

中国新疆の烏魯木齊河の流出解析

菅原正巳*・尾崎 睿子**

国立防災科学技術センター

Runoff Analysis of the Urumqi River in Xing-Jiang, China

By

M. Sugawara and E. Ozaki

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

Daily discharge of the Urumqi River at Ying Xiong Qiao (catchment area:924km²) is derived from daily precipitation and daily mean temperature data at five stations shown in Fig. 1, using the tank model with snow component. The fundamental runoff structure of the basin is rather simple, that precipitation mostly occurs in summer as shown in Fig. 3 and it mostly discharges in summer as shown in Fig. 2, while the effect of snow is not large.

One of the remarkable facts in this basin is large seasonal change in temperature lapse rate. From the comparison of monthly mean temperatures at five stations, locating on the bottom of the ravine, the temperature lapse rate per 1,000m elevation difference is determined as

$$TM(M) * 1.5 + 6.0,$$

where TM(M) is given in Table 5. This relation is probably correct in the bottom of ravine. However, much larger temperature lapse rate is necessary for the whole basin, such as,

$$(TM(M) * 1.5 + 6.0) * 1.3,$$

for the simulation of snow deposit and snowmelt.

In this basin, precipitation in winter is small and precipitation in summer is mostly rain in lower zones. Therefore, snow storage in lower zone in the end of winter is small and, accordingly, snowmelt discharge in early spring cannot become large, unless the avalanche effect is introduced in the simulation model.

Obtained results are shown in Fig. 10 and Fig. 11. In spite of many efforts and trials to get good fit of both hydrographs in early spring, results are not good. Probably, observed discharge is not so reliable in early spring, because of the effect of melting ice in the river channel.

*元所長, **第4研究部計測研究室

1. 目的および与えられた資料

1. 1 目 的

中国の新疆維吾爾自治区の烏魯木齊河の英雄橋（流域面積924km²）における日流量を、流域内5地点における日降水量、日平均気温、および日蒸発量資料を用い、積雪・融雪構造を伴うタンク・モデルによって算出するのが、われわれの目的である。

1. 2 対象流域の概況

流域の高度はおおよそ1,500mから4,500mの間にあり、等高線入りの地図は与えられなかったが、高度と面積との関係は表1によって与えられた。

表1 高度と面積の関係
Table 1 Relation between elevation and area

高度範囲 (m)	1500 -2000	2000 -2500	2500 -3000	3000 -3500	3500 -4000	4000 -4500
面積 (km ²)	27.7	176.0	240.9	206.9	205.0	67.5
百分比 (%)	3	19	26	23	22	7

この流域は山地に囲まれた峡谷で、烏魯木齊市周辺の乾燥した平原からこの流域に入ると、景観は一変して湿潤となる。ゆるい傾斜地は草原で牛や羊が放牧され、急な山腹は森で覆われている。そして、4,000mをこえた地帯に氷河がある。

1. 3 流量資料

英雄橋における、1984年から1986年までの3年間の日資料が与えられた。この流域には、英雄橋より上流に、これを含み、本流、支流を合わせて10地点で流量が測られているらしいが、今回与えられたのは英雄橋1地点だけである。

1. 4 降水量、気温、蒸発量資料

日資料が英雄橋(高度1,920m)、躍進橋(2,336m)、薩爾達万(2,200m)、四井田(2,570m)、天山(3,560m)の5地点で与えられている。気温は日平均気温である。なお天山では、気温の欠測が、1984年1月、2月、11月、12月、蒸発量の欠測が、1984年の10月～12月、1985年の1月～3月、11月～12月、および1986年の全年である。

雨量計は、長期間の合計値を測るものまで含めて流域内の32地点に置かれているらしいが、今回与えられたものは、上記5地点の気象観測点におけるものだけである。

2. 予備的考察

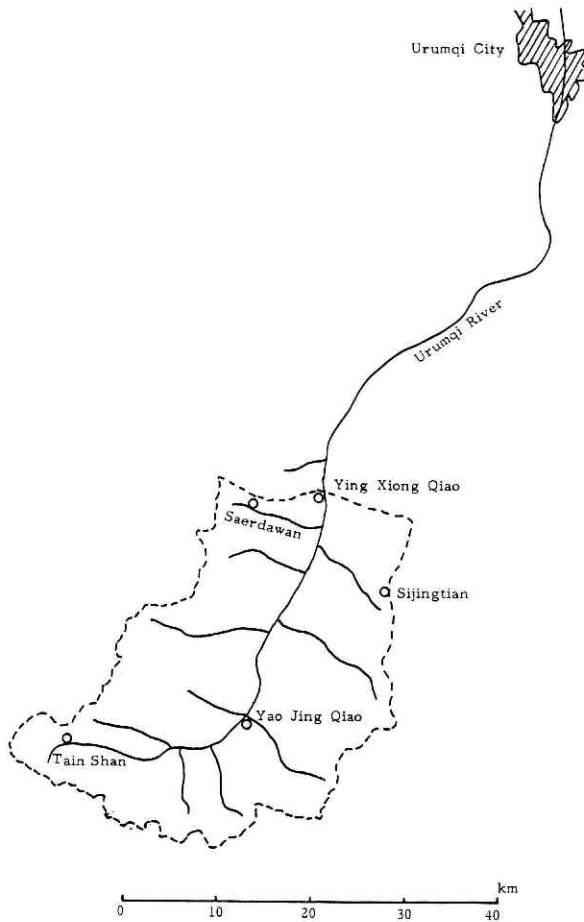


図1 烏魯木齊河流域地図

Fig. 1 Map of the Urumqi basin

Urumqi : 烏魯木齊, Ying Xiong Qiao : 英雄橋, Yao Jing Qiao : 躍進橋,
Saerdawan : 薩爾達萬, Sijingtian : 四井田, Tain Shan : 天山

2. 1 流量について

図2は月ごとの流出高を示している。流量は夏期6月, 7月, 8月に集中し, それに較べると5月, 9月の流量はかなり小さいし, 冬期にはきわめて小さい。これは主として夏期に降る雨に対応している。新疆の景観において, 夏にもよく見える高山の雪が印象的であるためであろうか, 高山の雪がオアシスの水源であるという記述をよく見掛けるが, よほどの高所, したがってきわめて小面積の地域でない限り, 夏期の降水は雪にならないし, 夏以外の降水はあまりないのだから, 雪の量は案外少ないらしい。夏期の降水が, そのまま夏期の流出として現れるというのが, 基本的構造であると思われる。

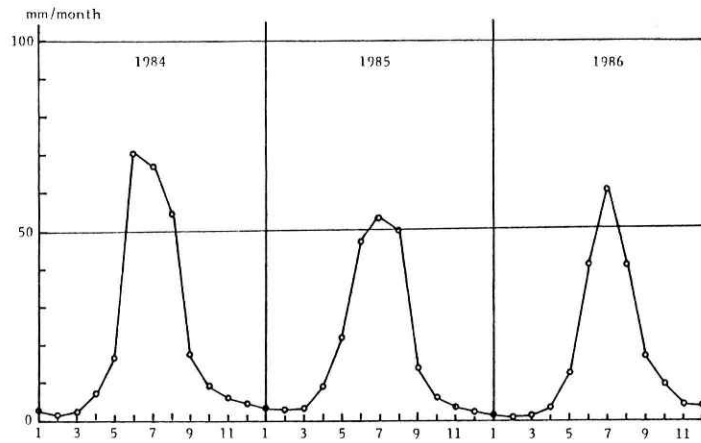


図2 烏魯木齊河 英雄橋 月流出高 (mm/月)

Fig. 2 Monthly runoff of the Urumqi River at Ying Xiong Qiao

年間流出高の合計は、それぞれ261mm, 219mm, 200mmであって、200mmより少し多いという程度である。ただし、統計年数が3年だから、あまりあてにならない。

2. 2 降水量について

図3は英雄橋、躍進橋の月降水量を示す。他の3地点の月降水量の季節変化もこれに似て

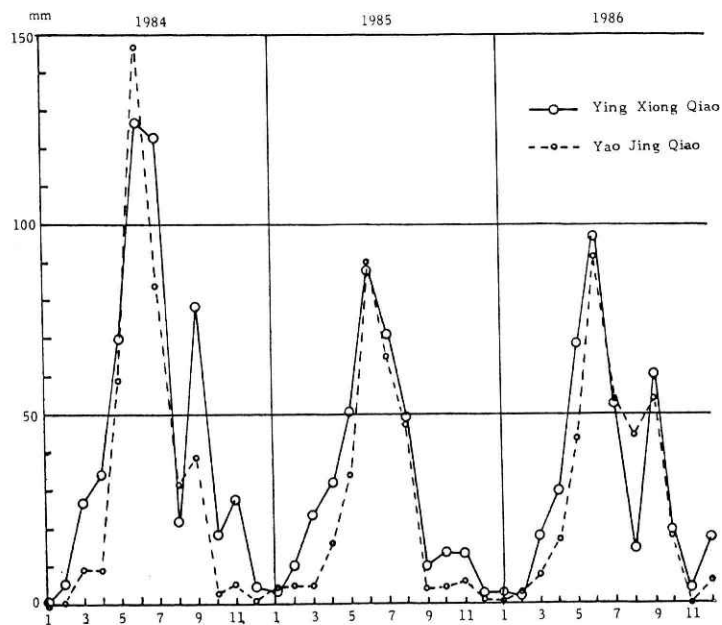


図3 英雄橋、躍進橋、月雨量

Fig. 3 Monthly precipitation at Ying Xiong Qiao and Yao Jing Qiao

いる。降水は6月、7月をピークに、主として夏期に現れる。これが図2の流量の季節変化に対応する。なお、1984年9月にかなりの降水があるが、これのかかなりの部分は雪となって翌年にまわるので、9月の流量にはあまり現れないらしい。

