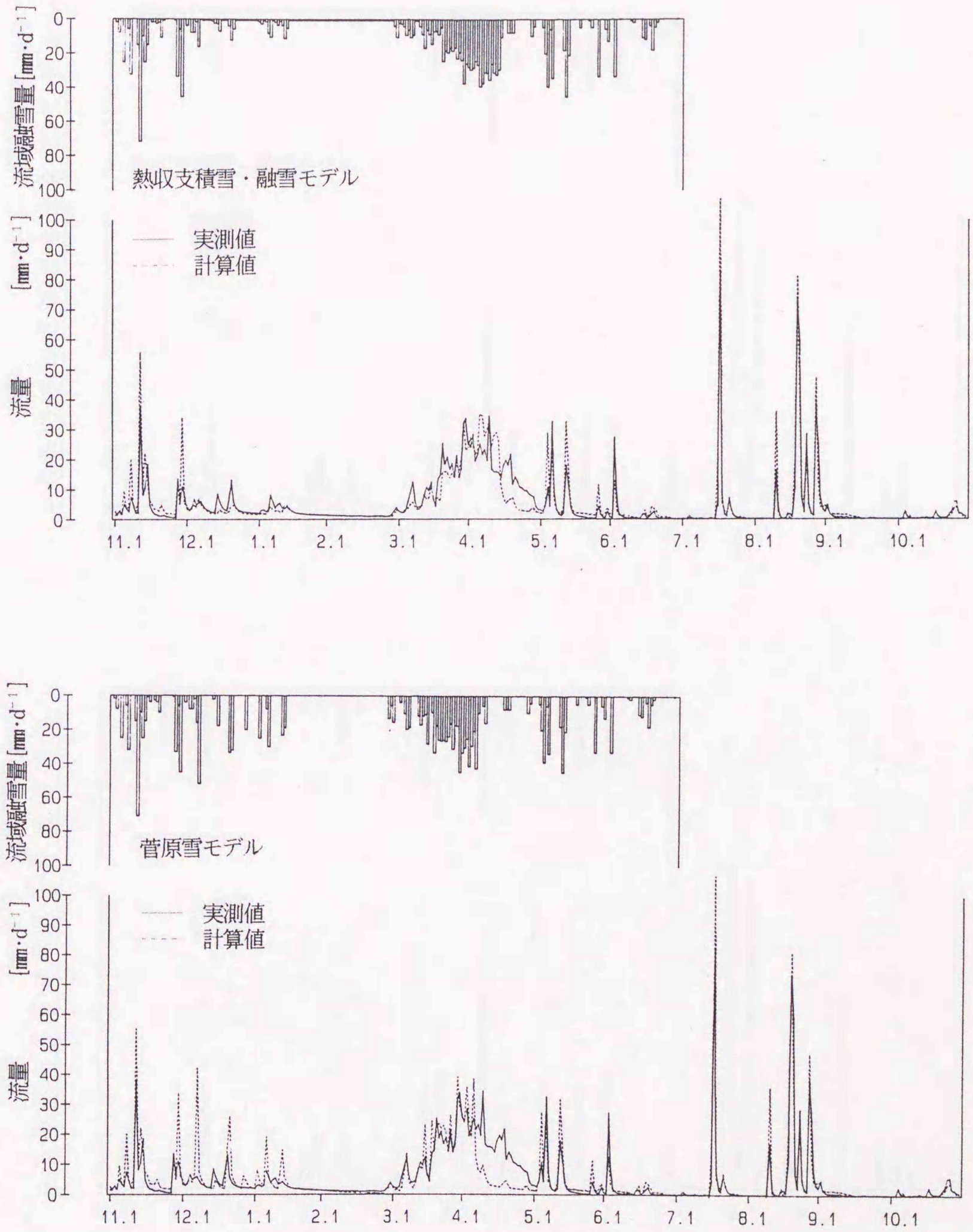


図7-3-② 釜淵1号沢における熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1967～1968)

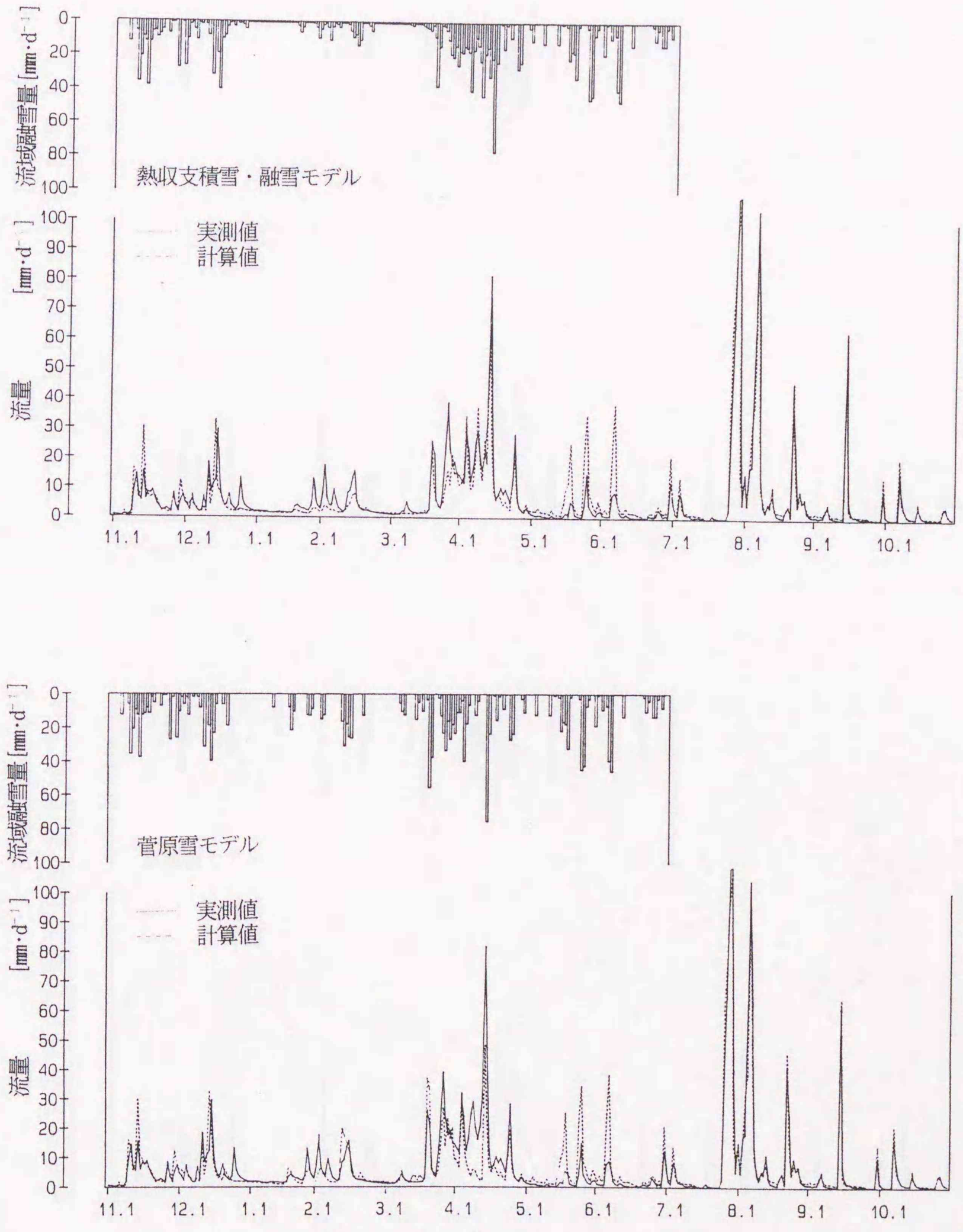


図7-3-③　釜淵1号沢における熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1968～1969)

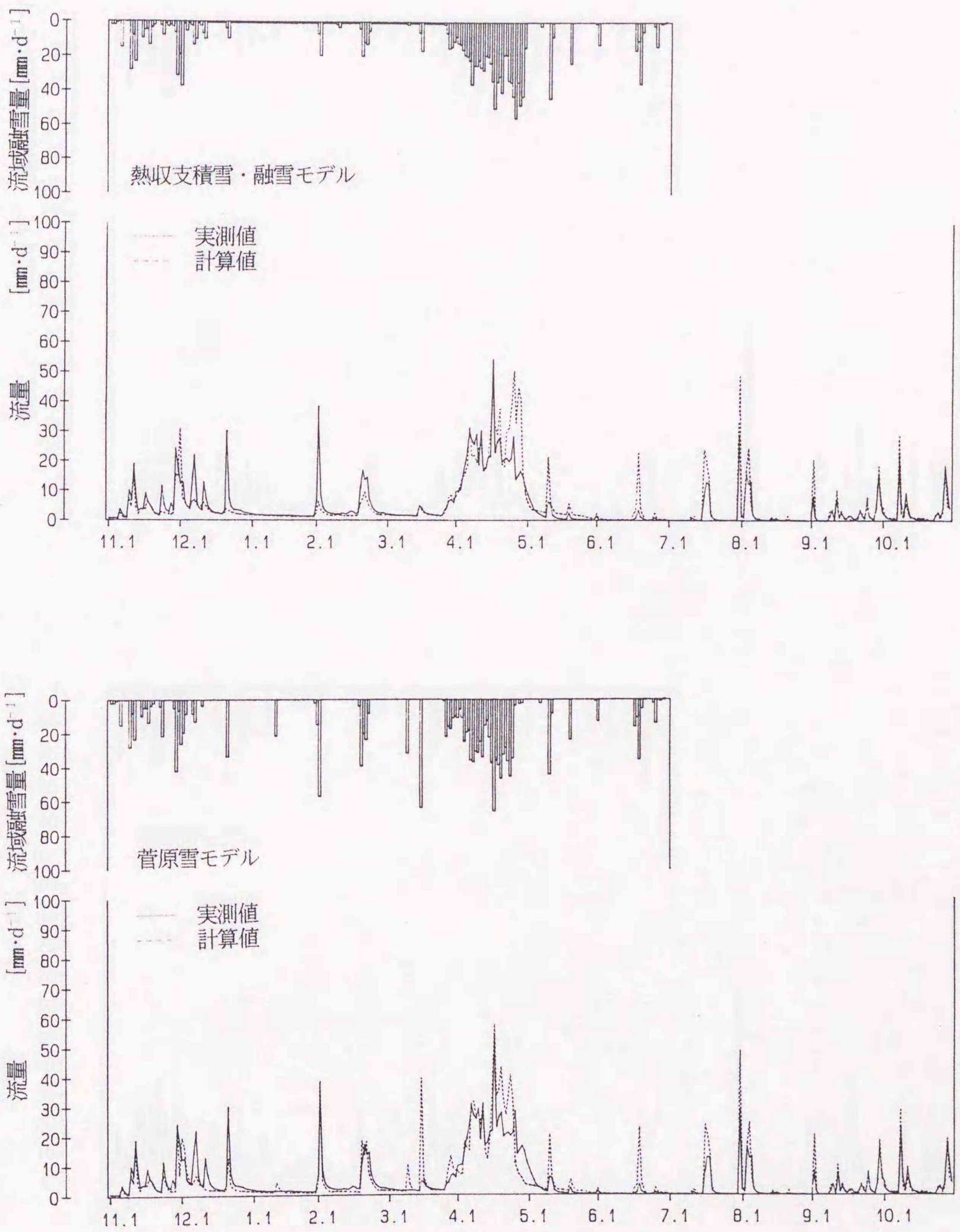


図7-3-④　釜淵1号沢における熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1969～1970)

