

暖候性の古生層山地流域における降雨・降雪と流出(2)

誌名	日本林學會誌 = Journal of the Japanese Forestry Society
ISSN	0021485X
著者	福嶋, 義宏 友村, 光秀 鈴木, 雅一
巻/号	71巻6号
掲載ページ	p. 215-222
発行年月	1989年6月

論 文

暖候性の古生層山地流域における降雨・降雪と流出(II)
積雪期の流出特性*

福 嶋 義 宏**・友 村 光 秀***・鈴 木 雅 一**・窪 田 順 平**

福嶋義宏・友村光秀・鈴木雅一・窪田順平：暖候性の古生層山地流域における降雨・降雪と流出(II) 積雪期の流出特性 日林誌 71: 215~222, 1989 琵琶湖西部の安曇川支流、梁ヶ谷の本流域(70.0 ha)とその内部流域(4.06 ha)で1978年から1984年まで水文観測が実施された。本連続論文(I)では「水循環モデル」を通して、無雪期の流出定数が同定され、本論文(II)では1978年から1983年までの6年間の毎年12月から翌年の3月または4月までの積雪期における積雪・融雪・流出の過程をこれまで得られた成果を援用して総合的に解析した。日平均気温と降水量を入力とする結果としてはまず良好な計算積雪深と計算流量を算定できたが、より適合度を向上させるには雨・雪の判断の改良と多雪年での融雪モデル自体の改良を要する。

FUKUSHIMA, Yoshihiro, TOMOMURA, Mitsuhide, SUZUKI, Masakazu, and KUBOTA, Jumpei: Rain and snow runoff from a warm-temperate mountain catchment basin underlain by Paleozoic Era formations (II) Characteristics of streamflow during a snow season J. Jpn. For. Soc. 71: 215~222, 1989 Hydrological observations were conducted in the Yanagatani catchment basin which is a tributary of the Ado River in Shiga Prefecture. As the runoff constants already were determined from data in a non-snow season, the processes of snowpack and snowmelt from precipitation and air temperature are modeled in this paper. As a result, the predicted snow depth and streamflow agreed well with the observed data of most of years, but did not agree very well with data observed in a year with heavy snowfalls. A clear method to judge whether the occurrence of precipitation is rainfall or snowfall and an improvement of the snowmelt model in heavy snowfall are needed to obtain further agreement.

I. はじめに

近畿圏の水資源として琵琶湖を考えるうえで、周辺山地の冬季降雪量と流出水量の簡明で、かつ精度の高い予測方式の確立が不可欠である。林学としての立場からも、それらの条件を満たしたうえで森林の効果を定量化しなければならない。

そもそも、積雪・融雪・流出の相互関係は、それぞれを独立事象としてみる限り、物理機構としてはそれほどむずかしい現象ではない。問題は必要項目の連続観測がたいへんむずかしく、最少の観測項目から最大の適合度を得たいとする点にある。そのために、地域ごとに適合度のよいモデルが提案されても、それは複雑な観測を必要としたり、あるいはまた、単純なモデルでは汎用性に欠ける例が多い。

いわゆる暖候性地域の事例である滋賀県の山地は冬季の降雪期間においても比較的気温が高く、降水の形

態も雪や雨が混在し、かつ積雪と融雪も同時に進行する。したがって、寒冷地や高標高地に比して融雪流出解析のうえでは困難性がある。

当研究者らは滋賀県朽木村の毎年冬季には1~2mの積雪が見られる梁ヶ谷流域を対象として1978年以降、降水量と流出量、気温、積雪深の観測を行った。1980年末までの観測結果は福嶋ら(2)に報告され、本流域を含む琵琶湖周辺山地における積雪分布の特性については友村ら(1)に報告された。また朽木村の観測地と京都府美山町の芦生演習林においては1981~1982年の冬季に融雪板を用いた融雪量観測がなされ、福嶋ら(3)に暖候性地域の気温と融雪量の関係として整理されてきた。福嶋ら(4)では無雪期の降雨と流出記録をもとに「水循環モデル(HYCYMODEL)」を用いて、流域定数を同定した。