表2は5地点の年降水量と、その平均を示す。ここで不思議なのは、躍進橋、薩爾達万、天山は、英雄橋より高度が高いのに、降水量が小さい点である。原則的に、高くなれば雪が多くなる。一方、雨量計による雪の補捉は困難で、降水量は小さ目に測られる。つまり、躍進橋、薩爾達万、天山では降水量の補捉が悪いから、年降水量が小さいという解釈もあり得る。しかし、この解釈だけに押しつけるのは無理であろう。表2に見るように、5地点、3年間平均の年雨量は388mmであり、流域からの年流出高の3年平均は約225mmである。年蒸発量を小さ目に400mmと見積もっても、流域への面積雨量は625mmが必要であり、これは5地点平均年雨量388mmの約1.6倍である。流域全体としてみれば、5地点平均よりはるかに大量の降水があるということは、多分、山腹の斜面に大量の降水があり、谷底にはあまり降らないということであろう。事実、分水界の所に位置する四井田にはかなり大量の降水がある。四井田は分水界上にあるといいながら、道路沿いであるから、そこは鞍部であろう。つまり、ある種の谷底である。5地点すべて道路沿いであるから、河沿いの谷底である。英雄橋では谷が広く、上流にさかのぼり、谷が狭くなるにつれて、降水量が小さくなるのであろう。5地点の降水量がかなり偏った標本値であるらしいから、思い切った補正を行って、流域平均降水量を推定せざるを得ないであろう。

表2 5観測点における年雨量(mm)
Table 2 Annual precipitation at five stations(mm)

観測所 (高度)	英雄橋 (1920 m)	躍進橋 (2336 m)	薩爾達万 (2200 m)	四井田 (2570 m)	天山 (3560 m)	平均
1984	536.9	389.3	448.9	547.4	389.4	462.4
1985	365.7	283.7	276.1	383.6	293.4	320.5
1986	384.9	347.6	325.9	454.3	392.8	381.1
平均	429.2	340.2	350.3	461.8	358.5	388.0

2. 3 年降水量と年流出高の相関

図4は流域からの年流出高Qと、5地点の年降水量の単純平均Pとの相関図である。この相関はあまりよくないが、1984年9月にかなりの降水があり、その大きな部分が雪となって翌年に流出したらしいこと、1986年9月にもかなりの降水があったことを考えると、相関を改善する余地があると思われる。この流域では9月から8月までを水文年とすれば(ある

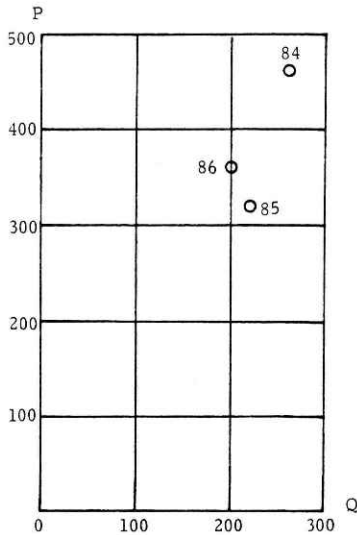


図4 年雨量 (P), 年流出高 (Q) の相関図
Fig. 4 Correlogram between annual precipitation (P) and annual runoff (Q)

いは9月途中で区切る方がよいかもしれない), PとQとの相関は, はるかによくなるであろう。

2. 4 気温について

与えられた3年間の資料から算出した各地点の月平均気温が表3である。なお, 比較のため, 理科年表から引いた烏魯木齊 (高度913m) の値も示してある。

この表は高度による気温低下が予想外であることを示している。最高気温を示す7月 (天山では8月) について見ると, 高度差から予想されるほどには気温が低下しない。最低気温を示す1月について, 英雄橋, 天山間の気温低下はさらに小さいばかりでなく, 躍進橋, 薩爾達万, 四井田では, 英雄橋より僅かながら気温が高いのである。積雪, 融雪の計算では,

表3 流域内5観測所および烏魯木齊の月平均気温
Table 3 Monthly mean temperature at five stations in the basin and at Urumqi

観測所	高度 (m)	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
英雄橋	1920	-12.9	-11.7	-5.4	2.4	8.6	11.8	14.6	14.4	8.9	1.6	-6.5	-12.7
躍進橋	2336	-12.5	-11.0	-5.2	1.6	6.6	9.4	11.9	11.9	7.1	1.7	-5.9	-12.2
薩爾達万	2200	-11.9	-11.3	-5.8	1.5	6.7	9.8	11.7	11.1	6.6	1.0	-6.3	-11.8
四井田	2570	-12.0	-12.1	-7.2	-0.5	4.9	7.9	10.8	10.6	5.1	-0.1	-7.2	-11.8
天山	3560	-16.2*	-15.7*	-11.7	-5.7	-0.7	2.3	5.0	5.2	-0.4	-5.0	-11.1*	-15.3*
烏魯木齊*	913	-16.4	-13.9	-5.8	8.9	15.3	18.9	21.1	20.0	14.5	4.7	-5.8	-10.8

* 欠測を推定により埋めた上での平均

** 1907~1933年の平均

高度により区分した地帯ごとの温度低下が重要な役をするのであるが、その温度低下の構造が判りにくいものになっている。

月平均気温が最高の7月と、最低の1月との差をとってみると、烏魯木齊37.5℃、英雄橋27.5℃、躍進橋24.4℃、薩爾達万23.6℃、四井田22.8℃、天山21.2℃（8月と1月の差は21.4℃）と、順次小さくなっている。砂漠的な乾いた烏魯木齊では年内の気温較差が大きく、湿った峡谷に入っていくにつれて、大気や大地表層の湿度や、地上の積雪がバッファになっているのであろうか、年内気温較差が小さくなって行く。意外なほど、積雪が気温変化を緩和しているらしい。

表3の資料により、月平均気温の平均 m と、標準偏差 S.D. を求めたものが表4である。

期待通り、峡谷に入るに従い、標準偏差は小さくなり、烏魯木齊と比較し、英雄橋では約25%減、天山ではおよそ半分になっている。顕著な変化というべきである。

表4 月平均気温の平均 (m) および標準偏差(S.D.)
Table 4 Mean (m) and standard deviation (S.D.) of monthly mean temperature

	英雄橋	躍進橋	薩爾達万	四井田	天 山	烏魯木齊
高 度	1920	2336	2200	2570	3560	913
平 均 (m)	1.1	0.3	0.1	-1.0	-5.8	4.2
標準偏差 (S.D.)	10.2	8.9	8.8	8.5	7.7	13.5

図5は表4に示す観測点高度 H と、月平均気温の平均 m との相関を示す。峡谷外にある烏魯木齊を除くと、相関はほぼ直線的で、1,000mにつき約4℃の温度低下である。図6は観測地点高度 H と、月平均気温の季節変動の大きさを示す標準偏差 S.D.との相関を示す。やはり烏魯木齊を除くと、相関はほぼ直線的で、1,000mにつき約1.5℃の減少を示している。

表4の m とS.D.とを用い、月平均気温の季節変化に、1月を最低、7月を最高とする正弦曲線を当てはめてみると、うまく合わない。そこで、各地点の月平均気温の季節変化を正規化してみた。すなわち、各月平均気温から平均 m を引き、標準偏差で割ってみる。その結果を見ると（天山は欠測があるので捨てる）、烏魯木齊は少し異なっているが、他の4地点のものはよく似ている。そこで、この4地点の、正規化された季節変化の型の単純平均をとったものが表5である。

この値に表4のS.D.を掛け、 m を加えたものは、各地点の月平均気温とよく合っているから、流域内の気温の分布を考えるときに、この値は有用であろう。ただし、降水量の場合と同じく、観測地点が谷底という偏った場所にあるという問題がある。山腹ではどのような温度分布をしているか、それに対してどのように修正すればよいかは、種々の仮定の

もとで、積雪・融雪の計算を実行し、算出流量を実測値と比較することにより、探し出すより致し方ないであろう。

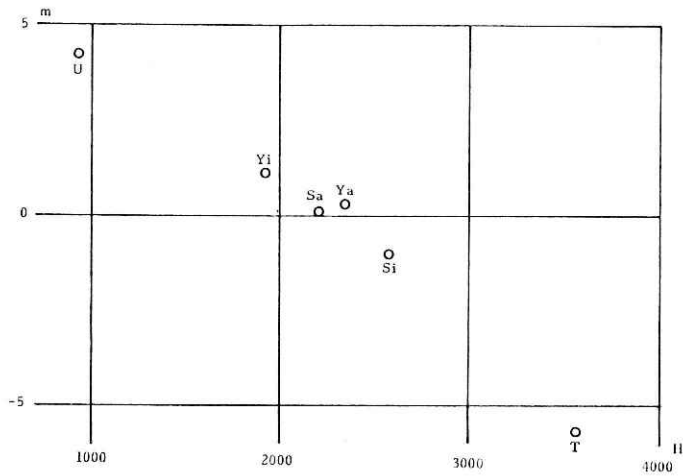


図5 高度Hと年平均気温mの相関図

Fig. 5 Correlogram between elevation H and annual mean temperature
 U: 烏魯木齊 (Urumqi), Yi: 英雄橋 (Ying Xiong Qiao),
 Ya: 躍進橋 (Yao Jing Qiao), Sa: 薩爾達萬 (Saerdawan),
 Si: 四井田 (Sijingtian), T: 天山 (Tain Shan)