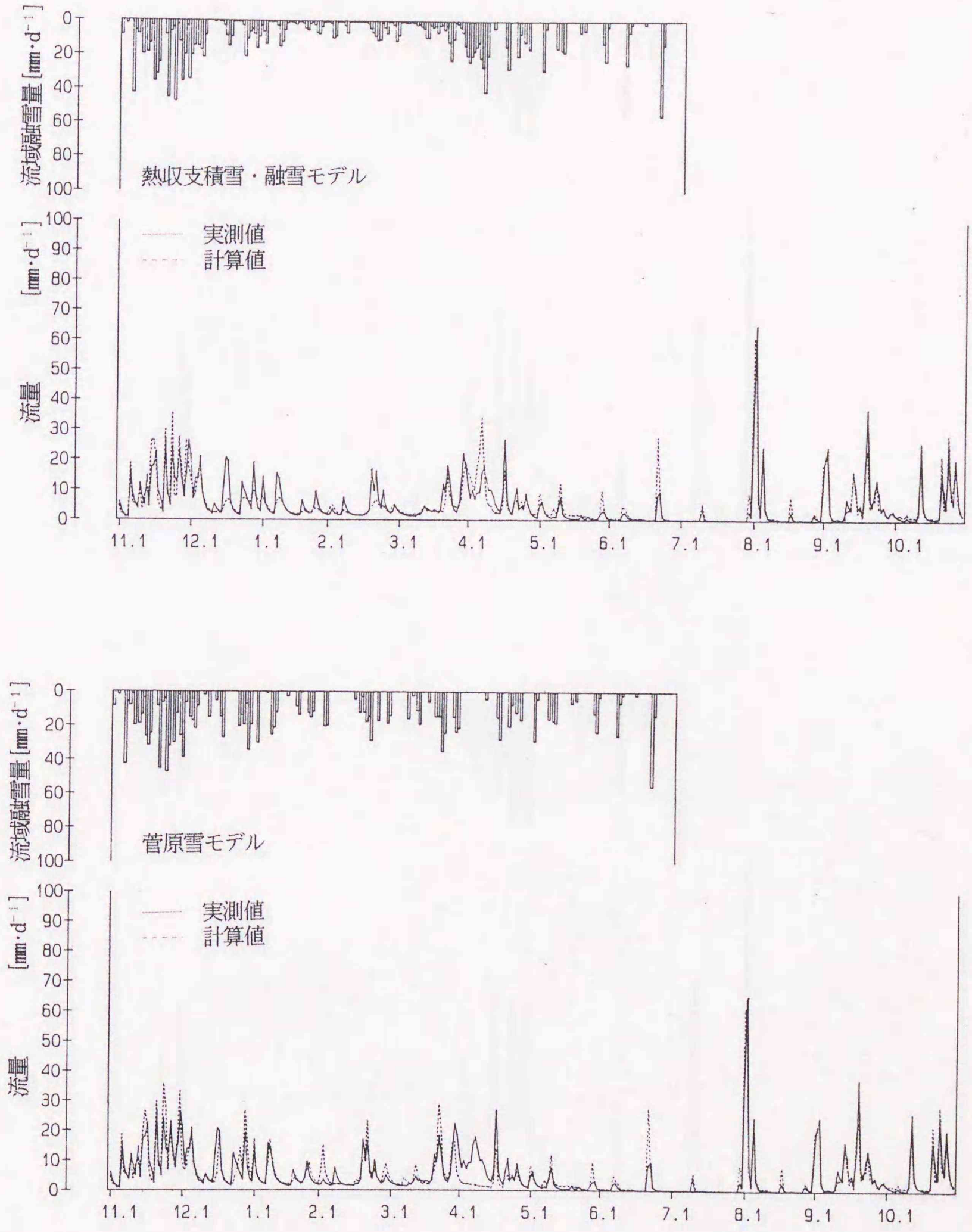
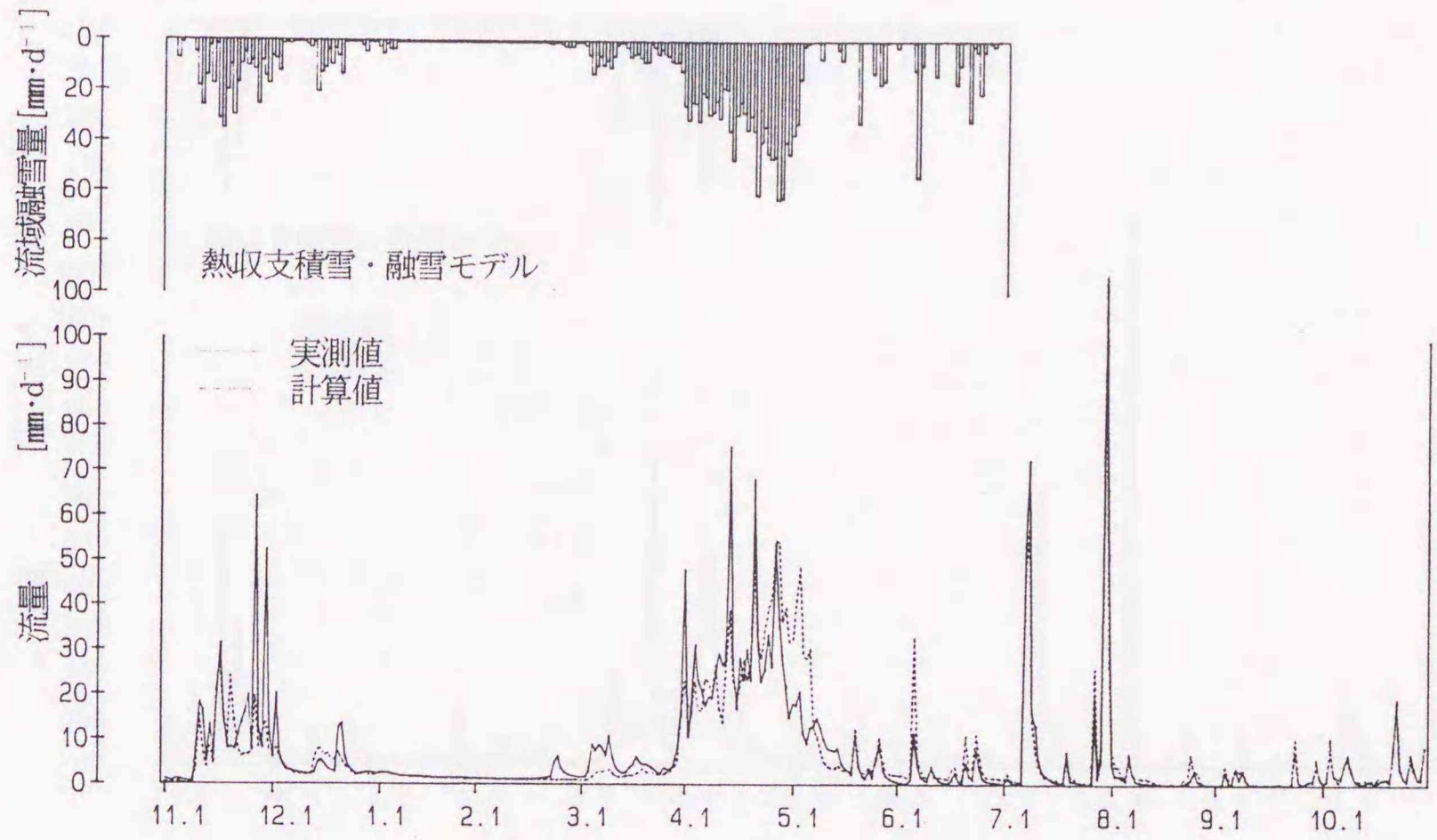


図7-3-⑤　釜淵1号沢における熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1972～1973)



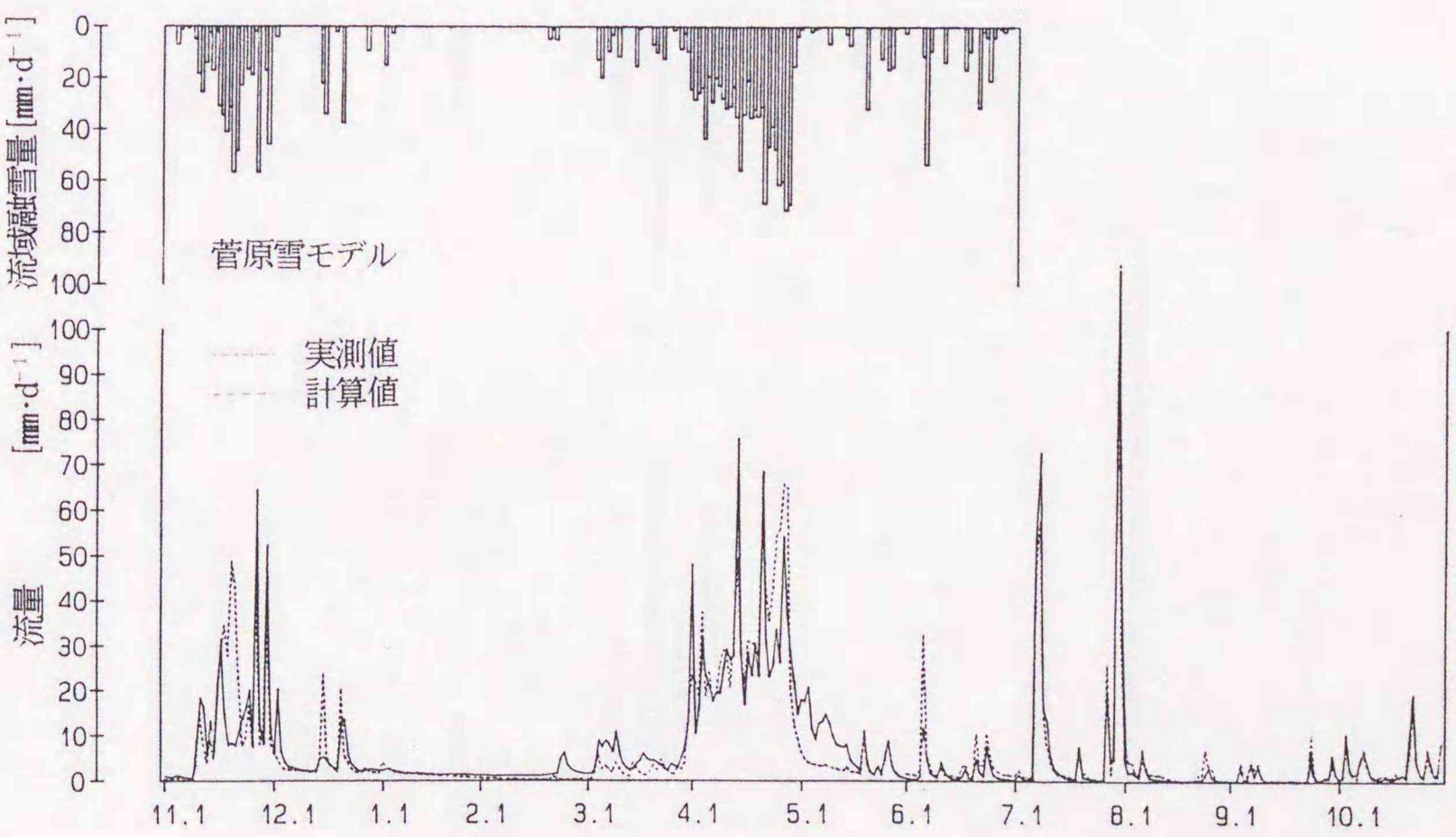


図7-3-⑥　釜淵1号沢における熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1973～1974)

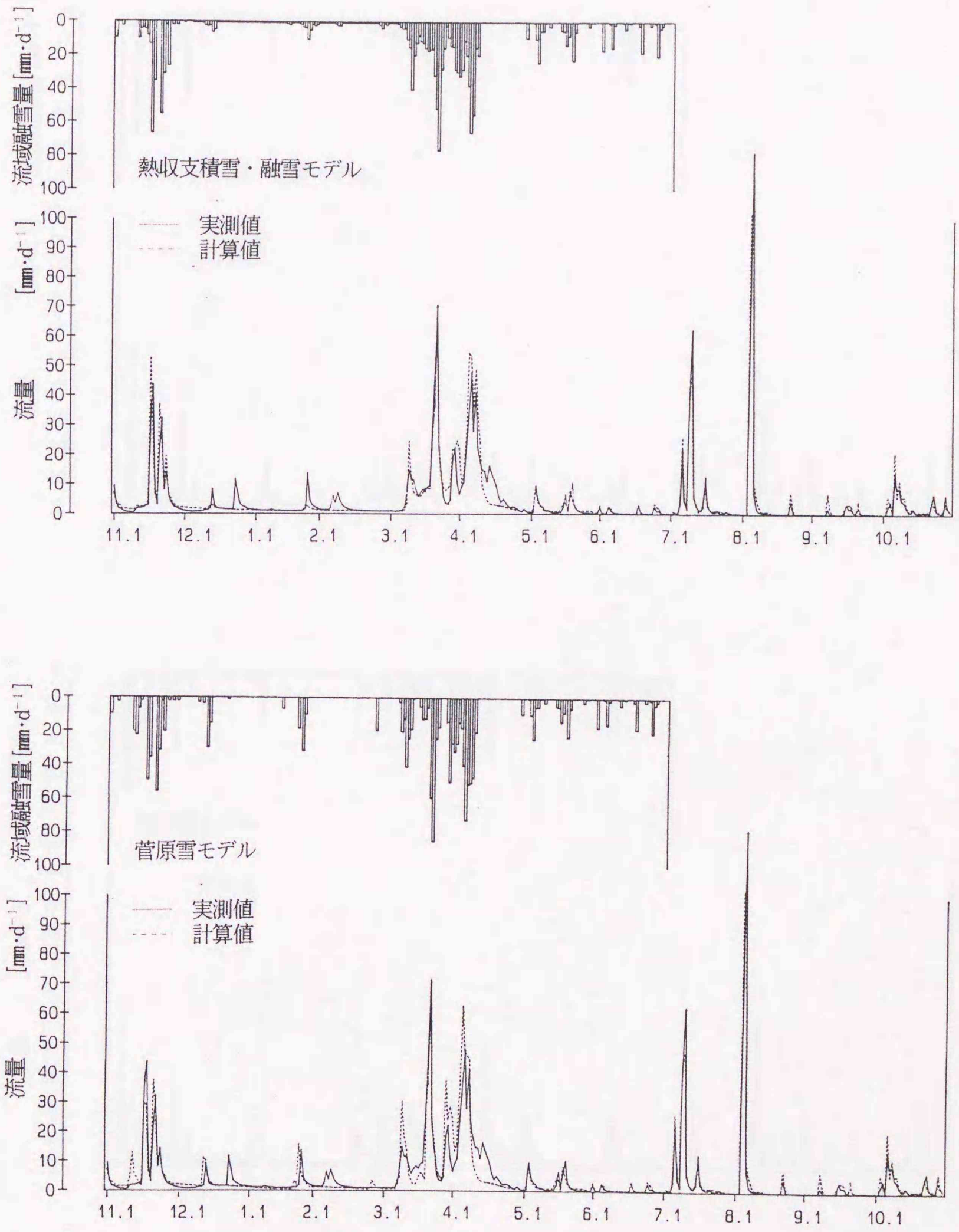
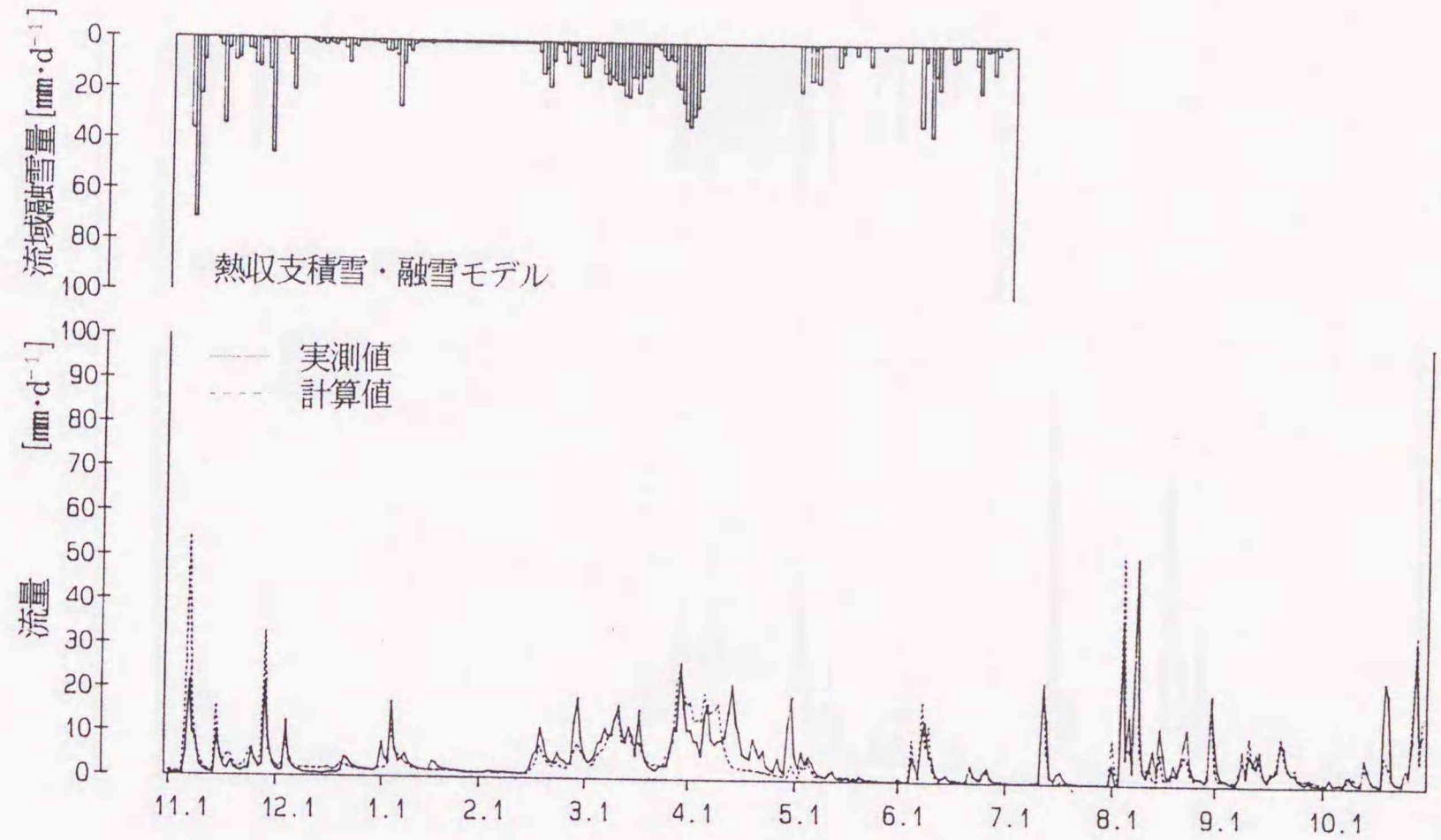