本論文では、これまで得られた積雪・融雪の調査結果と福嶋ら(4)で得られた流出定数を用いて、梁ヶ谷

* 本研究の一部は第97回日本林学会大会で発表した。

** 京都大学農学部 Fac. of Agric., Kyoto Univ., Kyoto 606

*** 現勤務先：日本気象協会関西本部 Kinki Region of Jpn. Weather Assoc., Osaka 537

流域の積雪深と流出水量の算定を試みる。

II. 流域の概要と観測記録

梁ケ谷は図-1 に示されるように琵琶湖に西方から流入する安曇川の支流、針畑川の側谷である。Weir A の地点を下流域とする梁ケ谷本流流域は流域面積 70.0 ha である。同流域内には Weir B を下流端とする流域面積 4.06 ha の内部流域が設定されている。両流域の高度・面積分布は図-2 に示される。本流域と内部流域では平均標高はほぼ同じである。流域斜面の卓越方位は、本流域で北東向き、内部流域で北北西向きである。冬期間の流域降水量としては、流域外の民家の庭にある St. D のヒーター付き雨雪量計の値が使

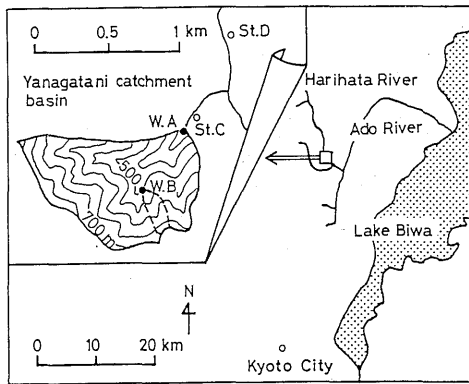


図-1. 流域図

Map of the study area

W. A ; Weir A, W. B ; Weir B, St. C ; Station C, St. D ; Station D.

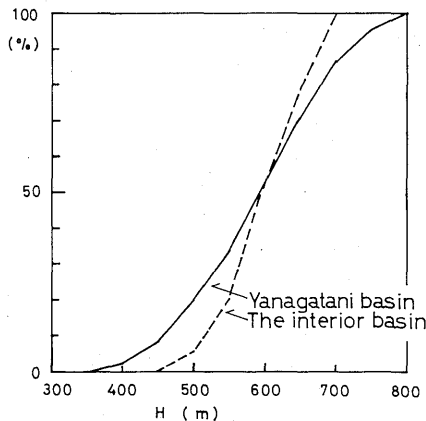


図-2. 流域の高度・面積分布

Hypsometric curves of the study area

われる。標高 350 m にある St. D では毎日の最高・最低気温と積雪深が観測されている。

Weir A と St. D での観測は 1978 年 12 月中旬に、また Weir B は 1982 年 12 月末から始められた。流域内の積雪調査は 1980~1981, 1981~1982, 1982~1983 年にそれぞれ数回ずつ行われた。すでに福嶋ら(4)によって冬季の流出には明確な日中変化が認められないことが判明しており、融雪計算では日単位の解析とする。対象期間は 1978 年から 1983 年までの計 6 年間の毎年 12 月から翌年の 3 月ないし 4 月までである。

III. 積雪・融雪に関する既存の研究

1. 雪と雨の判断気温

降水の形態が積雪となるか雨となるかの判断は暖候性地域の流出を予測するうえでたいへん重要な要因である。AGETAら(1)によるネパール氷河ではその判断気温はばらつきはあるものの平均的にみれば日中では 2.0°C、夜間では 1.5°C と報告されている。当研究者らの St. D における 1980~1982 年の調査では図-3 のように、日平均気温でほぼ 2°C 以下であれば雪、それより高ければ雨と判断できる。なお池淵ら(5)による滋賀県北部の大浦川流域における 1982~1983 年調査では 2.1°C 以下では雪と判定された。このように日平均気温 2.0°C を判断気温とするのは暖候性地域においてまず合理的であろう。

2. 高度と積雪水量

一般に、高度の増加によってしだいに積雪水量が増加する関係が認められ、山田、若浜(13)による大雪山旭岳西斜面での 1979~1980 年の詳細な調査結果にもあらわれている。