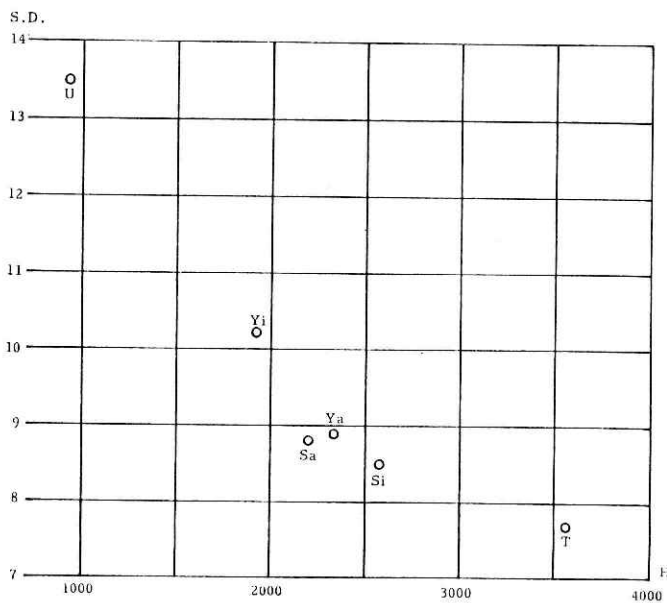


図6 高度Hと、月平均気温の標準偏差(S.D.)の相関図

Fig. 6 Correlogram between elevation H and standard deviation S.D. of mean monthly temperatures

表5 月平均気温の季節変化の型 T M (M)
Table 5 Seasonal change pattern of monthly mean temperature T M (M)

1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
-1.36	-1.28	-0.66	0.12	0.72	1.06	1.34	1.31	0.75	0.10	-0.72	-1.34

2. 5 観測地点の日気温資料を各地帯の中間高度の日気温に変換する問題

流域を一定の高度間隔でいくつかの地帯に分割したとき、I 番目の地帯の平均気温（それはその地帯の中間高度における気温で与えられるとする）は、

$$T(I) = T + T_0 - (I - 1) * T_D$$

で与えられるとしている。この T_0 、 T_D を上記の気温分布の構造から定めることが問題である。

まず、各地点の日気温は、その地点における気温の季節変化と、それに加わる変動成分（雑音に相当する）とから成ると考える。したがって、各観測点における日気温から、他のある地点（この場合は各地帯の中間高度）の気温を出すには、雑音部分は同じで、季節変化の型の部分を修正すればよいと考える。ここで、問題になるのは、雑音部分は変化しないという仮定で、谷に深く入るにつれて、気温の変動が緩和され、したがって雑音部分の分散も小さくなるかもしれないという心配がある。これを確かめるために、各観測点の日気温につき、月ごとの標準偏差を出してみた。それを眺めると、各地点とも、およそ似たような値を示す。つまり、雑音部分は高度差の影響を受けないとみてよい。

したがって、気温に対する高度の影響は、規則的な季節変化の型の部分だけについて計算すればよい。それは表5に与えられている正規化された型に、高度によって変化する標準偏差 S.D. を掛け、同様に高度によって変化する平均 m を加えたもので与えられる。ここで、平均 m は高度1,000 m につき 4°C 、標準偏差は 1.5°C の減少と仮定する。

いま流域を表1に示すように、500 m の高度間隔で6地帯に分割したとすれば、各観測所の高度を $H(K)$ として、その地点の気温の季節変化の型と、第1地帯の中間高度1,750 m における季節変化の型との差は、

$$\begin{aligned} T_0 &= T M(M) * (H(K) - 1,750) * 1.5 * 10^{-3} \\ &\quad + (H(K) - 1,750) * 4.0 * 10^{-3} \\ &= C T(K) * (T M(M) * 1.5 + 4.0) \end{aligned}$$

で与えられる。ここに $TM(M)$ は表5に与えられている気温の季節変化の正規化された標準型であり、 $CT(K) = (H(K) - 1,750) * 10^{-3}$ は、 K 番目の観測点と第1地帯の中間高度1,750mとの高度差を1,000mを単位として表わしたもので、表6で与えられる。

表6 5観測点に対する $CT(K)$
 Table 6 Values of $CT(K)$ for five stations

英雄橋	躍進橋	薩爾達万	四井田	天山
0.170	0.586	0.450	0.820	1.810

地帯の高度間隔は500mだから、気温の季節変化の型の平均 m 、標準偏差 $S.D.$ は地帯ごとに $2^{\circ}C$ 、 $0.75^{\circ}C$ ずつ減少する。したがって、地帯ごとの、気温の季節変化の型の減少は次の TD で与えられる。

$$TD = TM(M) * 0.75 + 2.0$$

以上で、 $T0$ 、 TD の形が決まったことになるが、気象観測点がとくに暖かかったり、寒かったりすることがある。そのために補正項 $T00(K)$ を導入する。また、月平均気温の平均、標準偏差が高度1,000mにつき $4^{\circ}C$ 、 $1.5^{\circ}C$ 低下するとしたが、これは確定値ではない。そこで、これを TA 、 TB と置くことにする。かくて、 $T0$ 、 TD は次の式で与えられる。

$$T0 = T00(K) + CT(K) * (TM(M) * TB + TA)$$

$$TD = (TM(M) * TB + TA) / 2$$

$T00(K)$ 、 TA 、 TB は試算により探し求めなければならない。さらに大切な問題は、谷底にある観測所の気温をもとにして考えた、以上の方式の信頼性である。一応はこれを出発点とするが、試行をしているうちに、これとはかなり異なる構造を仮定することになるかもしれない。

2.6 融雪量の算出式

流出解析を始めてみると、最初の試算がかなりよい結果を与えたが、それから難航した。3月の末から4月にかけて、少しずつ雪どけが始まって、僅かばかり流量が増加する。それがうまく出て来ないのである。それは、気温が日平均資料として与えられているからであると考えた。この流域では、気温の日較差がかなり大きいであろう。したがって、日平均気温

が 0°C 以下であっても、最高気温は 0°C よりかなり高くなり、日中にいくらか雪が融けるであろう。最高、最低気温が与えられているときは、最高気温のウエイトを大きくして平均を作り、その代わり融雪の定数 $SMLT$ を小さくして春先の雪どけを合わせるという方法がとれる。しかし、日平均気温しか与えられていないから、この方式は使えない。そこで次のように考える。

問題を簡単にするために、1日のうちの気温の変動を振幅 A の正弦曲線であると仮定する。日平均気温 T が $-A$ 以下であれば、1日中 0°C 以下だから雪どけはない(図7 a))。 $-A < T < A$ であれば、曲線が 0°C より上にある部分の面積(デグリー・時ともいふべきもの)が雪どけを起こすと考える(図7 b))。 $T \geq A$ のときは、 0°C より上にある部分の面積は日平均気温 T に等しい(デグリー・日で測って、図7 c))。

図7 b) の場合について、 0°C より上にある部分の面積を、正弦曲線の仮定のもとに求め、これと T との関係を見ると、この面積はおおよそ $(T+A)^2$ に比例する。実は $(T+A)^{1.5}$ の方が少し近似がよいし、 $(T+A)^2$ と $(T+A)^{1.5}$ の平均の方がさらに近似がよいが、簡単のため、この面積を

$$(T+A)^2/4A$$

で近似することにする。この簡単な近似式は、1日のうちの気温の変動を三角波で近似することに相当している。ここで困るのは、振動 A が不明であることであるが、試算により推定する以外に方法がない。

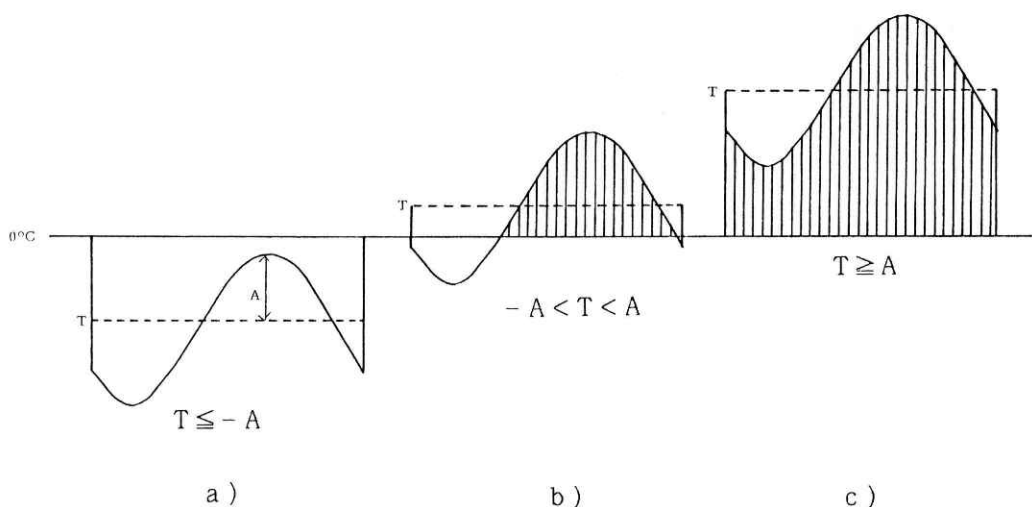


図7 1日のうちの気温変化 (T : 日平均気温, A : 気温変化の振幅)

Fig. 7 Temperature change in a day (T : daily mean temperature, A : amplitude of temperature change)

2. 7 雨と雪との分離

従来は日平均気温が正ならば雨、負か0であれば雪として来た。しかし、融雪量をデグリー・時で定めるという考えのもとで2次式近似をしたのに応じ、もう少しもっともらしい近似をすることを考える。

やはり、気温の変動は正弦曲線で与えられると
考え、図8に示すように、気温が0℃以上である
期間Lにあった降水は雨、それ以外は雪と考える
ことにする。降水はいつあったか不明であるが、平
均的には1日のうち一様に分布すると考える。日
平均気温Tと期間Lとの関係は逆正弦関数で与え
られるが、簡単のため、ある程度の誤差を無視して、
これを直線近似することにする。それは1日の気
温の変動を三角波で近似することに相当する。