図7-3-⑦　釜淵1号沢における熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1974～1975)



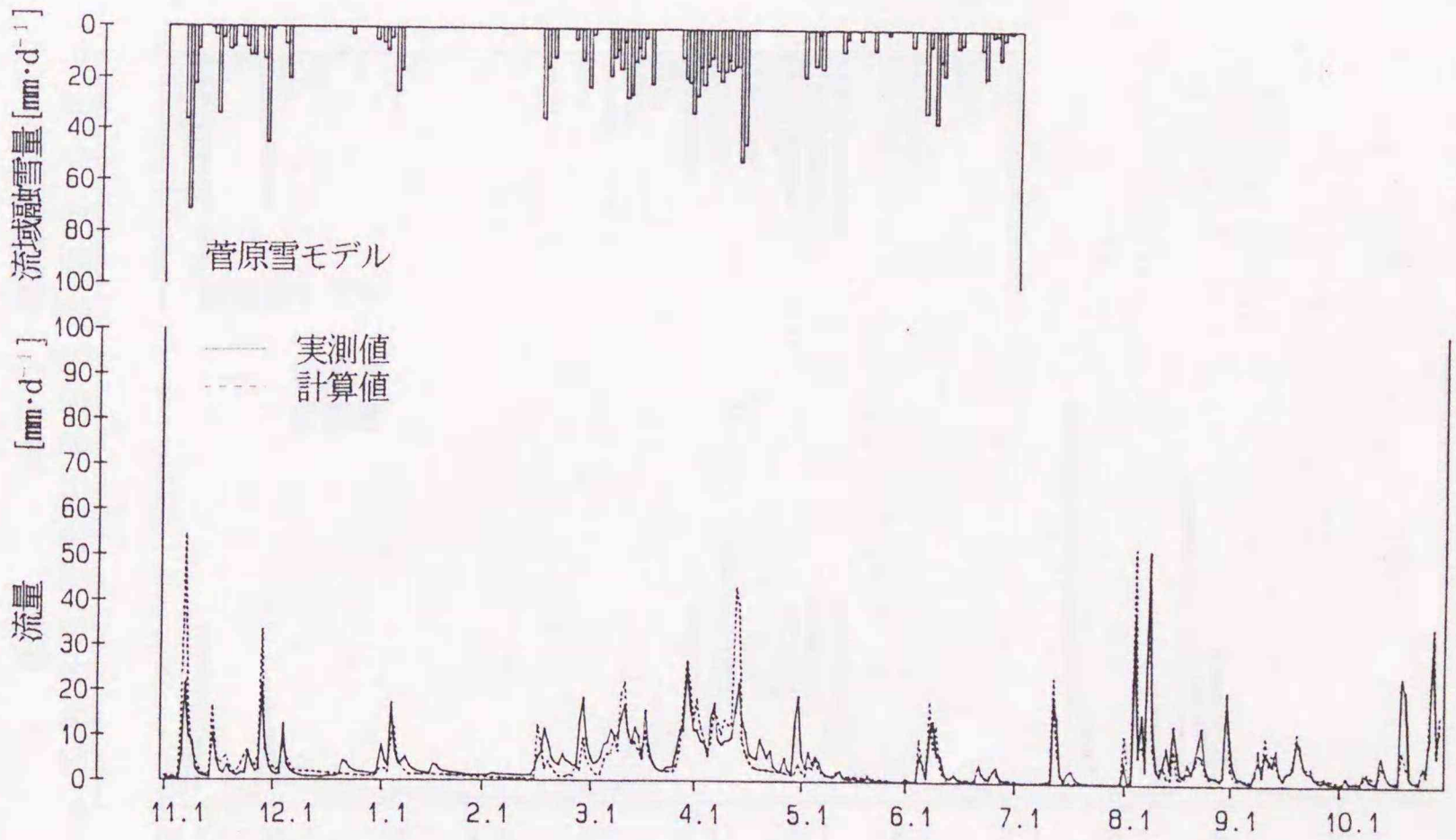


図7-3-⑧　釜淵1号沢における熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1975～1976)

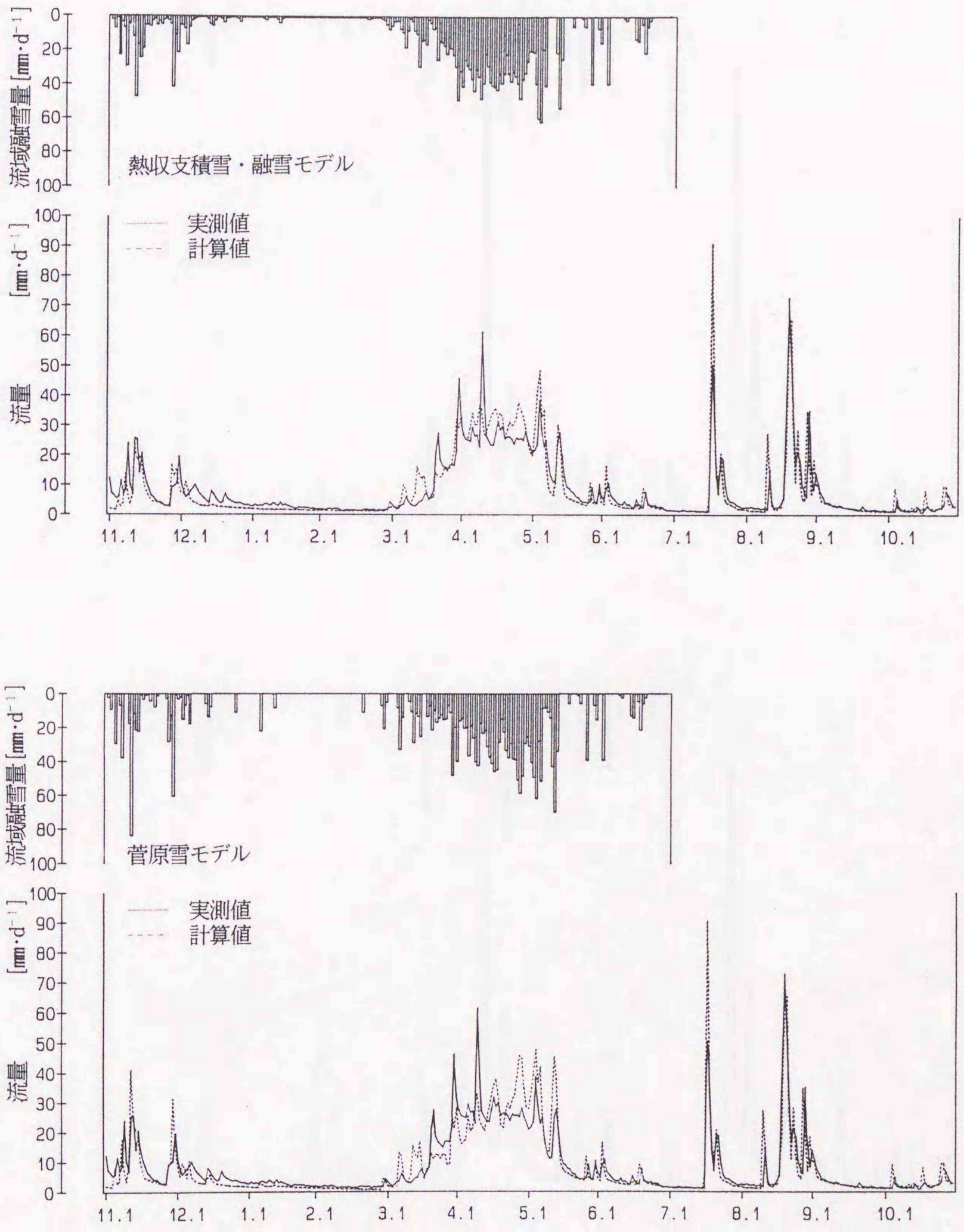
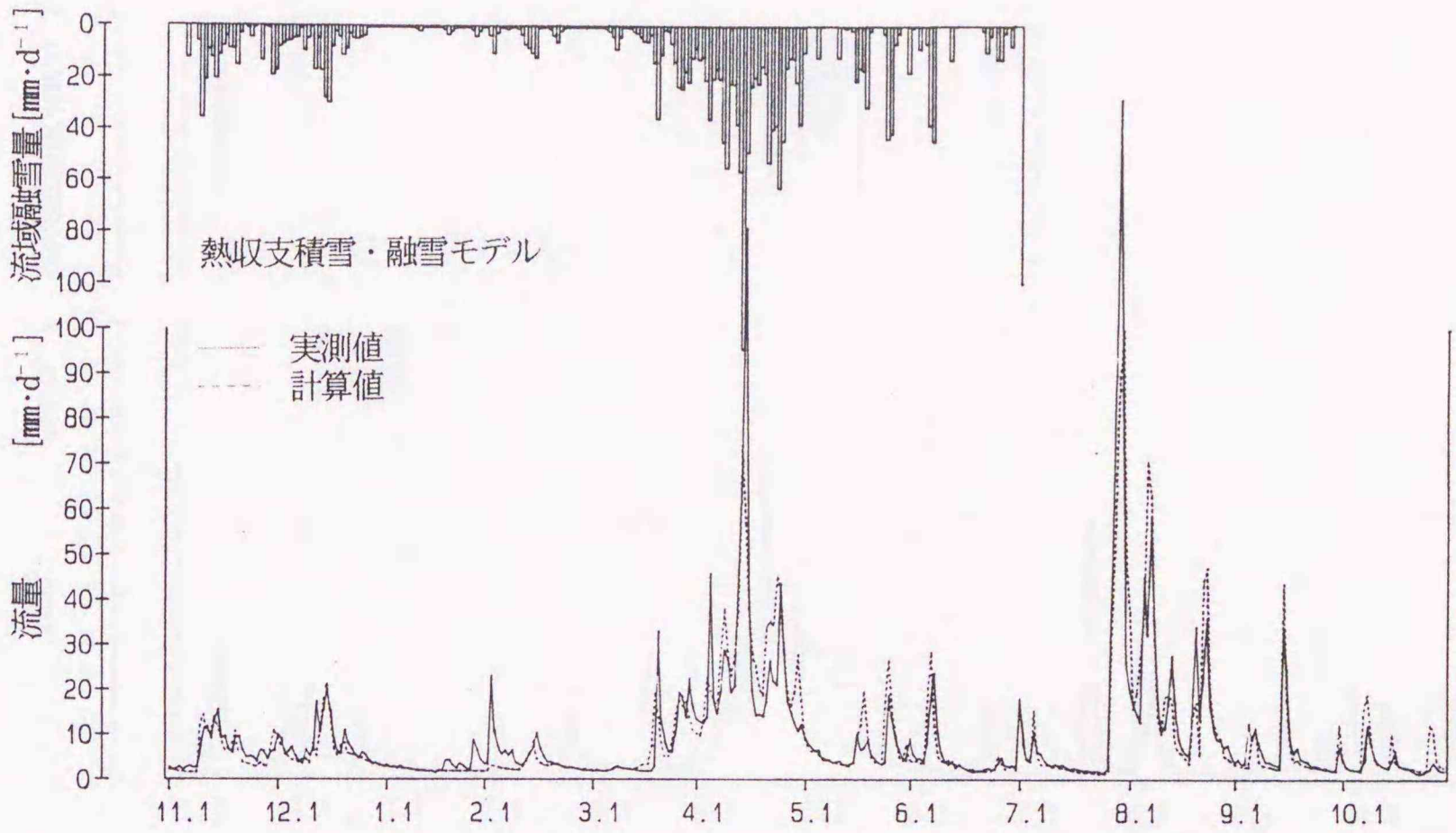