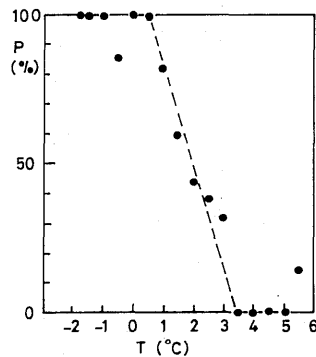


図-3. 雪としての降水の出現頻度

Frequency of occurrences of snowfall at various air temperatures

友村ら(11)による琵琶湖周辺山地の積雪水量調査では、それぞれの地区では高度 $H(m)$ と積雪水量 $S_w(mm)$ の関係は

$$S_w = aH + b \quad (1)$$

の1次式で近似された。 a, b は係数である。 a はつねに正で、標高が高くなると積雪水量が増加する関係である。 a の値は積雪初期から次第に増加する。調査地域では毎年2月末から3月初旬の最多積雪時期に a の最大値があらわれ、その値は同一地区では年ごとにほぼ一定した値を示した。

式(1)はある期間の降雪が積算された結果であって、各時期の降雪が必ずしも式(1)を満たすわけではない。そのため St. D の降水量 $P_{bn}(t)$ に対して、高度差 $\Delta H(m)$ の地点降水量 $P_h(t)$ は

$$P_h(t) = P_{bn}(t)(1 + \alpha\Delta H) \quad (2)$$

で算定できるものとする。 α は降水割増率である。本流域の1978年から1981年までの3積雪期間における St. D の降水量と期間流出量の比はおよそ1.2であった。(2)式と高度・面積関係から、この条件を満たす α を求めると、 $\alpha = 0.001/m$ となる。高度が1,000 m 上がれば積雪水量は2倍となることを意味する。なお、池淵ら(5)による大浦川では $\alpha = 0.0009/m$ と推定されており、類似する値である。このように、積雪量が高度によって増加する現象は、主要には冬型天気のもとで発生し、冬季でも南岸低気圧による降雪の場合は顕著ではない。そのため、降水を入力とするモデル化では冬型天気であるかどうかの判断を気温で与える必要がある。

3. 積雪の全層平均密度変化

St. D における新雪の積雪密度はほぼ $0.08 g/cm^3$ から $0.12 g/cm^3$ の範囲である。そして融雪が卓越する時期の密度は通常 $0.4 g/cm^3$ から $0.5 g/cm^3$ である。新雪後の全層密度変化は、経過日数 t を変数として図-4のように表された。この関数関係は

$$D(t) = 0.4[1 - \exp(-\beta t)] + 0.1 \quad (3)$$

で近似可能である。ここで $D(t)$ は t 日後の全層平均積雪密度、 β は係数である。St. D では $\beta = 0.223$ と推定された。結果は図-4中の実線である。

式(3)はまた

$$D(t) = 0.5 - [0.5 - D(t-1)]\gamma \quad (4)$$

と変換される。 $\gamma = \exp(-\beta) = 0.8$ である。式(4)のほうが計算上便利である。なお、梁ヶ谷における各標高地点の積雪密度は全期間にわたって St. D の値とほぼ同一であった(11)。このように積雪密度が高度に依存

しない関係は盛岡市近郊の標高200 m から1,200 m の山地においても同様(9)で、極端に標高差があるところを除けば、積雪密度の標高依存性は低いとみられる。

4. 積雪期間の蒸発量

積雪面からの蒸発量は小島ら(7)により札幌の場合が知られている。小島らの調査結果を月単位に変換すると1月約4.2 mm, 2月7.4 mm, 3月11.4 mmであった。雨や雪の日を除いた値であるから実際はこれよりも小さい。梁ヶ谷流域では1981年3月2日から8日までアクリル製円筒に埋めた雪の重量変化から値を求めた。その結果、凝結量が卓越する日もあるが6日間の積算蒸発量は1.14 mmであった。月単位に直すと約6 mm程度と小さい。したがって、入力である降水量の誤差からみれば積雪面からの蒸発量は無視しうる程度の値であろう。