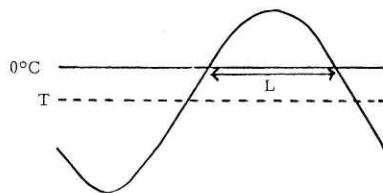


図8 1日のうちの気温変化 (T: 日平均気温, L: 正の気温の期間)
Fig. 8 Temperature change in a day (T: daily mean temperature, L: the period of positive temperature)

このように考えて、雨と雪との分離を以下の方
式で与える。Aを気温の日変化の振幅とすると、

- 1) $T \geq A$ ならば、すべて雨とする。
- 2) $-A < T < A$ ならば、降水量のうち、雨となるものの比率が $(A + T) / 2A$ で与えられ、残りは雪であるとする。
- 3) $T < -A$ ならば、すべて雪とする。

きわめて便宜的であるが、従来の方式より、いくらかましであろう。

2. 8 蒸発量について

表7は4地点における各月蒸発量の3年平均である。天山は欠測が多いので省いた。表8は年蒸発量が年によりどのように変動するかを示している。これらの値を見て、蒸発量が大
きいのに驚く。4地点とも、12月、1月、2月は平均気温が-10℃以下である。それにもか
かわらず、冬期3ヵ月を平均すると、月に約20mm程度の蒸発がある。また夏期7月、8月の

表7 月蒸発量 (mm) (3年平均)
Table 7 Monthly evaporation (three years mean)

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
英雄橋	19.4	19.7	48.5	105.1	158.3	153.0	200.8	218.3	162.8	82.9	31.3	17.1	1218.9
躍進橋	16.4	27.8	69.1	110.7	135.3	135.1	145.8	159.2	131.4	78.4	32.3	14.0	1062.2
薩爾達万	40.4	45.8	89.0	143.6	180.9	152.5	169.8	173.5	156.3	110.0	51.2	31.9	1344.9
四井田	18.6	26.4	48.2	80.7	107.8	109.9	130.7	137.6	102.4	72.6	33.0	22.4	890.3

表 8 年蒸発量 (mm)
Table 8 Annual evaporation

	英雄橋	躍進橋	薩爾達万	四井田
1984	1034.9	999.0	1286.5	868.0
1985	1305.2	1088.3	1284.1	885.3
1986	1316.1	1099.2	1464.1	917.5
平均	1218.9	1062.2	1344.9	890.3

表 9 稚内、根室、青森の月蒸発量 (mm)
Table 9 Monthly evaporation at Wakkanai, Nemuro and Aomori

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
稚内					85.5	89.8	94.0	98.8	88.7	64.8			
根室					89.8	87.2	92.4	94.6	80.1	80.1			
青森	37.8	40.8	65.9	95.2	116.1	113.9	118.5	118.7	90.2	66.3	35.8	36.1	927.8

気温が約10℃程度（英雄橋で約15℃程度）であるのに、月に150mm～200mm程度の蒸発がある。1日に5～7mmである。4地点中、一番気温の高い英雄橋でも、日本の稚内、根室より寒い。夏で約2℃、冬で約6℃程度の差がある。青森と較べると、夏で約8℃、冬で約10℃の差がある。その稚内、根室、青森の月蒸発量の多年(10年～30年)平均を手持ちの資料で調べたものが表9である。日本は湿度が高く、烏魯木齊河流域は湿度が低いからかもしれないが、烏魯木齊河流域で与えられた蒸発量は大きすぎるように感じられる。この流域全体からの実蒸発量はこれよりはるかに小さいのではあるまいか。

月平均気温と月蒸発量との関係を点に打ってみると、春は秋より、同一気温でも蒸発が大きく、曲線はループを描く。また雨期の6月、7月は蒸発が少し小さい。その曲線の形は日本の場合と似ている。4地点について描いた曲線を眺めると、躍進橋と四井田とはよく似ている。薩爾達万のものは、この2地点のものと形はよく似ているが、全般的に30%あまり大きい。英雄橋の曲線の形は少し異常で、気温が5℃以上になると、蒸発が加速度的に大きくなっている。

以上の考察から、十分の根拠はないが、英雄橋の資料は捨て、躍進橋、四井田、および薩爾達万の値に0.75を掛けたものの単純平均をとり、それを想定蒸発量とすることにした。それが表10に示されている。

表10 烏魯木齊河流域想定月蒸発量 (mm)

Table 10 Assumed values of monthly evaporation in the Urumqi basin

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
1984	19.0	24.0	68.3	91.6	124.2	109.4	120.0	148.4	102.4	79.4	38.6	11.9	944.0
1985	19.4	30.9	53.8	111.5	123.1	128.1	130.0	122.7	129.2	76.4	32.0	22.1	978.9
1986	26.9	33.7	61.9	96.1	131.5	121.7	154.2	155.8	119.4	77.7	33.2	25.3	1038.2

この想定値で、年蒸発量はおよそ1,000mmである。したがって、前にも述べたように、蒸発の係数を $CE=0.4$ としても、観測された雨量の平均の約1.6倍を流域雨量としないと、水収支が合わない。 $CE=0.5$ とすれば約1.9倍を、 $CE=0.6$ とすれば約2.2倍を流域雨量としなければならない。 $CE=0.4$ という値は、ふつうに用いられている $CE=0.7\sim0.8$ に比較してきわめて小さいが、雨に掛ける係数をあまり大きく想定するのも不自然であるから、とりあえず $CE=0.4$ として試算してみることにした。流域面積の過半が高度3,000m以上という山地であるから、全体平均して年間約400mmという蒸発量は、あまり無理でもないであろう。

3. 得られたモデル、およびそれが与える結果

3. 1 地帯分割

流域は500mずつの高度間隔で6地帯に分割される。表1に従い、各地帯の面積の比率は次の $ZA(I)$ で与えられる。

$$ZA(I) : 0.03, 0.19, 0.26, 0.23, 0.22, 0.07$$

3. 2 降水量

観測点Kの降水量には次の係数 $CP(K)$ を掛ける。

表11 観測点Kの降水量に対する補正係数 $CP(K)$

Table 11 Multiplication factor $CP(K)$ for the precipitation at the K-th station

英雄橋	躍進橋	薩爾達万	四井田	天山
1.1	1.4	1.35	1.0	1.4

地帯別の降水量増加は次の $PD(I)$ で与えられる。

$$PD(I) : 0.00, 0.11, 0.22, 0.33, 0.44, 0.55$$

したがって、観測点Kの降水量 P から導かれる地帯 I の平均降水量は $CP(K) * (1 + PD(I)) * P$ で与えられることになる。 $CP(K)$ や $PD(I)$ には季節変化を与えない。

3. 3 蒸発量

日蒸発量は表12により与えられる。これは表10の想定月蒸発量を各月の日数で割ったものである。これに蒸発の係数 $C E = 0.4$ を掛けたものを、実蒸発量とする。

表12 日蒸発量 (mm/日)
Table 12 Daily evaporation(mm/day)

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
1984	0.61	0.83	2.20	3.05	4.01	3.65	3.87	4.79	3.41	2.56	1.29	0.38
1985	0.63	1.10	1.74	3.72	3.97	4.27	4.19	3.96	4.31	2.46	1.07	0.71
1986	0.87	1.20	2.00	3.20	4.24	4.06	4.97	5.03	3.98	2.51	1.11	0.82

3. 4 気 温

観測点Kにおける気温 T から、地帯Iの平均気温 $T(I)$ は、

$$T(I) = T + T_0 - (I - 1) * T_D$$

によって導かれる。 T_0 は補正項、 T_D は地帯ごとの気温低下である。この T_0 、 T_D は次式で与えられる。

$$T_0 = T_{00}(K) + C T(K) * (T_M(M) * 1.5 + 6.0)$$

$$T_D = (T_M(M) * 0.75 + 3.0) * 1.3$$

ここに $T_{00}(K)$ は観測点ごとに与えられる補正項で、表13に示されている。英雄橋、薩爾達万は高度に比べていくらか寒いので大きい値が、天山は暖かいので小さい値が与えられている。

表13 気温補正項 $T_{00}(K)$
Table 13 Values of $T_{00}(K)$

英雄橋	躍進橋	薩爾達万	四井田	天 山
3.0	1.5	2.5	1.5	0.3

$C T(K)$ は各観測点と第1地帯の中間高度1,750mとの高度差を1,000m単位で表したもので、表6に与えられている。 $(T_M(M) * 1.5 + 6.0)$ は予備的考察の所で述べられているように、各観測点の月平均気温から導かれた、月ごとに变化する1,000m当たりの気温低下である。予備的考察では、 $(T_M(M) * 1.5 + 4.0)$ となっているが、英雄橋、薩爾達万の気温を1.5℃、1.0℃暖かく、天山を1.2℃寒く修正した結果、年間平均気温mの1,000m当たりの気

温低下が 4.0°C から 6.0°C に訂正されたのである。TM(M)の値は表5に与えられている。

1,000m当たりの気温低下が $(TM(M) * 1.5 + 6.0)$ であれば、地帯高度間隔が500mであるから、地帯ごとの気温低下は $TD = (TM(M) * 0.75 + 3.0)$ で与えられるはずであるが、試算の結果、これの1.3倍がTDと定められた。観測点の資料から得られた $(TM(M) * 1.5 + 6.0)$ は谷底地点の示す気温低下で、山腹を含む流域全体に対しては、さらに大きい気温低下が必要であるらしい。観測された降水量よりはるかに大きい降水量分布を想定しないと、実測流量に合わせられないのと似ている。