図7-4-①　高坂ダムにおける熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1967～1968)



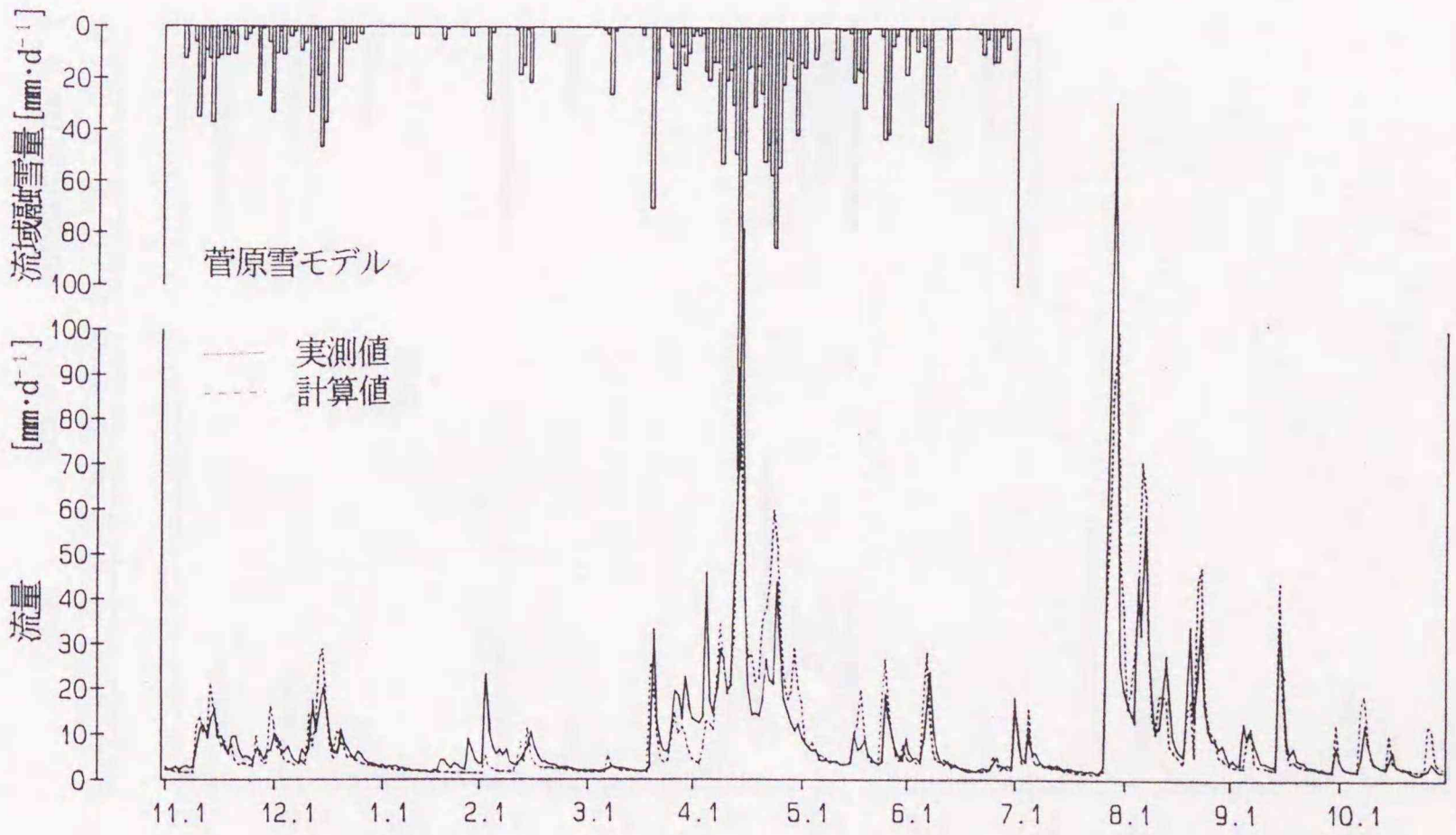


図7-4-②　高坂ダムにおける熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1968～1969)

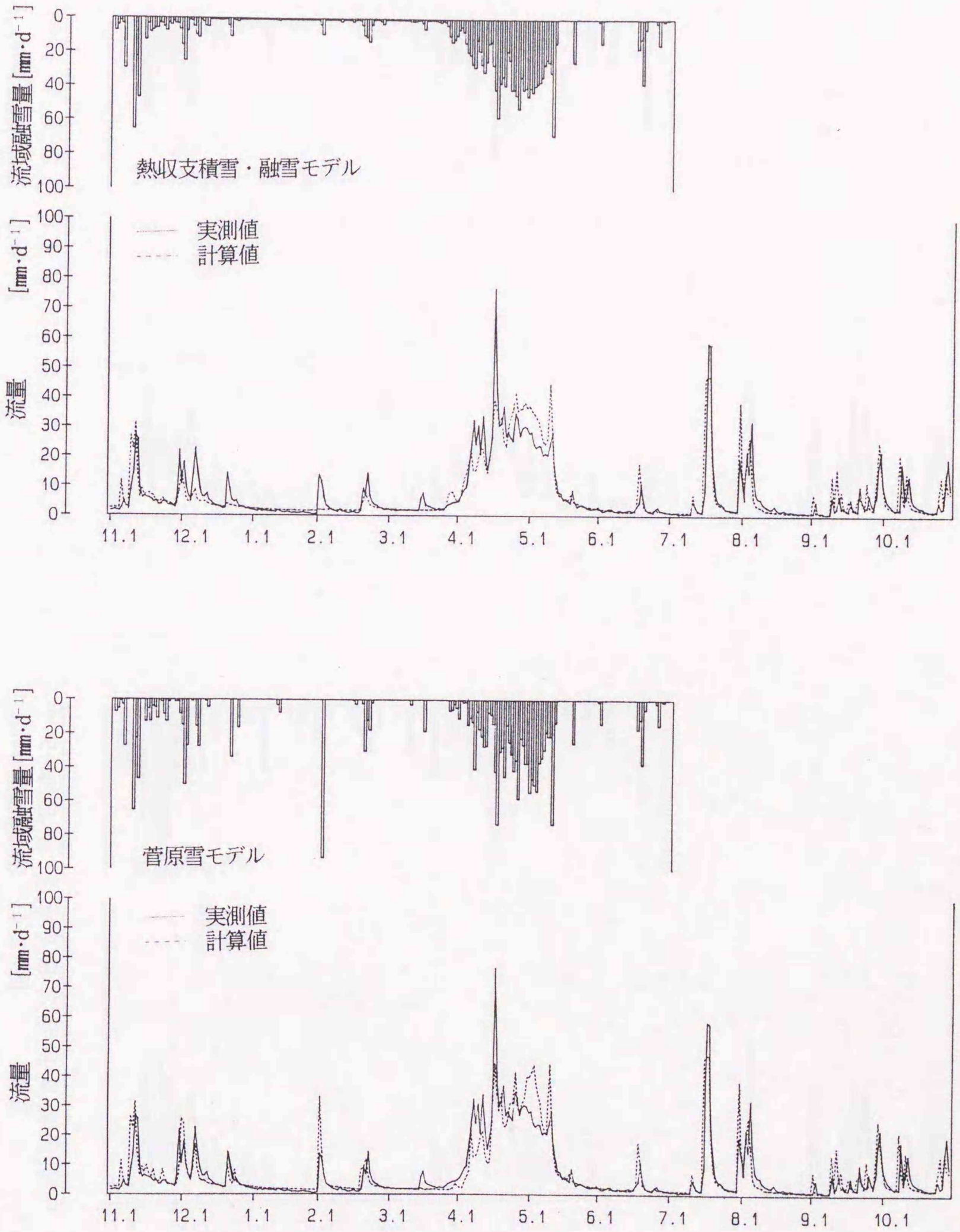


図7-4-③　高坂ダムにおける熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1969～1970)

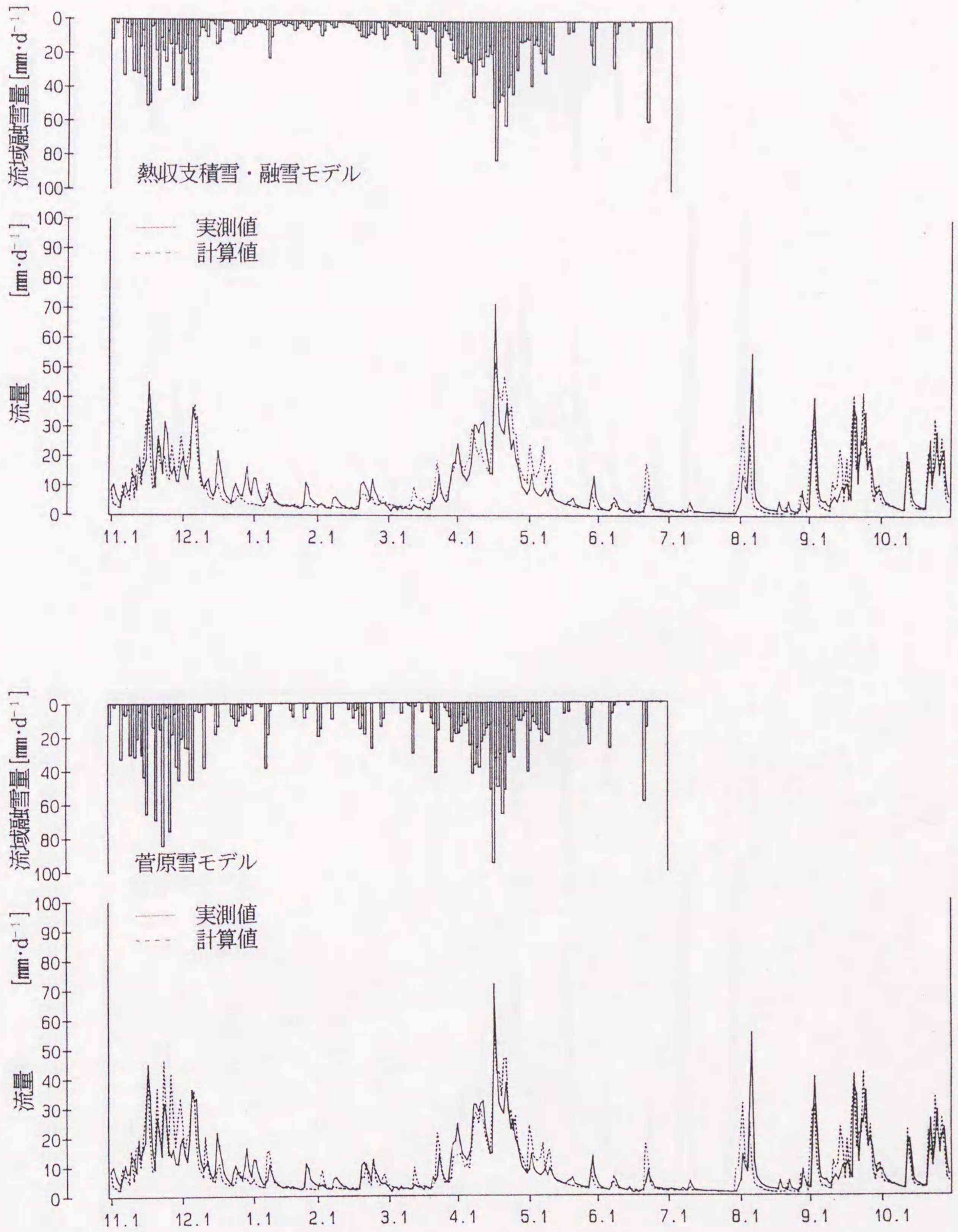
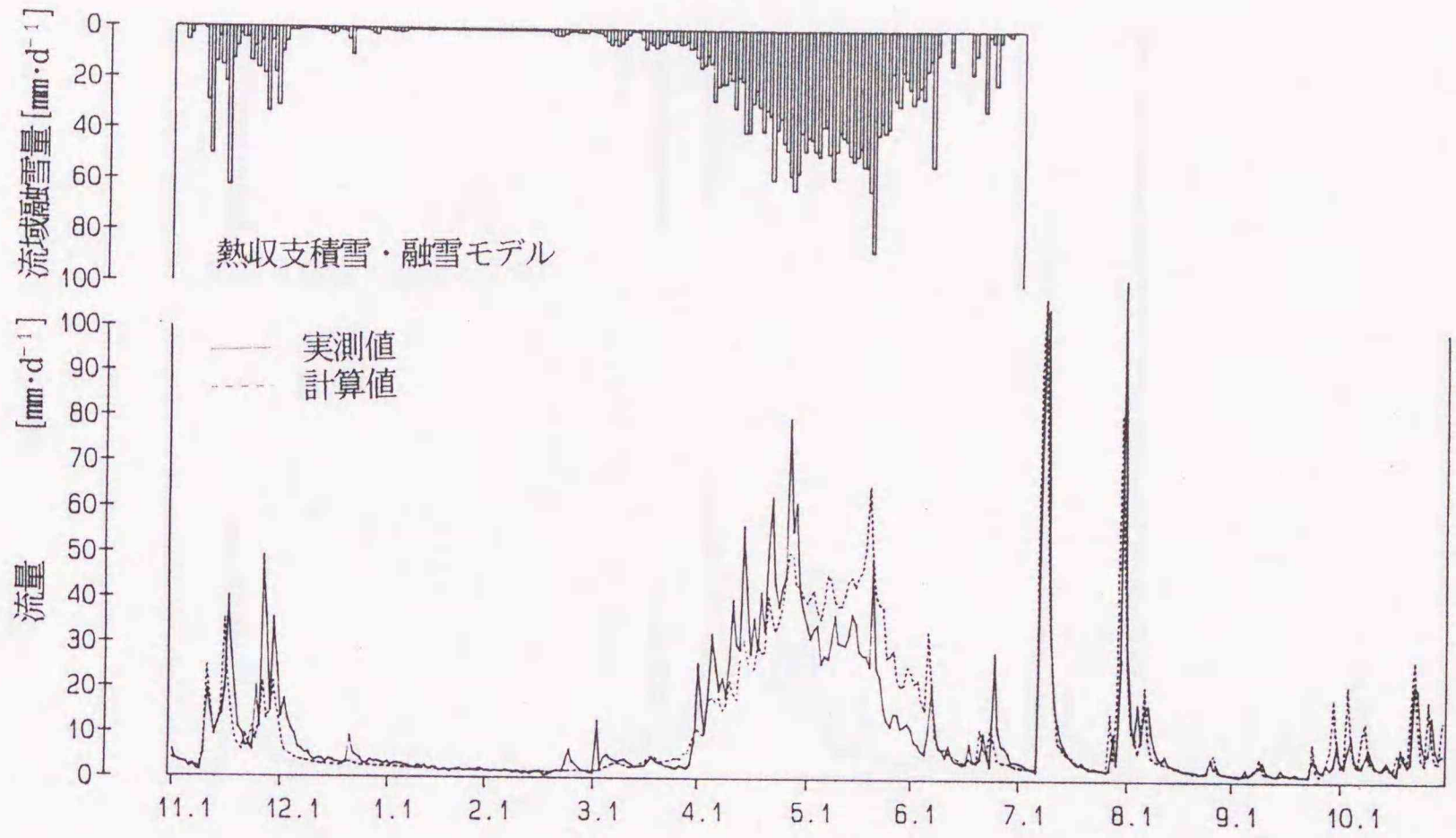