5. 融雪量の推定式

もっとも簡単な融雪量推定式は

$$S_m = fT \quad (5)$$

であろう。ここで、 S_m は日融雪量(mm/day), f は係数(mm/day/°C), T は日平均気温(°C)である。式(5)はデクリーデー法ともよばれる。梁ヶ谷では1981年3月にまず、直径30 cmの円形融雪板による融雪調査を行ったが、式(5)を用いるならば、係数 f を月別に変化させねばならないことが判明した。このような傾向は氷河のように長期間融雪現象が持続するところでは顕著のはずで、Van de GRIEND・SEYHAN(12)はアルプスの氷河地域の流出解析で、最適同定の結果、月ごとに f 値が変化する結果を得ているし、菅原(10)もアメリカ大陸、ヨーロッパの氷河流域の融雪解析では季節的に異なる f の値を用いた。この原因は日射などの熱収支条件によって規定されている融雪量を日平均気温だけを用いて1次式で推定するためである。しかし、気温以外の熱収支項目は一般に入手が困難であ

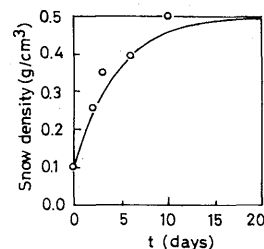


図-4. 積雪の密度変化

Changes of snow density with time

る。小池ら(6)は気温の日中変化から日射等の効果を求める工夫をしており、近藤、山崎(8)は日照時間から日射量を算定する工夫をしている。福嶋ら(3)はSt. Dと京都府美山町芦生演習林での1981~1982年の融雪観測結果から、AGETAら(1)がモンスーン期のネパール氷河で用いたと同じく、日平均気温のべき乗式で日射の効果も表現でき、かつ観測された融雪量を予測しうることを見いだした。すなわち

$$S_m = CA(T - T_c)^{CB} \quad (6)$$

である。ここで、 T_c は融雪限界気温(°C)、 CA 、 CB は係数である。梁ケ谷と芦生で共通な係数は $CA=0.005$ 、 $CB=3.6$ 、 $T_c=-5^{\circ}\text{C}$ と算定された。

IV. 積雪・融雪の総合化モデル

以上の研究成果を踏まえて、St. Dの降水量 $P_{nh}(t)$ と日平均気温 $T_m(t)$ から、任意高度地点における融雪量および地表到達水量 $R_{nh}(t)$ 、積雪深 $S_h(t)$ の算定フローチャートを図-5に示す。初期条件としての積雪量は $S_w=0$ で積雪密度は $S_d=0.1$ とする。冬型天気かどうかの判断気温を T_w とおき、気温 T が T_w より低ければ冬型と判断し、式(2)により割増された降水量が与えられる。その割増率はこれまでの結果から $\alpha=0.001/\text{m}$ とする。 T_w はモデル適用によって決めなければならない。 δ は等価気温低減率であり、一般に気温低