3. 5 融雪および雨と雪との分離

融雪の構造は予備的考察で述べたものを用いる。気温の日変化の振幅を $A = 8$ とする。したがって、融雪量は次の規則によって計算される。

- 1) 日平均気温 T が 8°C 以上であれば($T \geq 8$)、融雪の量は次式で与えられる。

$$4 * T + (1/80) * T * P$$

P はその日の降水量である。融雪の定数 $SMLT$ は4に固定される。第2項は雨による融雪量であるが、実際には第1項よりはるかに小さいことが多い。

- 2) T が -8°C と 8°C の間にあるときは($-8 < T < 8$)、

$$(T + 8)^2 / 32$$

を T として、1)の式を用いる。

- 3) T が -8°C 以下であれば($T \leq -8$)、融雪はない。

雨と雪との分離は次の規則による。

- 1) 日平均気温が 8°C 以上ならば($T \geq 8$)、降水はすべて雨とする。
- 2) T が -8°C と 8°C の間にあれば($-8 < T < 8$)、降水量の $(T + 8)/16$ が雨で残りを雪とする。
- 3) T が -8°C 以下であれば($T \leq -8$)、降水はすべて雪とする。

3. 6 雪崩

積雪は少しずつ下方に移動する。その一つが雪崩である。その他、氷河の流下があり、また風による雪の移動も、平均的には下方移動である。これらを合わせて雪崩効果とよぶことにする。雪崩効果により、ある地帯の雪が一つ下の地帯に移動する。1日の移動量を、その地帯の積雪量で割った値を AV とする。仮にこの AV を一定とすれば、それは単純タンク・モデルと同じもので、貯留量が積雪量、入力は降雪と一つ上の地帯から移動して来る雪との

和、出力は一つ下の地帯に移動する雪と融雪量との和である。雪崩効果は、第1地帯を除く他のすべての地帯について計算する。第1地帯を除くのは、雪崩効果により第1地帯から流域外に移動する雪はないと仮定することである。

雪崩は、融雪の始まる頃に起こりやすいことから、次の規則を作った。

- 1) 日平均気温 T が -8°C と 8°C の間にあるとき ($-8 < T < 8$)、 $AV = 0.005$
- 2) その他のとき ($T \leq -8$ または $T \geq 8$)、 $AV = 0.001$

3. 7 流出モデル

雨としての降水、融雪量は地帯ごとに計算され、それらの合計が図9のタンク・モデルに投入され、流出高に変換される。タンク・モデルの流出、浸透の係数は、自動化修正プログラムによって得られる。この流域では、流況曲線比較法により、くり返し4回で修正が試みられたが、図9のモデルは出発モデルとして与えられ、そのまま無修正で出て来た。それは試算をくり返しているうちに、出発モデルがよくなっているのに、自動化修正が無効であったという点もあるが、それよりも、資料に含まれる雑音成分によって、自動化修正プログラムがうまく働かなかったということであろう。

3. 8 流量の合成

入力資料、すなわち降水量、気温、蒸発量を、流出高に変換する計算は、各観測点ごとに並行して行われ、算出された流出高は、等しいウエイトで合成される。すなわち単純相加平均が作られる。このとき時間遅れは与えられない。

この合成流量を推定流量とする。

3. 9 算出された流量

以上の流出モデルにより算出された日流量のハイドログラフが図10に示されている。この図では、流量は対数目盛によって示されている。この図をみると、春の3月、4月に算出流量は実測と合っていない。3月、4月の流量を合わせる目的で、何回も試算が試みられたが、成功しなかった。多分、3月は河の氷がとけ始める頃であろう。その頃は、氷により河の水がダム・アップされたりして、流量が測りにくいのではあるまいか。流量の実測値にもいくらかの疑問があるのではないかと考えたい。

図11は月流量のハイドログラフを示す。これも対数目盛である。これはかなりよく合っているといってよからう。実は、月流量のハイドログラフは、第1回の試算からかなりよく合っていたので、その点からいうと、数多い試算のくり返しは、月流量ハイドログラフの改善にはあまり役立っていない。この流域では、夏期に雨が降り、それがそのまま流量になるのが、

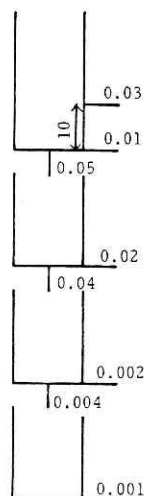


図9 最終モデルに用いられたタンク・モデル
Fig. 9 The tank model applied in the final model

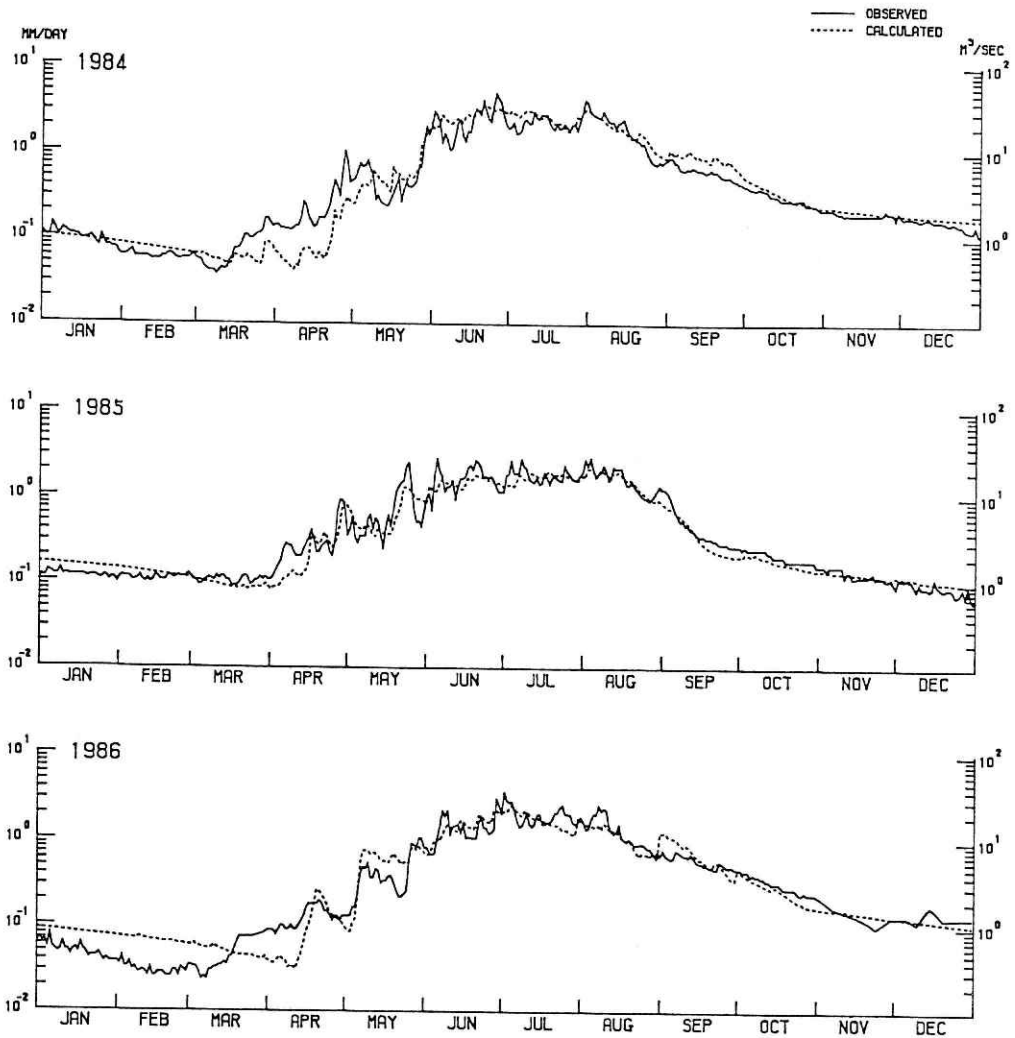


図10 烏魯木齊河 英雄橋 日流量 —— 実測値 計算値

Fig. 10 Daily discharge of the Urumqi River at Ying Xiong Qiao

主要な構造だから第1回の試算から、月流量のハイドログラフは大体合ったのであろう。

図11をみると、1984年4月に、算出流量が実測値よりはなはだしく小さいのが目立っている。1984年4月の実測流量は前年からくりこしの雪が融けて出て来たものである。しかし、1983年の資料が与えられていないから、これを計算で出すことはできない。計算の際、1984年の初期値は、あるサブルーチンによって定めているが、そのとき、積雪量の初期値は、主として1986年の資料によって定まる。したがって、1984年4月の流量が合わないのは致し方ない。1984年始めの積雪量を、1984年4月の流量に合うように定めることは可能

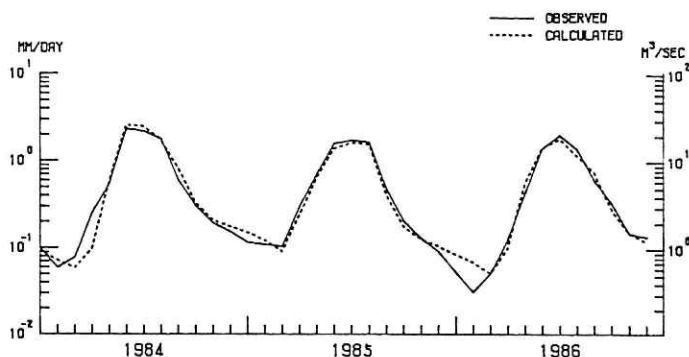


図11 烏魯木齊河 英雄橋 月平均流量 —— 実測値 計算値

Fig. 11 Monthly mean discharge of the Urumqi River at Ying Xiong Qiao

であるが、そういう方法とはなかった。

4. 最終モデルに到達するまでの経過

4. 1 試算 No. 1

地帯分割、蒸発は試算No. 1 から最終モデルまで同じである。

地帯ごとの降水量増加は次のもので与えた。

$$PD : 0.00, 0.23, 0.46, 0.69, 0.92, 1.15$$

これは全体として、雨が1.6倍になるように定めたものである。

5 地点の降水量と気温とをそれぞれ用い、並行して流出高を算出した上で、それらを等ウェイトで合成して推定流量とする。この方式も最終モデルまで変わらない。このとき、各観測点の気温に加える補正項T0以外のパラメータは、5地点すべてに共通のものを用いる。