図7-4-④　高坂ダムにおける熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1972～1973)



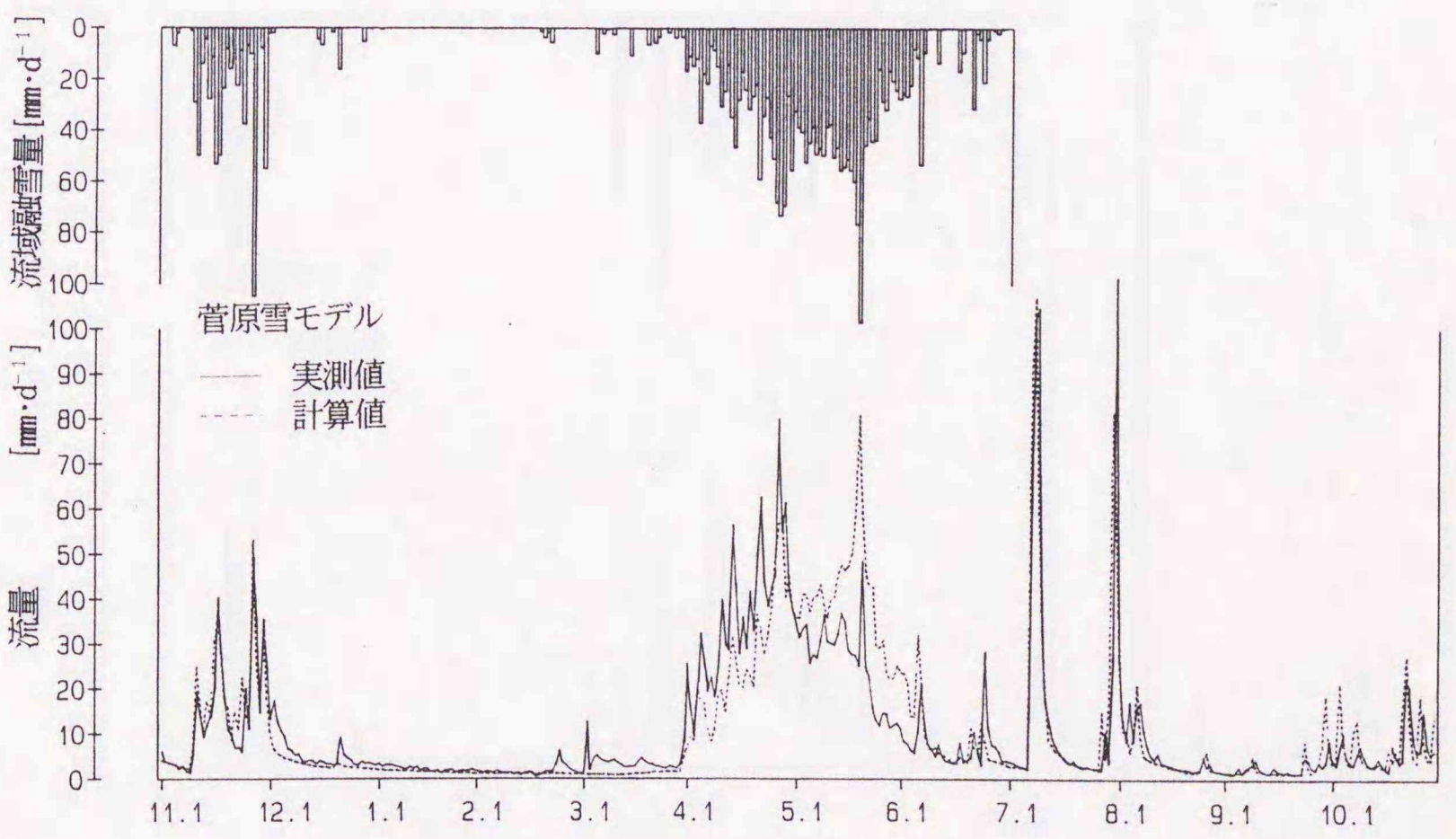


図7-4-⑤　高坂ダムにおける熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1973～1974)

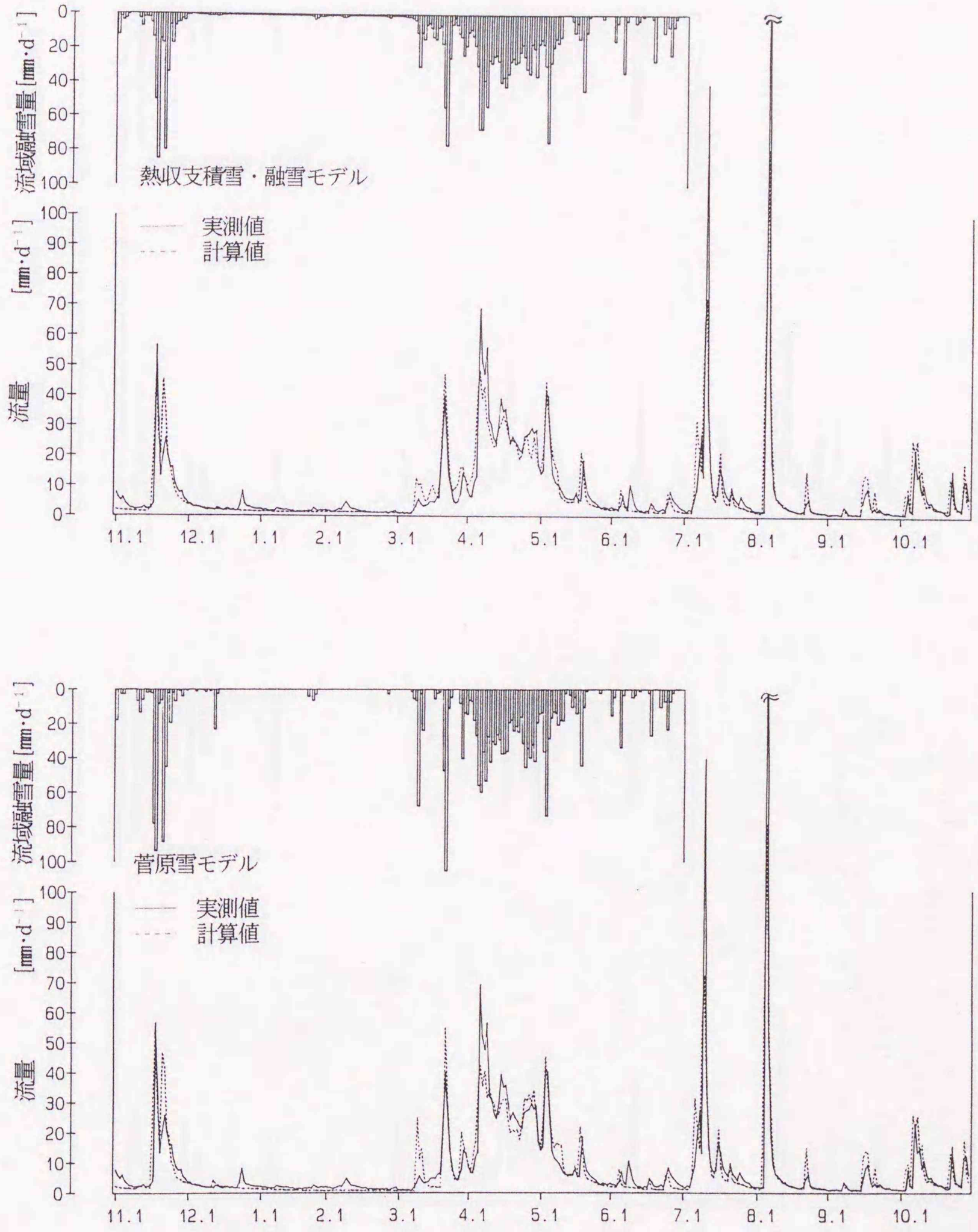


図7-4-⑥　高坂ダムにおける熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1974～1975)

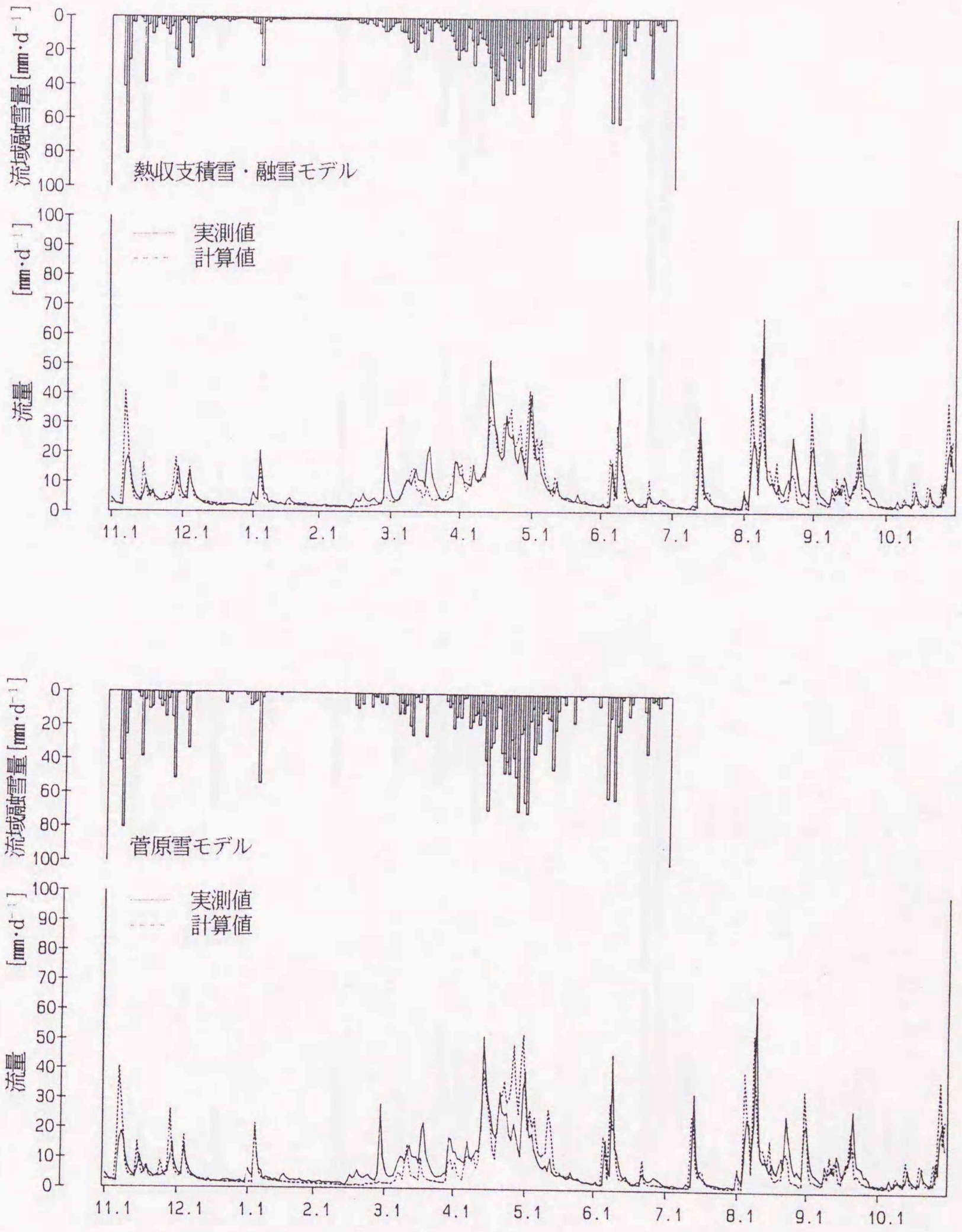


図7-4-⑦　高坂ダムにおける熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1975～1976)