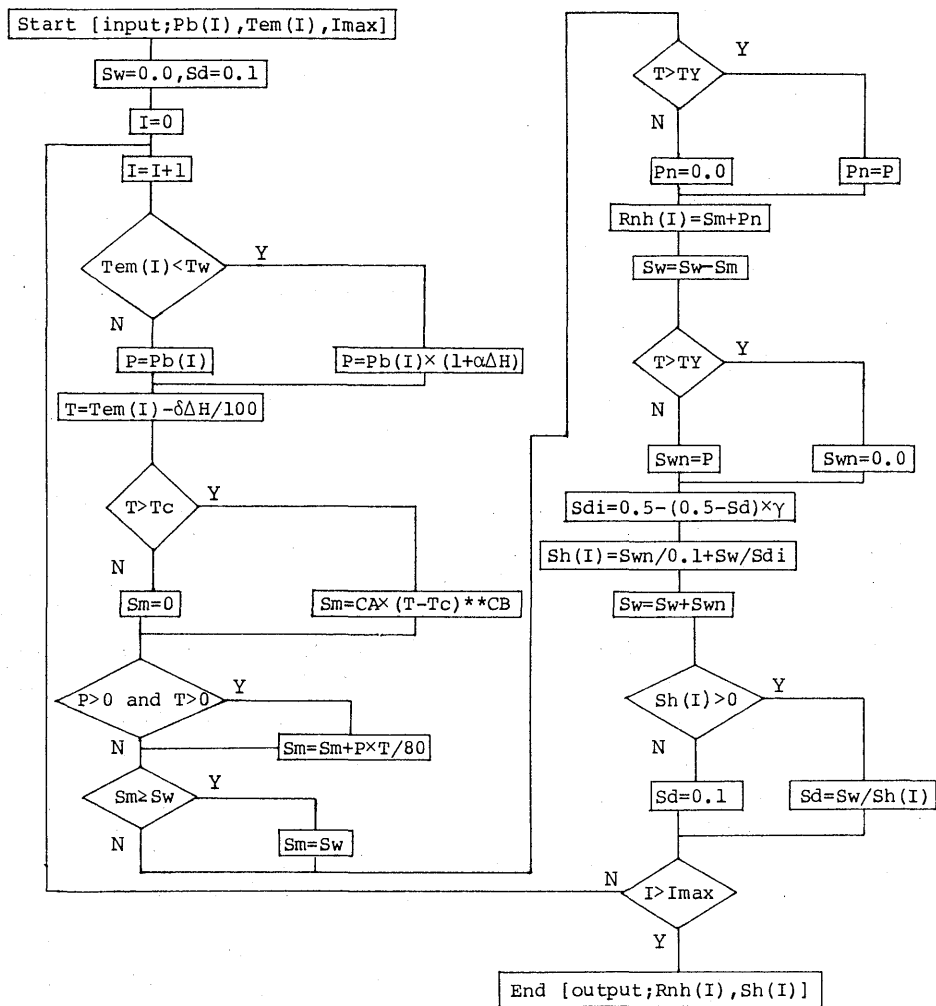


図-5. 積雪・融雪計算のフローチャート
Flow chart on calculation of the snow depth and snowmelt model

減率は $0.55^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ である。融雪量は式(6)で気温から算定されるが、式(6)の気温の意味は日射量や顕熱項を含んだ等価気温であるので、 δ は変数として扱う。 δ は $0.0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ から $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ の範囲で変化するであろう。なお、 $T > 0^{\circ}\text{C}$ でかつ降水が降雨である場合は降雨による融雪が発生する。融解潜熱は $80\text{ cal/g}^{\circ}\text{C}$ である。雪・雨の判断気温は TY とし $T > TY$ で雨とする。上に述べたように $TY = 2.0^{\circ}\text{C}$ を用いる。

以上の条件から任意地点における地表到達水量 $R_{nn}(t)$ が得られる。なお、積雪密度の変化は $\gamma = 0.8$ として式(4)で求める。新雪がある場合すなわち $S_{wn} > 0$ では新雪の密度を 0.1 としてまず新雪積雪深を算定し、その日の平均密度 S_d は積雪水量 S_w を積雪深 $S_n(t)$ で割ることによって得られる。流出量を求めるうえで積雪の密度変化を必要としないが、積雪深観測結果を入力とする場合はこの密度変化式を要する。以上のように、本積雪・融雪総合化モデル上で確保されるべき変数は冬型天気判断気温 T_w と気温低減率 δ の2個である。

流出モデルへの入力となる地表到達水量 $R_n(t)$ は各高度別の $R_{nn}(t)$ を面積の重みをつけて平均化した値である。 $R_n(t)$ は降雨の場合と別な現象と見る考え方もありうるが、その検証がむずかしい。現在のレベルでは融雪水を降雨と同じ扱いとみなすのが妥当であろう。 $R_n(t)$ から流出への変換は福島ら(4)で示した「水循環モデル」と無雪期間の解析より得られた流出定数群を使う。蒸発成分は上に記したように、降水量に比べて過少であるので無視する。

誤差評価はつぎの2式による。

$$F_1 = \frac{1}{N} \sum \frac{|Q_{ob}(t) - Q_{ca}(t)|}{Q_{ob}(t)} \quad (7)$$

$$F_2 = \frac{\sum Q_{ob}(t) - \sum Q_{ca}(t)}{\sum Q_{ob}(t)} \quad (8)$$

ここで、 $Q_{ob}(t)$ は観測流量、 $Q_{ca}(t)$ は計算流量、 N は観測日数である。 F_1 は相対誤差を、 F_2 は水収支誤差を意味する。