面倒なのは高度による気温低下である。5 地点の月平均気温を比較すれば、高度による気温低下は夏に大きく、冬に小さい。実はこの試算No. 1 を行った時点では、5地点の高度の資料は与えられていなかった。いくつかの推定値を用い、英雄橋、天山の月平均気温の差から、表14に示す係数 $TM(M)$ を定め、温度低下の季節変化はこの係数で与えられると仮定した。

表14 高度による気温低下の季節変化を示す $TM(M)$

Table 14 $TM(M)$ which shows the seasonal change of temperature decrease with elevation

1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
0.32	0.42	0.66	0.84	0.96	1.00	1.00	0.96	0.86	0.72	0.47	0.32

I 番目の地帯の気温 $T(I)$ は、観測された気温資料 T から、

$$T(I) = T + T_0 - (I - 1) * T_D$$

によって与えられるとするが、ここに T_0 は観測点の気温を第1地帯の中間高度に直すための補正定数、 T_D は地帯ごとの温度低下定数である。夏期の1,000 mについての気温低下を仮に5℃とすれば、地帯高度幅が500 mであるから、

$$T_D = 2.5 * T_M(M)$$

となる。冬期は1,000 mにつき、1.6℃の温度低下ということになる。

T_0 は観測点の高度と、第1地帯の中間高度との差に比例してきめればよいのであるが、高度が不明なので、推定により表15の値に $T_M(M)$ を掛けたもので T_0 が与えられるとした。

表15 $CT(K)$ の値 ($T_0 = CT(K) * T_M(M)$)
Table 15 Multiplication factor $CT(K)$ for $T_M(M)$ to derive T_0

英雄橋	躍進橋	薩爾達万	四井田	天 山
0	4.25	2.75	5.25	9.25

融雪の定数は4とする。

この流域は4,000 m以上の高地を含み、氷河がある。こういう流域で、積雪・融雪の計算をすると、高い地帯では夏期にも雪が融けきれずに翌年に持ちこされ、次第に累積して行く。したがって雪崩効果を計算に含めなければならない。第5、第6の地帯に対して、毎日1/1,000ずつの積雪が下の地帯に移行するとした。

流出機構は表16に示すタンク・モデルから出発し、流況曲線比較法による自動的係数修正プログラムにより、同じく表16に示す最終モデルが得られ、評価値は $CR = 0.7625$ であった。なお、表16に示されたパラメータの意味は図12に示されている。

得られた評価値 $CR = 0.7625$ は第1回試算としては、悪くない値である。ふつう第1回の試算で、 CR は0.7～1.0程度の値が得られ、その後試算をくり返し、種々工夫して、 CR が

表16 試算No. 1 の出発、最終モデルのパラメータ値
(上段は出発モデル、下段は最終モデル)

Table 16 Coefficients of the initial model (upper figures) and the final model (lower figures) in trial No. 1

HA1	HA2	A0	A1	A2	HB	B0	B1	HC	C0	C1	D1
15	40	0.07	0.07	0.07	15	0.015	0.015	15	0.003	0.003	0.001
		0.0444	0.0414	0.0414		0.0173	0.015		0.0036	0.0027	

半分程度になることが多い。第1回の試算の結果は、CRが悪くない以上に、ハイドログラフを眺めた感じがよかった。とくに、月流量、年流量の算出値は実測とよく合っていて、この河川の流出解析の前途を期待させた。

4. 2 試算 No. 2～No. 5

試算No. 1の結果から出発し、T0とTDを動かすことでよい結果が得られるであろうと考えて、試算No. 2が行われた。T0はNo. 1とほぼ同様に定めるが、表13のTM(M)の値、およびそれに掛ける表14の値が、ともにいくらか修正された。そのT0に補正項T00を加え、このT00を動かすことでT0に変化を与える。このとき、T00はすべての観測点に対し、同一の値とする。試算No. 1では、T0、TDともにTM(M)に応じて季節変化があるが、試算No. 2ではTDには季節変化がない、単なる定数を用いることにした。

試算No. 1で得られたモデルを考慮し、図13のモデルを出発モデルとし、T00、TDを動かして、10回の試算が行われた。ただし、思い違いがあって、T00、TDの動かし方は効果的ではなかった。7回目の試算No. 2-7で、 $T00 = -0.3$ 、 $TD = 3.2$ と置いたとき、最小の評価値 $CR = 0.6594$ が得られた。これはNo. 1の $CR = 0.7625$ に比べ約15%の減少で、一応の成功と言えるが、期待したほどの結果ではなかった。

以上10回の試算は、ハイドログラフを打ち出さず、自動化修正の経過と評価値だけを打ち出して結果を眺めたのであるが、試算No. 2-7を再計算してハイドログラフを打ち出してみると、実測では4月に起こっているあまり大きくない融雪出水が、計算の方では起こっていない。そこでT00を大きく置き、流域を暖かくすることで4月に融雪出水が起きることを期待して、試算No. 3が行われたが、5回の試算は失敗であった。No. 3-5で、 $T00 = 2.0$ 、 $TD = 3.0$ としたとき、 $CR = 0.7059$ となったのが最小のCRで、これはNo. 2-7より悪い。この試算No. 3-5のハイドログラフを打ち出してみると、4月の融雪出水は出ていない。種々の変数の月末値をみると、4月に融雪出水が出ないのが当然で、低い第1、第2地帯の積雪は、3月末にはほとんどないのである。もともと、この流域では冬期の降水量が

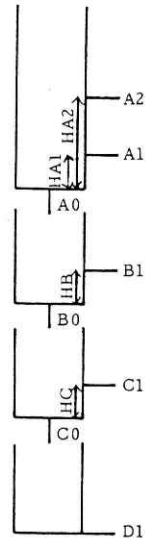


図12
Fig. 12

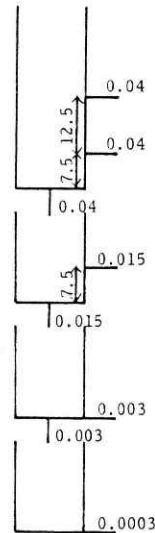


図13
Fig. 13

ほとんどない。一方、秋の降水も低い地帯では大部分が雨となるから、低い地帯の積雪量は小さい。しかし、春先の融雪出水は低い地帯の雪どけに期待したい。そのためには、低い地帯の降水量を大きくする必要があると考えた。

低い地帯の降水量を大きくする目的で、地帯別降水量増加の係数を、

$$PD : 0.30, 0.42, 0.54, 0.66, 0.78, 0.90$$

と置き、 $T00=1.5$ 、 $TD=2.75$ として試算No. 4が行われたが、 $CR=0.7243$ と結果は悪くなった。

試算No. 5では、僅かな入力（雨水および融雪水）に対し、出力がすぐ出るように、流出孔の位置を底面まで下げた図14の発モデルを用い、No. 4と同じPD、および $T00=2.0$ 、 $TD=3.0$ を用いて、 $CR=0.6169$ が得られた。これはNo. 2-7の $CR=0.6594$ に対し、約6.5%の減少で、いくらかよくなったとは言え、目標のCRは0.4程度であるから、きわめて不満足である。No. 5のハイドログラフでも、4月の融雪出水は出て来ない。

4. 3 試算 No. 6, No. 7

いままでの結果を眺めると、英雄橋、四井田の降水から算出された流量が、算出流量の主要部分を占め、他の3地点の降水はあまり役に立っていない。そこで、よいか悪いか疑問の点があるが、各観測点の降水量に、前に出ている表11に示す係数CP(K)を掛け、各地点の降水量が量的にはほぼ等しくなるようにした。

CP(K)を掛けるのに応じて、PDは次のように小さくする。

$$PD : 0.0, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5$$

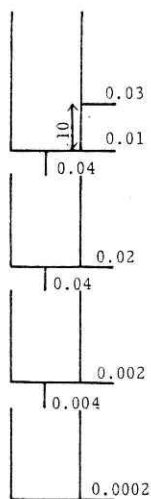


図14

次に、3月、4月に融雪出水が生ずるような改良方式を考える。いままで用いて来たのは、日平均気温が0℃より高くなれば、気温に比例して雪がとけるというものであった。この方式では融雪出水が生じないのに、実測で生じているのは、多分、次の理由によるものと考えた。この流域では、日温度較差が大きく、平均気温が0℃以下でも、日中は気温が0℃よりかなり高くなり、それによって雪が融けるのであろう。しかし、資料として最高気温が与えられていないから、最高気温を利用して融雪量を出す訳には行かない。そこで、暫定的便法として、春先は $T00$ を大きくし、そのかわり融雪の定数を小さくすることにした。たとえば、夏は $T00=0$ とし、春先は $T00=8$ とするのは、夏は0℃をこえれば雪がとけるのに対し、春先は-8℃をこえれば雪がとけることになる。そのかわり、融雪の定

数を小さくする必要がある。

試算のNo. 6では、T 0 は従来の方式で定め、T 0 0, T Dには表17のものを用いる。上の説明では春先のT 0 0を大きくすると述べたが、春先だけでT 0 0を大きくする訳にも行かないから、10月から翌年の4月までのT 0 0を大きく、5月から9月まではT 0 0 = 0とした。出発モデルは試算No. 5と同じく図14のものを用い、得られた評価値はC R = 0.6627で、成功とはいえない。

表17 試算No. 6, No. 7で用いられたT 0 0, T D, S M L Tの値

Table 17 Values of T00, TD and SMLT applied in trials No.6 and No.7

		1月～4月	5月～9月	10月～12月
No. 6	T 0 0	8.0	0.0	8.0
No. 7 - 3	T D	3.0	3.0	3.0
No. 7 - 4	S M L T	1.0	4.0	1.0
		1月～3月	4月～9月	10月～12月
No. 7 - 1	T 0 0	8.0	0.0	8.0
	T D	2.0	4.0	2.0
	S M L T	1.0	4.0	1.0
		1月～3月	4月～9月	10月～12月
No. 7 - 2	T 0 0	4.0	0.0	4.0
	T D	2.0	4.0	2.0
	S M L T	1.0	4.0	1.0