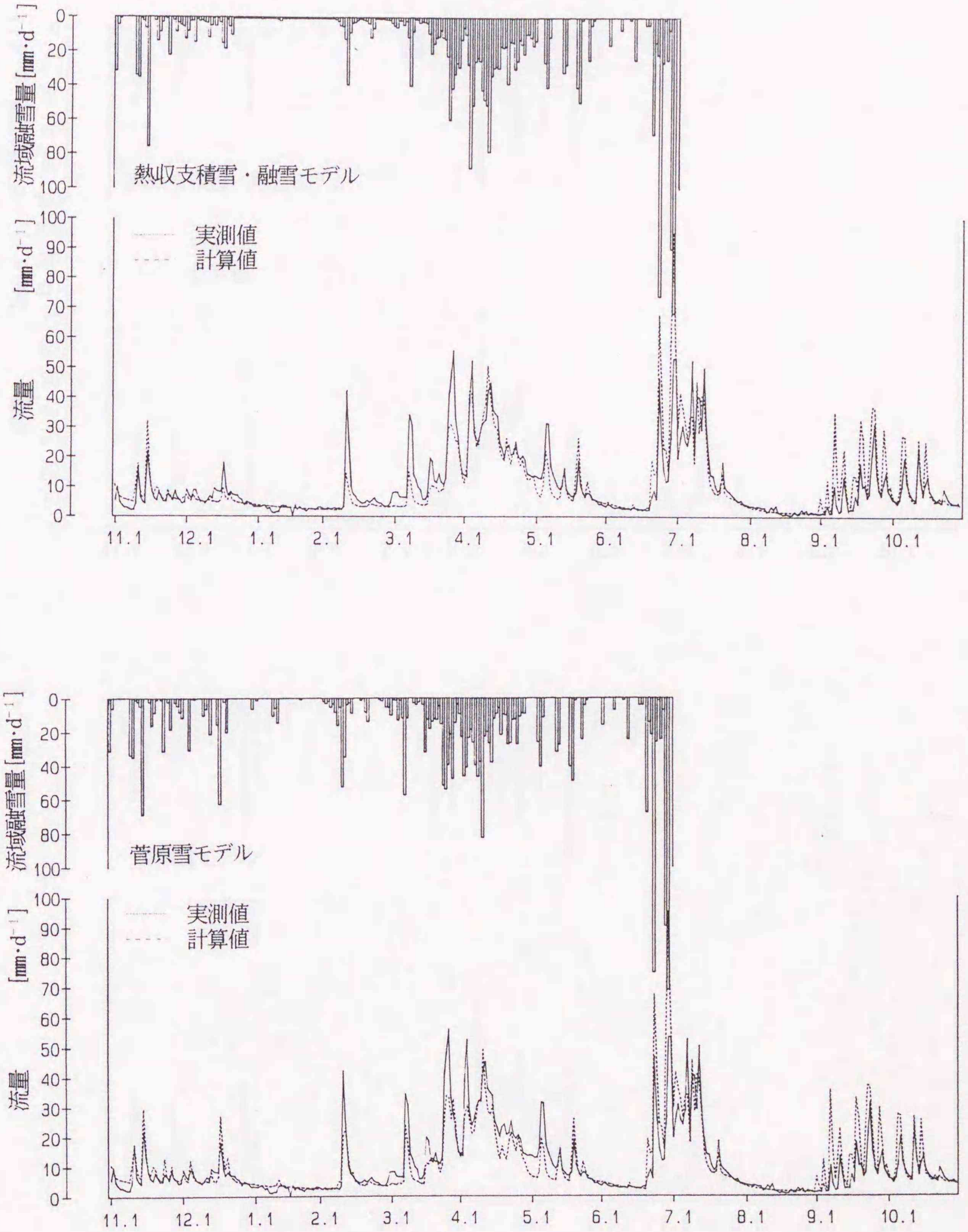
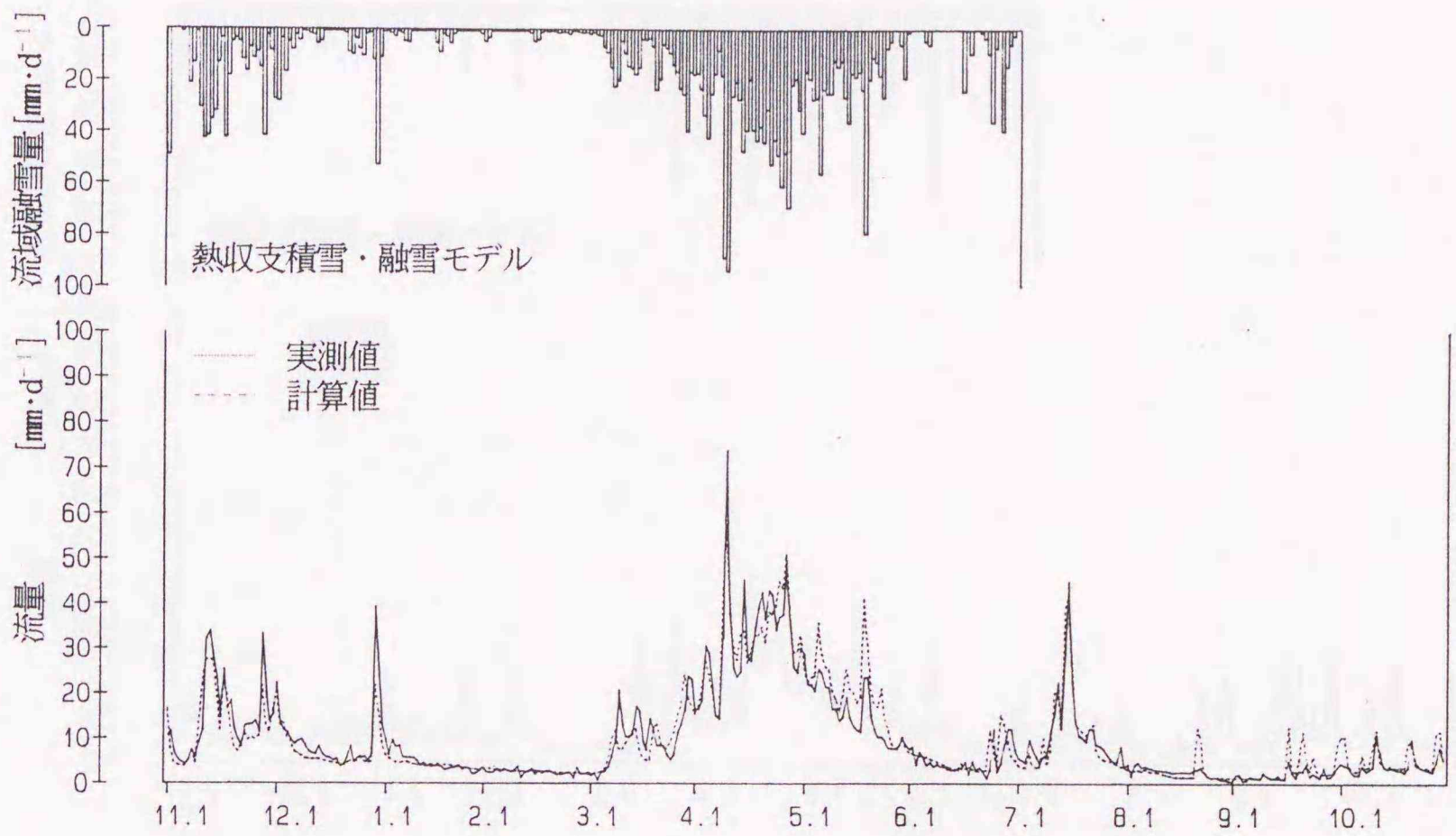


図7-5-① 刀利ダムにおける熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1984～1985)



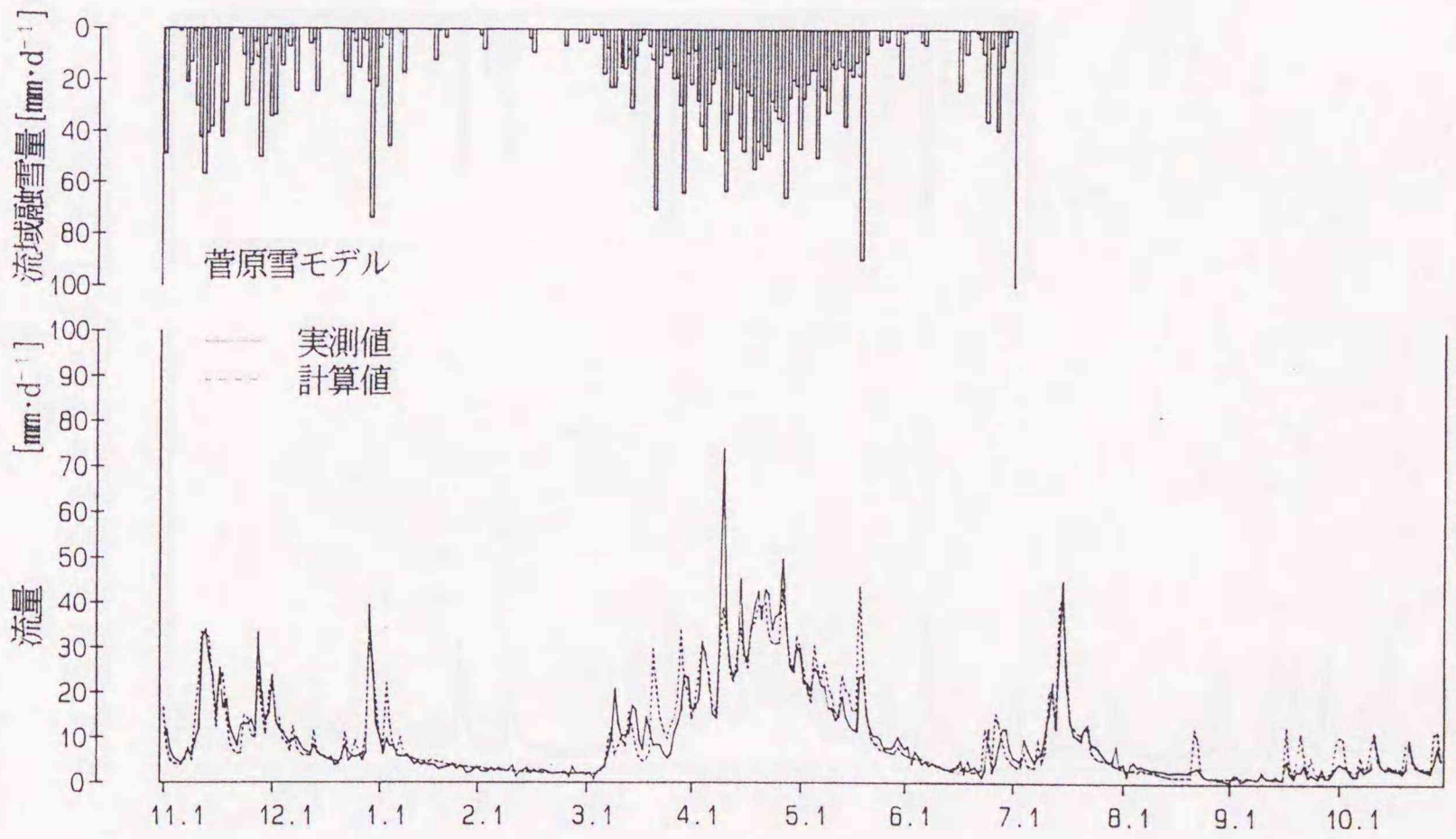
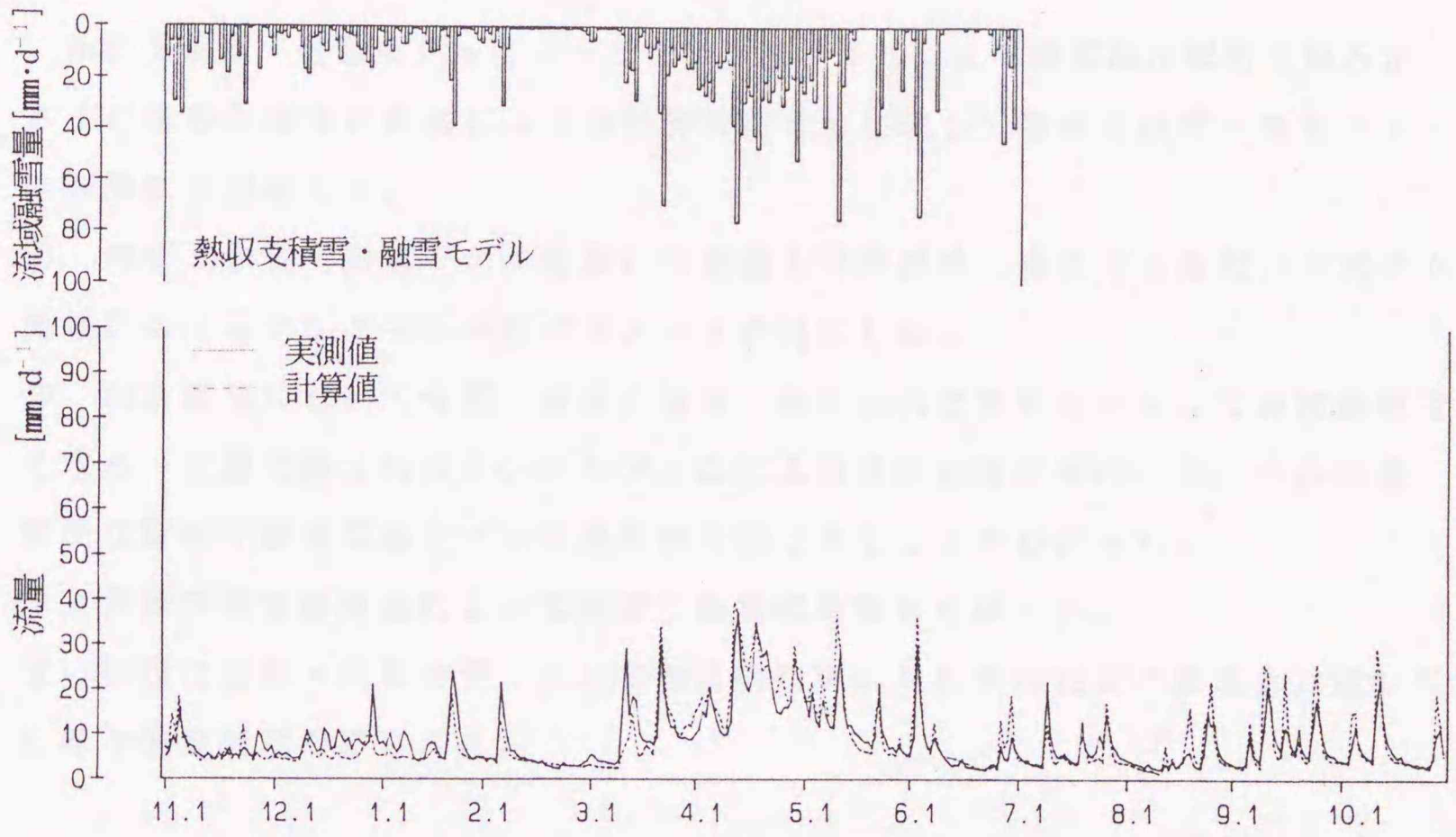