V. 適用結果と考察

試算を行うと、1981年12月以降 St. D の降水量が期間の流出量と比べて過少であった。この原因が雨雪量計の降雪捕捉率低下によると考え、この時点以降は、 $T = 2.0^{\circ}\text{C}$ 以下の場合のみ降水 $P_{bn}(t)$ の割増を行った。降水の割増率を大きく取れば水収支誤差 F_2 は低下するが、相対誤差 F_1 が大きくなる。結局 1.1 の割増

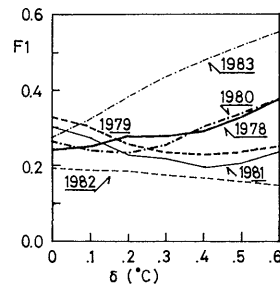


図-6. 気温低減率 δ に対する相対誤差 F_1 の変化
Relationship between equivalent lapse rate of air temperature, δ and the function F_1

率を採用したが、計算流量は観測流量に比して少なめとなった。

冬型天気判断気温 T_w はトライアルの結果 $T_w = 0.0^{\circ}\text{C}$ と算定された。本流域では等価気温低減率 δ について相対誤差変化が調べられた。その結果が図-6 である。1978年や1983年のように最適値が $\delta = 0.0$ となる場合や1982年のように $\delta = 0.6$ が出現し、年によって最適な δ は大きく変わる。全般を眺めた結果、 $\delta = 0.2^{\circ}\text{C}$ を採用することにした。

1978年から1983年の計6年の本流域および、1981年から1983年までの3年間の内部流域の積雪期流出量を計算した結果が図-7である。同図中には日降水量 $P_{bn}(t)$ と流出モデルへの入力である $R_n(t)$ 、St. D における観測積雪深と算定された積雪深 $S_n(t)$ 、日平均気温 $T_m(t)$ のそれぞれの経時変化が示されている。得られた流出定数による誤差評価の結果は表-1に示される。本流域では1978~1979、1982~1983年のような寡雪年から1983~1984年のような多雪年までである。算定された St. D の積雪深は全般的には観測値によく追隨している。図-8は流域内で調査された積雪水量値とモデルによる計算積雪水量の関係を示す。1980年から1981年3月にかけては良好であるが、他の期間では積雪水量は過少に算定されている。しかし、経時的な積雪水量の高度分布変化はよく再現されている。

本流域では1982年2月、1983年2月に流出量が欠測であるので、本流域と内部流域の適合度を比較することはむずかしいが、誤差評価の結果からも得られたハイドログラフ上からも、その差異は小さいと判断できる。また1983~1984年を除けば、相対誤差も $F_1 = 0.186 \sim 0.279$ の範囲に収まっている。暖候性地域の流出水量を6年間にわたって同一の融雪定数で算定した結果としては、まず一般的な流出傾向を再現して