試算No. 7 - 1ではT 0 0, T Dを表17に示すものに変え、出発モデルを表18に示すものに変えてみたが、結果はC R = 0.8682と悪くなった。試算No. 7 - 2では、T 0 0, T Dを表17に示すものに変え、出発モデルはNo. 7 - 1と同じものを用いたが、結果はC R = 0.9350とさらに悪くなった。

試算No. 7 - 3では、T 0 0, T Dは試算No. 6のものにもどし、出発モデルはNo. 7 - 1, No. 7 - 2と同じものにして、C R = 0.5735と、はじめてC Rが0.6より小さくなった。試算No. 7 - 4では、出発モデルを表18に示すように少し変えて、C R = 0.5583が得られた。

表18 試算No. 6, No. 7で用いられた出発モデルのパラメータ値

Table 18 Parameters of the initial model applied in trials No.6 and No.7

試 算	HA1	HA2	A0	A1	A2	HB	B0	B1	HC	C0	C1	D1
No. 6	0	10	0.04	0.01	0.03	0	0.04	0.02	0	0.004	0.002	0.0002
No. 7 - 1, 7 - 2	0	10	0.04	0.01	0.03	0	0.04	0.03	0	0.004	0.003	0.0005
No. 7 - 3	0	10	0.04	0.01	0.03	0	0.04	0.03	0	0.004	0.003	0.0005
No. 7 - 4	0	10	0.05	0.01	0.03	0	0.04	0.02	0	0.004	0.002	0.001

4. 4 試算 No. 8, No. 9

試算のNo. 8を行う前に、いくつかの予備的考察と準備が行われた。観測地点の高度の資料が与えられたので、高度と気温との関係が調べられ、また各地点の月平均気温の型が正規化され、表5に示されている標準型が求められた。この標準型 $T M(M)$ を用い、 $T 0$ 、 $T D$ は次式で与えられることになった。

$$T 0 = C T (K) * (T M(M) * 1.5 + 4.0)$$

$$T D = T M(M) * 0.75 + 2.0$$

ここに $C T(K)$ は表6で与えられる。

また、日気温が $0^{\circ}C$ を含んで、正負の両方にまたがる場合のデグリー・時についての近似が行われ、それは $(A + T)^2 / 4 A$ で近似された。ここに A は日気温変化の振幅である。この場合の降水量を、雨と雪とに分けるには $(A + T) / 2 A$ という1次近似を用いることにした。 A は試算No. 8では $8^{\circ}C$ と置かれた。

試算No. 8は以上の新しい構造の他は、試算No. 7-4と同じである。得られた結果は $C R = 0.6289$ とあまりよくなかった。

試算No. 9では、No. 8を出発点とし、 $T 0$ 、 $T D$ を動かしながら試算をくり返した。すなわち、 $T 0 0$ 、 $T C$ の2個のパラメータを導入し、

$$T 0 = T 0 0 + C T (K) * (T M(M) * 1.5 + 4.0) * T C$$

$$T D = (T M(M) * 0.75 + 2.0) * T C$$

と置き、 $T 0 0$ 、 $T C$ を変えながら試算をくり返したのである。試算No. 9で試みられた $T 0 0$ 、 $T C$ の値、および得られた評価値 $C R$ が表19に示されている。

表19 試算No. 8, No. 9で用いられた $T 0 0$ 、 $T C$ の値と、得られた $C R$
Table 19 Values of $T 0 0$ and $T C$ applied in trial No.8 and No.9, and the obtained $C R$

試 算	T00	TC	CR	試 算	T00	TC	CR
No. 8	0.0	1.0	0.6289	No. 9-7	-1.4	1.8	0.6695
No. 9-1	-0.2	1.1	0.6044	No. 9-8	-1.6	2.0	1.0005
No. 9-2	-0.4	1.2	0.5852	No. 9-9	-1.3	1.4	0.5227
No. 9-3	-0.6	1.3	0.5674	No. 9-10	-1.4	1.2	0.5802
No. 9-4	-0.8	1.4	0.5203	No. 9-11	-1.5	1.0	0.6579
No. 9-5	-1.0	1.5	0.5074	No. 9-12	-1.1	1.8	0.6210
No. 9-6	-1.2	1.6	0.4841	No. 9-13	-1.0	2.0	0.8580

試算No. 9-6で、 $CR=0.4841$ と評価値は0.5より小さくなった。評価値が0.4程度になれば一応成功とみてよい。しかし、この結果には多くの不満足な点がある。試算No. 9-1からNo. 9-6まで、 $T00$ を小さく、 TC を大きく変化させながら試算がくり返され、 CR はほぼ一定の歩幅で減って行った。ところが、No. 9-6で CR が最小の値になった後、No. 9-7、No. 9-8と CR は急激に大きくなった。この変化の仕方が不思議である。

同じく理解しにくいのが、得られた $TC=1.6$ という値である。 $TC=1.6$ のとき、地帯ごとの温度低下 TD は表20で与えられることになる。

表20 試算No. 9-6で用いられた TD の値
Table 20 Values of TD applied in trial No.9-6

1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
1.57	1.66	2.41	3.34	4.06	4.47	4.81	4.77	4.10	3.32	2.34	1.59

TD が7月、8月に約4.8というのは、1,000mについての気温低下が9.6℃ということで、これは大きすぎるように思われる。多くの流域で計算した過去の経験によると、一般に1,000m当たりの気温低下は6℃より大きいことが多い。流域内には高度以外に気温変化の原因があり、それらを含めて平均的に気温低下を近似するのだから、それは当然であると思われる。この流域には北向きの斜面が多く、高い所ほど山腹の傾斜が大きいということを考えても、1,000mにつき9.6℃の気温低下は異常であると思われた。

No. 9の13回の試算は、ハイドログラフを打ち出さず、自動化修正の経過と CR だけを打ち出して行われたが、一番よい結果を出したNo. 9-6については、再計算してハイドログラフを打ち出してみた。それを眺めると、3月、4月の融雪出水は計算では出ていないのである。デグリー・時の推定近似式を作り、平均気温が0℃前後のときにもある程度の融雪が起こるようにと試みた工夫は、効果をあげていない。春先の融雪を何とか出したいというのが、以後の主な目標となった。

4. 5 試算 No.10～No.12

試算No. 9-6の計算結果を眺めると、英雄橋、薩爾達万の資料から算出した積雪量が大きく、天山のものは小さい。つまり英雄橋、薩爾達万は寒く、天山は暖かいのである。地点により暖かい所、寒い所があるのはよくあることで、それを修正するには、 $T00$ の値を地点により変えればよい。英雄橋、薩爾達万が高度の割に寒すぎ、天山が暖かすぎることは、年平均気温 m と、観測地点高度 H との関連を示す図4を見ても明らかなことで、英雄橋を1.5℃、薩爾達万を1.0℃暖かく、天山を1.2℃寒くすると、5地点はほぼ一直線上に並び、その直線は1,000m当たり6℃の温度低下となる。

試算No.10はNo.9-6の手直しで、No.9-6では全地点で $T00 = -1.2$ であったのを、英雄橋、薩爾達万、天山でそれぞれ0.3、-0.2、-2.4に修正した。TCは前と同じく1.6である。結果は $CR = 0.5119$ と、No.9-6より悪くなった。

No.10の計算がすんでから、誤りに気づいた。英雄橋、薩爾達万、天山の気温を修正すれば、各地点の年平均気温の低下は1,000mにつき6℃となる。したがって、 $T0$ 、 TD の式を次のように訂正すべきである。

$$T0 = T00(K) + CT(K) * (TM(M) * 1.5 + 6.0) * TC$$

$$TD = (TM(M) * 0.75 + 3.0) * TC$$

その上で、 $T00(K)$ 、 TC を動かして試算No.11を行った。試算した $T00(K)$ 、 TC の値、および得られた評価値 CR は表21に示されている。

表21 試算No.11で用いられた $T00(K)$ 、 TC の値と、得られた CR
Table 21 Values of $T00(K)$ and TC applied in trial No.11 and the obtained CR

試 算	$T00(K)$					TC	CR
	英雄橋	躍進橋	薩爾達万	四井田	天 山		
No.11-1	0.3	-1.2	-0.2	-1.2	-2.7	1.1	0.4916
No.11-2	0.1	-1.4	-0.4	-1.4	-2.9	1.2	0.5063
No.11-3	0.5	-1.0	0	-1.0	-2.5	1.0	0.5385
No.11-4	0.24	-1.26	-0.26	-1.26	-3.06	1.13	0.5180

試算はまずNo.11-1、No.11-2、No.11-3が行われた。得られた CR の変動の様子から、No.11-4の $T00(K)$ 、 TC の所でさらに CR が小さくなることを期待して、この試算を行ったが、期待に反して CR は大きくなった。 CR の値の動きは、試算No.9でも見たようにかなり不規則で、大きな雑音成分の影響があるらしい。No.11-1で得られた $CR = 0.4916$ は、No.9-6の $CR = 0.4841$ より1.5%ほど大きい。この程度の差は CR の雑音成分に含まれているとみてよからう。ともかく、地点ごとの気温の修正をしてみても、効果がないということである。

$T00$ に地点による変化を与えることをやめ、過去最良のNo.9-6に戻り、 $T00 = -1.2$ 、 $TC = 1.6$ と置いた上で、融雪、および雨と雪の分離のときに用いた仮定、日気温変化の振幅 $A = 8$ のかわりに、 $A = 12$ と置いて試算No.12が行われた。これにより3月、4月の雪どけを期待したのである。しかし、 $CR = 0.5203$ と結果は悪くなり、ハイドログラフを見ても雪どけの効果は現れない。流域の気温を上げれば雪どけが現れるかと、 $TC = 1.6$ は固定し、

T_0 を -0.8 , -0.4 , 0.0 と変えて試算してみたが, CR は 0.5365 , 0.5479 , 0.5597 と悪くなるばかりである. この方式は見込みがないと判断して, 日気温変化の振幅は 8°C に戻すことにした.