図7-5-②　刀利ダムにおける熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1985～1986)



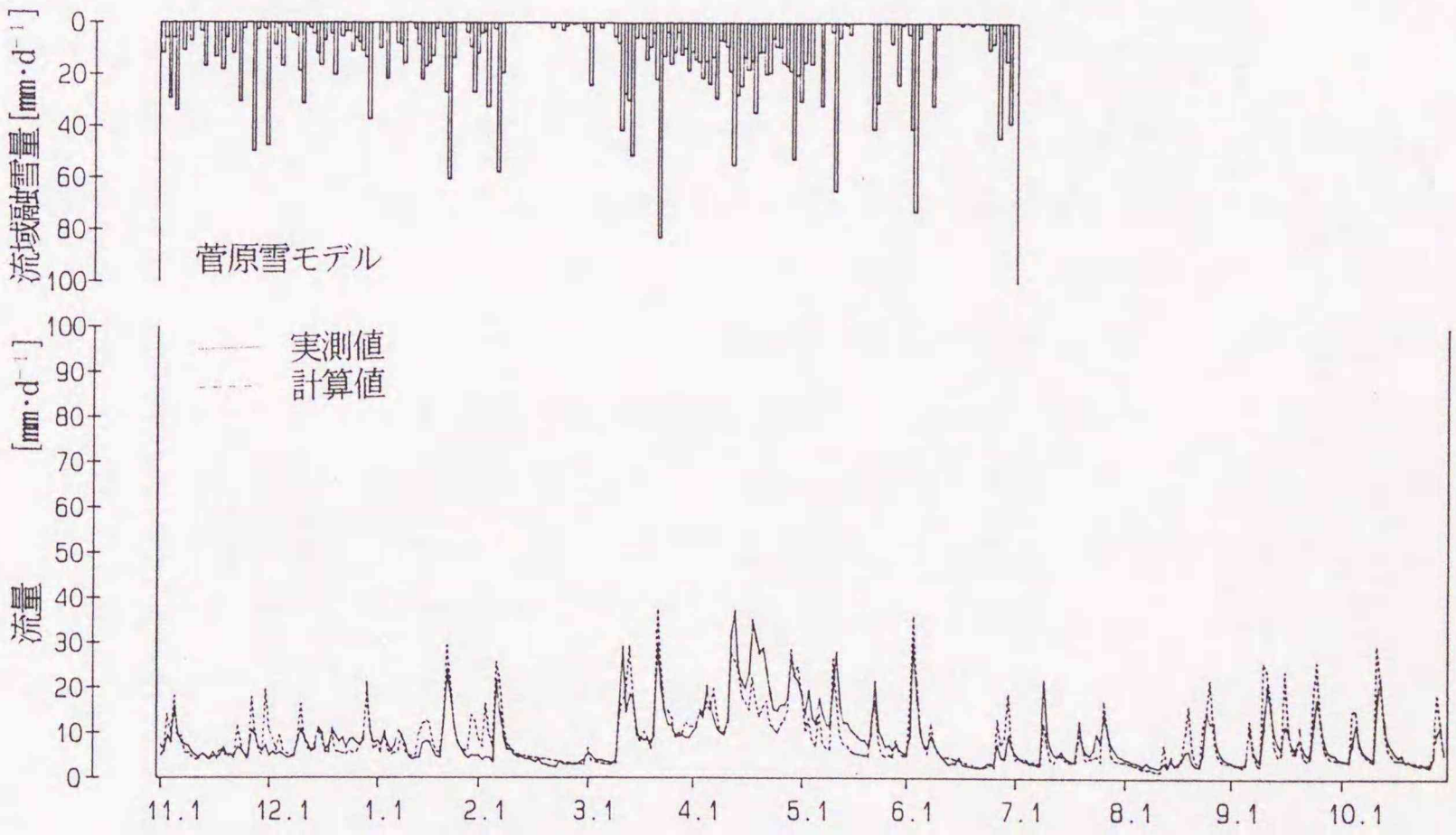


図7-5-③　刀利ダムにおける熱収支積雪・融雪モデル(上段)と
菅原雪モデル(下段)による流域融雪量と流量の比較(1987～1988)

5．まとめ

熱収支積雪・融雪モデルによってタンクモデル法による融雪流出解析を試みた。さらに菅原の融雪計算法による流出解析結果と比較し，熱収支積雪・融雪モデルの有用性を確認した。

① 熱収支積雪・融雪モデルを用いて釜淵１号沢流域，高坂ダム流域，刀利ダム流域におけるタンクモデルのパラメータを同定した。

② 対象流域において気温，湿度，風速，放射に関する仮定を設けて流域融雪量を求め，前項で得られたタンクモデルによる融雪流出解析を行った。その結果，簡便な解析手続きで本モデルの適用が可能であることがわかった。

③ 菅原の融雪計算法によって同様に融雪流出解析を試みた。

④ 熱収支積雪・融雪モデルによる融雪流出解析の結果は前項の結果と比較して良好な推定精度が得られた。

Ⅷ．結論

本研究は灌漑用水源計画，農業水利施設計画および融雪出水の防災計画に資するため，融雪流出解析における融雪量の推定方法を検討したものである。

すなわち岩手大学農学部附属御明神牧場において気象要素と融雪量観測の現地調査を4ヵ年にわたって行い，熱収支法に基づく実証的な検討を基礎に融雪モデルを導いた。そのモデルを北海道，東北，北陸，信越の6地区に適用して汎用性を確認するとともに，3流域を対象として融雪流出解析を試みたものである。

Ⅳ章では，先ず熱収支融雪モデルの構築の基礎とする知見を得るために，日中における積雪表層の熱収支について検討した。その結果，日の出から日中にかけての融雪熱量の一部は前夜における積雪の冷却貯熱量を相殺し，雪温を高めるために消費されることを明確にした。

この知見に基づいて，冷却による積雪の熱伝導，積雪の保水能および積雪保留水の再凍結を考慮した融雪モデルを導いた。このモデルは時間単位または日単位（12時間単位）の計算に適用可能である。

モデルを融雪期に適用したところ日融雪流下量の再現性は良好であった。またモデルを積雪期に適用した結果，融雪期の開始日の計算値は実測とほぼ一致し，このモデルは根雪期間を通じて適用できることが示された。また，モデルの適用結果から，融雪におよぼす気象要素の影響は放射収支量が最も顕著であることが示された。

熱収支融雪モデルは，積雪層における熱の授受を直接的に表現したものであり，合理的である反面，必要とする気象要素が多く，一般には観測されていない要素があるなどの実用上の不便さがある。この問題に対処するため，Ⅴ章では，都道府県気象月報やアメダス資料を用いてこれらの要素を推定する方法を検討した。

すなわち日最高・最低気温，日平均・最小湿度，日平均風速，日照時間を用いて，日単位の熱収支融雪モデルの入力要素である12時間平均気温，同湿度，日射量，長波放射量の推定を行った。推定された気象要素の精度はおおむね良好であり，これを用いてモデルを適用したところ，融雪量の推定精度は消雪日付近で低下するものの満足できる結果であった。

Ⅴ章までに検討した融雪モデルは降水形態の判別機能や積雪水量，積雪深の算

出機能をもたない融雪モデルであり，そのままでは融雪流出解析に用いることができない。そこでVI章では，積雪密度，アルベド等の推算方法を検討し，従前の推定気象要素を用いた日単位の熱収支融雪モデルを積雪深，積雪水量，積雪密度，アルベド等の経時変化の推定も可能な熱収支積雪・融雪モデルに拡張した。

すなわち降水形態の判別方法は降雪深を用い，このモデルのパラメータである降雪密度を乗じて算定するものとした。積雪密度は，1日の降雪によって形成された積雪層を計算の単位として，粘性圧縮理論によって計算される。アルベドは現地試験資料によって検討した積雪表層密度との回帰式によって推算を行った。

このモデルを北海道（札幌），東北（湯田，釜淵，高坂），信越（上越），北陸（刀利）の6地点に適用した。

その結果，容易に得られる積雪深への適合性を目的とした場合でも，積雪水量の適合性は良好であり，モデルの汎用性が示された。

モデルによって算出される熱収支要素のなかでは，融雪におよぼす要素として放射収支量が最も大きいことがわかったが，北陸，信越地方では顕熱の寄与も大きく，上越においては放射収支量と顕熱の差は僅かであった。

VII章では熱収支積雪・融雪モデルを用いて釜淵 1号沢流域，高坂ダム流域，刀利ダム流域を対象にタンクモデルによる融雪流出解析を試みた。

熱収支積雪・融雪モデルの流域への適用にあたっては，気象要素に関する2～3の仮定を設け，またタンクモデル定数の同定にはSP法を用いた。

流域の放射要素である日射量，長波放射量に対しては，林相や地形の影響を考慮し，前者には平坦開地に対する減率を，後者については増率を考え，実測流量との適合性から最適な増減率を試算によって決定した。

熱収支積雪・融雪モデルによる流出解析の結果を客観的に評価するため，パラメータを固定した菅原の雪モデルとの比較計算を行ったところ，本モデルによる結果は良好なものであることが示唆された。

山地流域は一般に森林に覆われていることが多く，林内の熱収支構造は開地のそれとは異なることが予想される。本研究では流域の放射要素の増減率でこれに対応したが，林内熱収支の実証的な検討を基礎とした流域気象要素の推定が今後の課題の一つである。

また，本モデルは，計算単位時間を任意に選ぶことが可能であるので，積雪期

では日単位の計算を行い，融雪期ではそれを時間単位に切り替えるなどの運用も可能であり，短期流出解析，融雪洪水予報にも有用と考えられる。モデルの改良と併せてこの面での検討も継続する予定である。

謝辞

本研究は，著者が岩手大学農学部に赴任した昭和60年３月以降，岩手大学佐藤晃三教授の示唆によって始まり，その後終始ご指導をいただくとともに，北海道大学農学部梅田安治教授のご助言を賜り，稿を進めたものである。

本論文のとりまとめに当たっては北海道大学農学部教授梅田安治博士，同堀口郁夫博士，同新谷融博士に終始ご懇篤なるご指導とご校閲を賜った。厚く感謝し，心よりお礼申し上げます。

また本研究の一部は昭和６３年度文部省科学研究費奨励研究(A)，一般研究(C)（分担）ならびに平成４年度試験研究(B)（分担）の補助を受けて行ったものである。

現地調査にあたって種々の便宜を頂いた本学附属御明神牧場，さらに資料の提供を頂いた農林水産省旧・林業試験場東北支場山形試験地，同省北陸農業試験場，山形県高坂ダム管理事務所，富山県刀利ダム管理事務所の各機関にも深謝の意を表します。

また，資料整理，解析計算には当農業水利学研究室専攻生の協力を得，諸計算には本学情報処理センターのＭ－２６０Ｋを用いた。併せて謝意を表します。

引用文献

1) Anderson, E.A. and Crawford, N.H.(1964):The Systhesis of Continuous Snowmelt Runoff Hydrographs on a Digital computer,Department of Civil Engineer Technical Report No.36, 103 pp.

2) Anderson, E.A.(1976):A point Energy and Mass Balance Model of a Sn-ow Cover,NOAA Technical Report NWS 19, 150 pp.