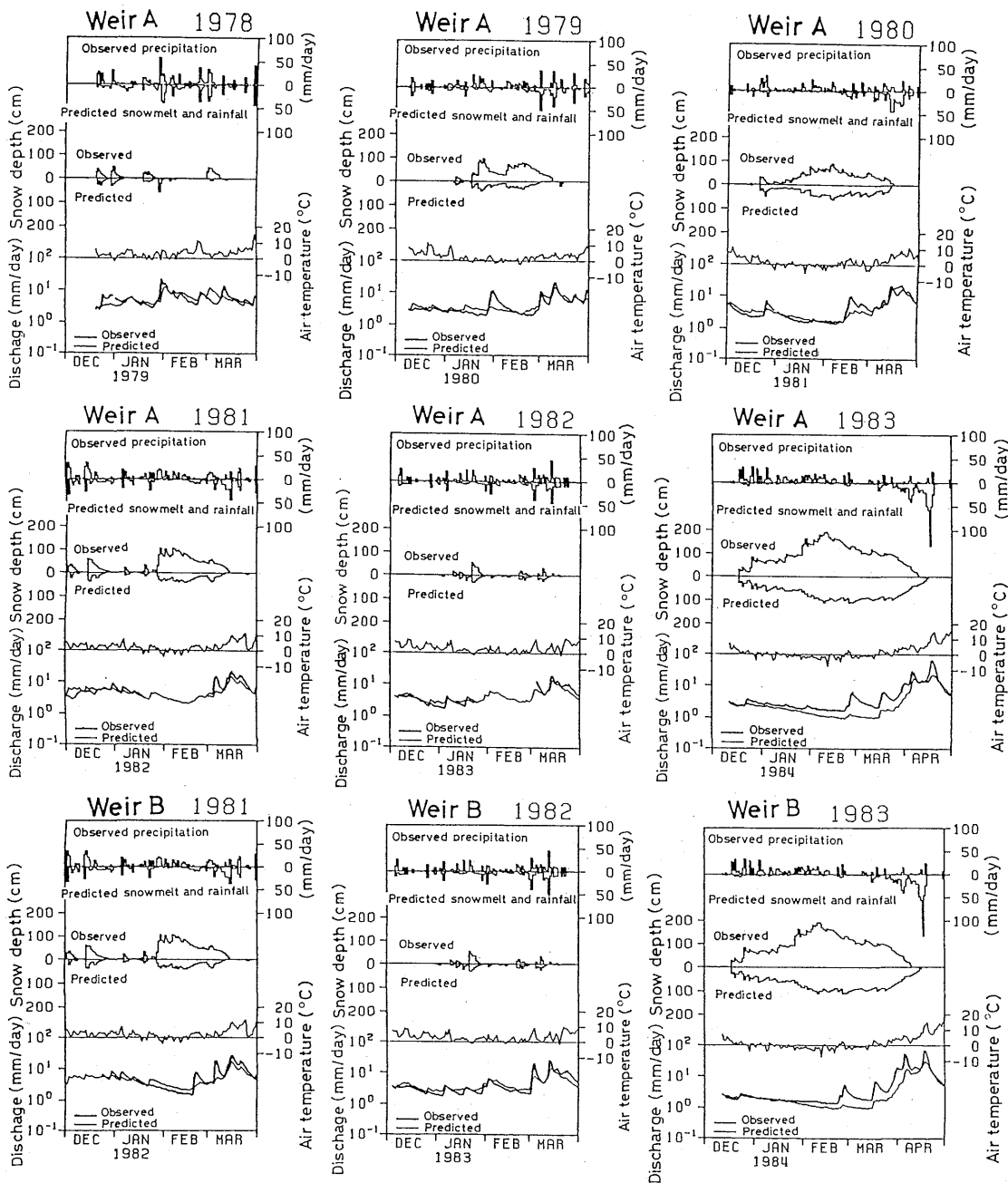


図-7. 得られた積雪深とハイドログラフ
Predicted snow depths and hydrographs

いるといえよう。しかしながら、福蔵ら(4)で無雪期の流出量が $F_1=0.2$ 以下で再現できたのに比べると適合度は劣る。この原因はモデル上では雪と判断しても実際には雨であった場合や、またその逆の場合も起こ

ったからである。前者の典型的な例は1980年2月初旬であり、後者では1979年3月初旬である。なお、多雪年の1983~1984年では観測流出量に対して、計算流出量が時期的に遅れているように見られる。融雪モデル

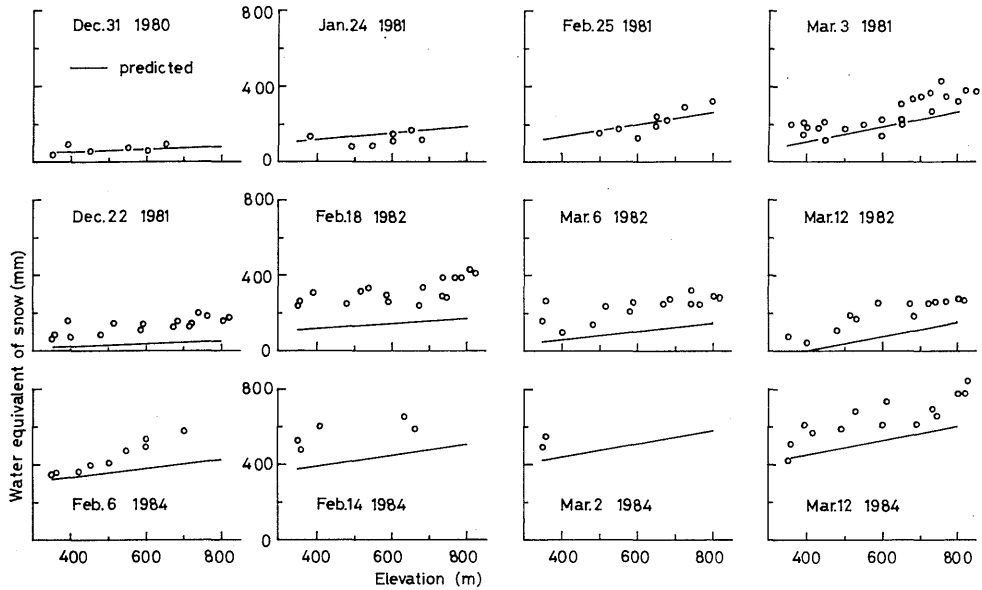


図-8. 測定された積雪水量と計算値の比較
The measured and predicted water equivalents of snow

表-1. 誤差 F_1 と F_2 の評価結果
The evaluation of errors by the functions F_1 and F_2

Station	Year	F_1	F_2
Weir A	1978	0.279	0.030
Weir A	1979	0.253	0.036
Weir A	1980	0.231	0.040
Weir A	1981	0.235	0.151
Weir A	1982	0.186	0.119
Weir A	1983	0.384	0.084
Weir B	1981	0.271	0.218
Weir B	1982	0.236	0.090
Weir B	1983	0.311	0.205

の各定数値は1981~1982年の積雪・融雪を基に算定されており、消雪期が3月中旬までとなる通常の年では十分適用可能であるが、1983~1984年のように多積雪年で、消雪期が約1ヵ月遅れる場合の適用には融雪モデル自体の改良を要することになる。

今回の取りまとめは科学研究費(一般研究C)の援助による。日々の気象観測を担っていただいている山本茂夫・一子さんのご一家には深甚なる謝意を表す。本研究でのデータ処理や計算は京大大型計算機センターのM-780/30システムを利用した。

引用文献

- (1) AGETA, Y., OHATA, T., TANAKA, Y., IKEGAMI, K., and HIGUCHI, K.: Mass balance of glacier AX010 in Shorong Himal, East Nepal during the summer monsoon season. *Seppyo* 41: 34~41, 1980
- (2) 福嶋義宏・鈴木雅一・友村光秀: 梁ヶ谷試験地の水文観測報告. *京大演報* 53: 131~143, 1981
- (3) ———・友村光秀・鈴木雅一: 琵琶湖西北山地における融雪量観測. *京大演報* 56: 121~127, 1984
- (4) ———・窪田順平: 暖候性の古生層山地流域における降雨・降雪と流出(I)無雪期の流出特性. *日林誌* 71: 187~195, 1989
- (5) 池淵周一・宮井 宏・友村光秀: 琵琶湖北部域の積雪・融雪・流出調査とその解析. *京大防災研年報* 27 B-2: 197~220, 1984
- (6) 小池俊雄・高橋 裕・吉野昭一: 融雪分布のモデル化に関する研究. *土木論集* 363/II-4: 165~174, 1985
- (7) 小島賢治・石川信敬・本山秀明・山田芳則: 積雪の蒸発量一札幌と母子里での測定結果一. *低温科学物理篇* 44: 49~62, 1985
- (8) 近藤純正・山崎 剛: 熱収支法による融雪量の予測. *雪氷* 49(4): 181~191, 1987
- (9) 太田岳史・島田 徹・石橋秀弘: 盛岡市西方山地における積雪水量調査報告—1983年1月から4月の結果. *岩大演報* 15: 15~24, 1984
- (10) 菅原正巳: 雪のモデルの相互比較について(I). *水利科学* 150: 65~94, 1983
- (11) 友村光秀・福嶋義宏・鈴木雅一・窪田順平・太田岳史: 琵琶湖西北山地における積雪水量の高度分布. *京大*

演報 54:106~120, 1982

- (12) Van de GRIEND, A. A. and SEYHAN, E.: Determination of resistance parameters of Pluvio-Nivo-glacial alpine systems by mathematical modeling of runoff. *J. Hydrology* 77: 187~207, 1985

- (13) 山田知充・若浜五郎：北海道の山岳地域における積雪分布特性. 昭54-56 北大特定研究報告書：29~41, 1982

(1988年3月8日受理)