3) Gerdel, R.W.(1954):The Transmission of Water through Snow, Am. Geo-phs Union 35, pp.475～485

4) Horton,R.E.(1945):Infiltration and Runoff during the Snow Melting Season with Forest Cover,Am.Geophs.Union,Vol.26,pp.59～68

5) 橋本哲・太田岳史・福嶌義宏・大手信人(1991)：樹種の違いによる林内融雪量の変化について，1991年度日本雪氷学会大会ポスターセッション

6) 石井幸男(1959):積雪の調査研究-融雪の研究-北海道電力株式会社，札幌管区気象台，pp.83

7) 伊藤直次(1959)：1955年～1958年奥利根地区水文気象調査報告書，東京電力株式会社，東京管区気象台，pp.24～52

8) 石川信敬・小島賢治(1979)：母子里における盆地風について,低温科学物理篇42，pp.112～122

9) 石川信敬・小林俊一・小島賢治(1982)：融雪期の顕熱フラックス－バルク法と渦相関法の比較－，低温科学物理篇29，pp.399～403

10) 石川信敬・小島賢治(1983)：融雪期における積雪の短波長放射特性Ⅰ,低温科学物理篇42，pp.112～122

11) 池淵周一・宮井宏・友村光秀(1984)：琵琶湖北部域の積雪・融雪・流出調査とその解析，京大防災研究所年報27(B-2),pp.197～220

12) 小島賢治(1954)：積雪の粘弾性，低温科学物理篇12，pp.1～13

13) 小島賢治(1955)：融雪の機構に関する実験，雪氷の研究No.2，pp.37～51

14) 小島賢治(1955)：積雪層の粘性圧縮Ⅰ，低温科学物理篇14，pp.77～

15) 小島賢治(1956)：積雪層の粘性圧縮Ⅱ，低温科学物理篇15，pp.117～

16) 小島賢治(1957)：積雪層の粘性圧縮Ⅲ，低温科学物理篇16，pp.167～196

17) Kuzmin, P.P.(1961) : Melting of Snow Cover, Israel Program for Scien
-tific Translation, 290 pp.

18) 小島賢治(1969) : 融雪期における積雪表層の蒸発係数について, 低温科学物理篇29, pp.399～403

19) 小島賢治(1972) : 融雪, 雪氷34(3), pp.25～33

20) 小林大二(1979) : 融雪水の流出, 気象研究ノート, 136, pp.39～48

21) 小島賢治(1979) : 融雪機構と熱収支, 気象研究ノート136, pp.1～38

22) 角屋睦・永井明博(1980) : 流出解析法(12)-タンクモデルとSP法による最適同定-, 農業土木学会誌48(12), pp.51～59

23) 近藤純正(1981) : 大気科学講座(Ⅰ) 地表に近い大気, 東京大学出版会, pp.89～101

24) 加藤徹・佐藤晃三(1982) : 融雪量の推算に用いる日平均有効気温の算定式について, 農業土木学会論文集No.98, pp.15～21

25) 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, pp.99～107

26) 小池俊雄・高橋浩・吉野昭一(1985) : 融雪量分布のモデル化に関する研究, 土木学会論文集No.363, pp.165～174

27) 小島賢治・石川信敬・本山秀明・山田芳則(1985) : 積雪の蒸発量-札幌と母子里での測定結果-, 低温科学物理篇44, pp.49～62

28) 近藤純正(1986) : 身近な気象の科学　熱エネルギーの流れ, 東京大学出版会, pp.154

29) 近藤純正(1987) : 熱収支法による融雪量の予測, 雪氷49, pp.181～191

30) 小島賢治(1988) : 融雪, 自然災害科学事典, pp.547～548, 築地書館

31) 近藤純正・沼田洋一(1988) : 積雪表層密度のパ ラメータ化, 雪氷50(2), pp.80～86

32) 近藤純正・沼田洋一・山崎剛(1988) : 積雪面のアルベードのパラメータ化, 雪氷50(4), pp.216～224

33) 倉島栄一・佐藤晃三(1989) : 御明神牧場における融雪および積雪表層の熱収支, 岩手大学農学部報告19(3), pp.201～210

34) Kondo, J.and T.Yamazaki(1990):A Prediction model for Snowmelt,Snow

Surface Temperature and Freezing Depth using a Heat Balance Me-thod, J. Appl. Meteor. 29, pp.375～384

35) 倉島栄一・佐藤晃三(1991):積雪の熱収支と融雪モデル-融雪流出の基礎的研究(Ⅰ), 農業土木学会論文集NO.154, pp.99～107

36) 倉島栄一・佐藤晃三(1991):熱収支融雪モデルによる日融雪量の推定-融雪流出の基礎的研究(Ⅱ)-, 農業土木学会論文集NO.154, pp.109～115

37) 倉島栄一・佐藤晃三(1992):熱収支積雪・融雪モデルとその適用-融雪流出の基礎的研究(Ⅲ)-, 農業土木学会論文集NO.160, pp.59～69

38) 倉島栄一・佐藤晃三(1992):熱収支積雪・融雪モデルの流出解析への適用-融雪流出の基礎的研究(Ⅳ)-, 農業土木学会論文集NO.163, pp.45～52

49) Linsley, R.K.,Kohler, M.A. and Paulhas,J.L.H.(1949):Applied Hydrolo-gy, First Edition, McGraw-Hill, N.Y.,pp.126～143

40) Martinec, J.(1960):The Degree Day Factor for Snowmelt Runoff Foreca sting, IUGG General Assembly of Helsinki,IAHS Commission of Sur-face Waters, IAHS Publ.No.51,pp.468～477

41) 森田浩(1971):広域水田地帯を内包する積雪地帯の保留-流出特性(Ⅰ), 山形大学紀要(農学)6(2), pp.1～42

42) 前野紀一・福田正己(1986):基礎雪氷学講座Ⅰ 雪氷の構造と物性,古今書院, pp.173～187

43) Motoyama,H.(1986):Studies of Basin Heat Balance and Snowmelt Runoff Model(1986):Cont. Inst. Low Temp. Sci. A35,pp.1～53

44) 農林省林業試験場(1961):森林理水試験地観測報告(1939年～1958年), pp.66～69

45) 永井明博・角屋睦・中島章雄・鈴木克英(1980):長期流出タンクモデルの実用的同定法とその考察, 京大防災研究所年報23(B-2), pp.1～13

46) 農業水利研究会(1980):日本の農業用水, 地球社, pp.34～39

47) 農林水産省統計情報部(1982):1980年農業センサス農業構造動態統計, pp.9～12

48) 沼野夏生(1983):豪雪地帯市町村における雪害及び雪対策の実態調査資料(Ⅱ)-1980年～1981年冬期-, pp.1～27

49) 中山修・二瓶功・豊田勝(1990):日射を考慮した融雪流出解析について，農業土木学会論文集No.149，pp.61～66

50) 中村亘・山崎剛・近藤純正(1991):熱収支に基づく融雪モデルの只見川上流域への適用，水文水資源学会誌4(4)，pp.49～53

51) Obled, C. and Rosse, B.(1977):Mathematical Models of a Melting Snowpack at an index plot, Jour. of Hydrology 32,pp.139～163

52) 太田岳史・橋本哲・石橋秀弘(1990):表層融雪におよぼす森林の影響に関する基礎的検，雪氷52(4)，pp.289～296

53) Quick,M.C.(1967):A Comparison of Mesured and Theoretical Snowpack Temperatures, Jour. of Hydrology 5,pp.1～20

54) Sverdrup,H.U.,(1936):The Eddy Conductivity of the Air over a Smooth Snow Field, Geofysiske Publikasjoner, Vol.11,No.7,pp.5～69

55) 境隆雄(1963)：河川の融雪流出に関する研究，土木学会論文集No.95，pp.9～20

56) 佐藤晃三(1964)：融雪流出の研究(Ⅱ)，融雪に関する試験，農業土木研究別冊8，pp.22～29

57) 佐藤晃三(1967)：融雪流出の研究Ⅲ，山地流域における融雪量の算定，岩手大学農学部報告8(4)，pp.337～342

58) 菅原正巳(1972)：流出解析法，共立出版，pp.161～165

59) 斉藤博英(1974)：雪の密度，水利科学96，pp.35～48

60) 佐藤晃三(1976)：融雪係数，現代農業土木用語選，pp.198～199

61) 菅原正巳(1979)：続・流出解析法，共立出版，pp.129～130

62) 柴田和雄・内嶋善兵衛(1987)：太陽エネルギーの分布と測定，学会出版センター，pp.181

63) 佐藤晃三・倉島栄一・松山幹夫(1989):4種類の積雪融雪変換モデルの推算精度の比較，農業土木学会論文集No.141，pp.45～52

64) 高橋修平・佐藤篤司・成瀬廉二(1981):大雪山「雪壁雪渓」の融雪に関する熱収支特性，雪氷43(4)，pp.147～154

65) 田中康一・大西亮一(1983)：積雪融雪を伴う長期流出のシステム解析法，第27回水理講演会論文集，pp.373～378

66） 高瀬信忠・宇治橋康行(1985)：融雪流出に関する実験的研究（その２），第29回水理講演会論文集，pp.137～142

67） U.S.Army Corps Engineers(1956),Snow Hydrology, pp.437

68） Wilson,W.T.(1941):An Outline of the Thermodynamics of Snow Melt, Am. Geophs. Union22,pp.182～195

69） 若濱五郎(1991)：雪害，地域別気象災害の特徴，日本損害保険協会，pp.131～133

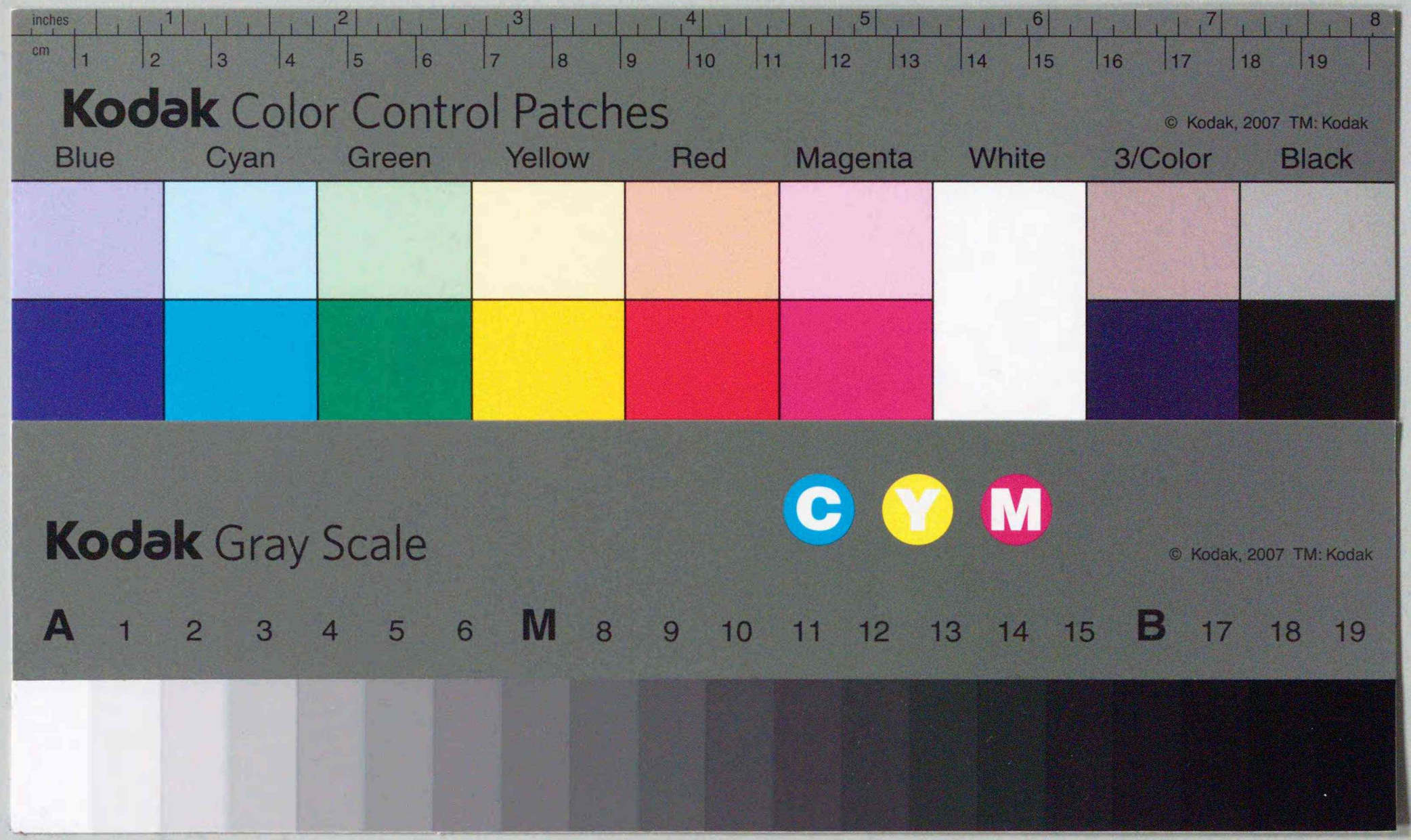
70） 吉田順五・小島賢治・青木真一(1950)：融雪の実験的研究，低温科学物理篇3，pp.101～108

71） 吉田作松(1962):融雪の研究,研究時報14(12)，pp.17～37

72） 山田知充・西村寛・水津重雄・若濱五郎(1978)：大雪山旭岳西斜面における積雪の分布と堆積・融雪過程，低温科学物理篇37，pp.1～12

73） 吉田昭治(1982)：新潟農業土木の今後の研究課題-積雪地域の農業土木を探る-，農業土木学会誌50(7)，pp.43～50

74） 山崎剛・櫻岡崇・中村亘・近藤純正(1991)：積雪の変成過程について：Ｉモデル，雪氷53(2),PP.115～123


inches
cm
Kodak Color Control Patches
© Kodak, 2007 TM: Kodak
Blue
Cyan
Green
Yellow
Red
Magenta
White
3/Color
Black
Kodak Gray Scale
C
Y
M
© Kodak, 2007 TM: Kodak
A 1 2 3 4 5 6 M 8 9 10 11 12 13 14 15 B 17 18 19