4. 6 試算 No. 13

ここでは三つの試みを考えた. 一つは, 雪崩の効果を, 従来の第 5, 第 6 地帯だけでなく, 第 1 地帯を除く 5 地帯に拡張することである. 雪崩効果は試算 No. 1 から, 高い第 5, 第 6 地帯に対して施されていた. しかし, このときは, 高い地帯に雪が蓄積され続けることを, ある意味での発散を防止するための処置として, いわば消極的目的で導入したのである. しかし, 気温や降水量のパラメータを調節しても, 春先の融雪出水が計算では出て来ないので, 雪崩効果の積極的利用で春先の融雪が出ないかと思いついた.

この流域では冬期にはほとんど降水がないから, 春先に低い地帯の積雪蓄積量が小さい. したがって, 低い地帯からの融雪出水は望めない. 一方, 高い地帯には夏や秋の降水による積雪蓄積量があるが, 春先に高い地帯では寒さのために融雪は生じない. そこで, 雪崩により, 高い地帯の雪を低い地帯に移動させることにより, 春先の融雪出水が出て来ないかと考えた. 試算 No. 13 では, 雪崩効果は, 第 1 地帯を除く 5 地帯に対し, 全年を通じ, $1/1,000$ と仮定した. 毎日, 積雪量の $1/1,000$ ずつが一つ下の地帯に移動すると考えるのである.

試算 No. 13 に新たに導入したもう一つのものは, 積雪タンクである. これは融雪水の一部が積雪中に貯えられる効果を計算に入れるので, あまり大きな効果はないが, 融雪初期のハイドログラフが, この積雪タンクの導入によりよく合うことがある.

試算 No. 13 で試みた最後のものは, 季節変化のない T_D を用いることである. これは初期の No. 2, No. 3 など で用いた方式であるが, これを再び試みる気になったのは, 次の理由による. T_D に季節変化を与える方式で過去最良の結果を与えた No. 9-6 によると, 7 月, 8 月は $1,000\text{m}$ について気温低下が 9.6°C になる. これはあまりに大きくて, 不可解であった. また, No. 2, No. 3 では思い違いにより, T_0 , T_D の動かし方がよくなかったので, やり直しにより, よい結果が出るのではないかと考えた. 今度の試算では, No. 2, No. 3 と比較して, 各部分がいろいろ改良されているから, よい結果が出るのではないかと期待した.

地帯 I の気温を $T + T_0 - (I - 1) * T_D$ で与えるとき, 流域平均気温は, $Z A(I)$ を地帯 I の面積比率として,

$$\begin{aligned} & \sum_I Z A(I) * (T + T_0 - (I - 1) * T_D) \\ &= T + T_0 - \left(\sum_I Z A(I) * (I - 1) \right) * T_D \end{aligned}$$

で与えられる. ここで, $T Z A = \sum_I Z A(I) * (I - 1)$ と置けば流域平均気温は $T_1 = T_0 - T Z A * T_D$ で定まるから, T_1 が支配的パラメータである. そこで, これと直交す

る $T2 = TZA * T0 + TD$ なる第2のパラメータを導入し、まず $T2$ を一定に保ちながら $T1$ を動かして、 CR が最小になる所を探す。次に、そこから出発し、 $T1$ を一定に保ちつつ $T2$ を動かして細部調整をする。この方式は多くの流域でよい結果を与えているので、これが試算No.13で実行された。

まず $T00$ を5地点共通にして、

$$T0 = T00 + CT(K) * (TM(M) * 1.5 + 4.0)$$

により、 $T0$ を与える。ここに $CT(K)$ 、 $TM(M)$ はそれぞれ表6、表5の値で、ここは試算No.8と同じである。一方、 TD は季節変化のない定数とする。この流域では $TZA = 2.63$ であるから、試算は $T00 = 0.0$ 、 $TD = 3.0$ から出発して、これに与える変化 $\Delta T00$ 、 ΔTD をまず $1 : -TZA = 1 : -2.63$ の比にする（これで $T2$ は変化しない）。 $T1$ を動かして、 CR が最小になる点を求めた上で、次はそこを出発点として、 $\Delta T00$ 、 ΔTD が $2.63 : 1$ となるような変化を与えて細部調整をする。試算された $T00$ 、 TD の値および得られた評価値 CR の値は表22に示される。

表22 試算No.13で試みられた $T00$ 、 TD の値と、得られた CR
Table 22 Values of $T00$ and TD applied in trial No.13 and the obtained CR

試 算	No.13-1	No.13-2	No.13-3	No.13-4	No.13-5	No.13-6	No.13-7	No.13-8
$T00$	0.0	0.2	-0.2	-0.4	-0.6	-0.3	0.226	-0.826
TD	3.0	2.474	3.526	4.052	4.578	3.789	3.489	3.589
CR	0.6352	0.6535	0.5940	0.7723	0.6752	0.5617	0.5653	0.5611

試算No.13-1～No.13-3は、 $T00 = 0.0$ 、 $TD = 3.0$ から出発し、 $T00$ を ± 0.2 、 TD を ± 0.526 ずつ両側に動かして行われた。 $T00$ を -0.2 とした方が、 CR が小さいから、その方向に $T00$ を -0.4 、 -0.6 として試算No.13-4、No.13-5が行われ、No.13-4で CR は不可解に大きな値を示した。前からときどき起こっていることである。これを一応無視し、 $T00$ を -0.2 より少し小さくした所で CR はさらに小さくなるであろうと期待し、 $T00 = -0.3$ と置いて行った試算No.13-6が、 $CR = 0.5617$ を与えた。ここを CR の最小の所とみなし、ここを出発点として直交方向に $T00$ 、 TD を動かして試算No.13-7、No.13-8が行われ、後者が $CR = 0.5611$ を与えた。ここで試算を打ち切った。この方法で CR の最小を求めても、 CR は 0.55 になる程度で、試算No.9-6の $CR = 0.4841$ よりよくなることはないであろう。つまり TD に季節変化のない方式に見込みがないと判断した。

4. 7 試算 No.14～No.17

T Dに季節変化がない方式を捨てて、No. 9-6に戻り、それに雪崩構造と積雪タンクをつけ加えたのが試算No.14-1である。このとき、雪崩は第1地帯を除く5地帯で、全年を通じ、毎日積雪量の一定比率 $AV=0.001$ が、一つ下の地帯に移るとした。No. 9-6と同じだから、 $T00=-1.2$ 、 $TC=1.6$ で、得られた結果は $CR=0.5556$ と悪かった。ハイドログラフに、春先の雪どけ出水は現れていない。

そこで雪崩の比率を $AV=0.002$ と大きくし、 $T00$ 、 TC の値を変えながら、試算No.14-2～No.14-9を行った。試みた $T00$ 、 TC の値、および得られた評価値 CR は表23に示されている。

表23 試算No.14で試みられた $T00$ 、 TC の値と、得られた CR
Table 23 Values of $T00$ and TC applied in trial No.14 and the obtained CR

試 算	No.14-2	No.14-3	No.14-4	No.14-5	No.14-6	No.14-7	No.14-8	No.14-9
$T00$	-1.2	-1.0	-1.0	-0.8	-1.0	-0.8	-0.6	-0.4
TD	1.4	1.4	1.6	1.6	1.2	1.4	1.6	1.6
CR	0.5261	0.5266	0.5200	0.5014	0.5874	0.5325	0.5248	0.4925

試算No.14-9で得られた $CR=0.4925$ は、従来の最良、No. 9-6の $CR=0.4841$ より少し悪いが、 CR に含まれる雑音成分を考えれば、ほぼ同等の結果とみてよい。試算No. 9-6では、 TD の値が夏には1,000m当たり 9.6°C の温度低下になる。これが大きすぎるから、この試算では $TC=1.2\sim 1.4$ のあたりでよい結果が出ないかと期待したが、今回も $TC=1.6$ と、No. 9-6と同じことになった。その意味で、試算No.14は失敗で、原因は雪崩効果が小さすぎるからと考えた。

雪崩は主として春先に起こる。そこで雪崩の比率を、3月、4月には $AV=0.01$ とし、その他の月は前と同じく $AV=0.002$ と置き、あとは試算No.14-9と同じにして試算No.15を行った。結果は $CR=0.5568$ と悪かった。

試算No.15の雪崩の起こり方は不合理であると考えた。雪崩は融雪期の初期に起こりやすいと考えて、試算No.15では3月、4月に雪崩の係数を大きくしてみたが、低い地帯で3月、4月が雪崩の季節とすれば、高い地帯では4月、5月、または5月、6月が雪崩の季節になるであろう。また、春先だけでなく、秋にも雪崩の起こりやすい時期があるであろう。この考えのもとで、試算No.16では仮に次の規則を作った。

- 1) 日平均気温が $-8 < T < 8$ ならば、雪崩の係数は $AV=0.005$ とする。
- 2) 他の場合、すなわち $T \leq -8$ または $T \geq 8$ ならば、 $AV=0.001$ とする。

この規則はきわめて便宜的で、根拠がないが、この流域の雪崩について現在何も情報を持たない一方、計算を実行するためには何かの規則が必要だから、とりあえず仮定したに過ぎない。計算の結果を見て、修正して行けばよいと考えた。

春先に融雪が生ずるには、流域が暖かくなければならない。それには $T00$ が大きいことが望ましい。そう考えて試算No.16-1では、 $T00=1.0$ 、 $TC=1.5$ と置いてみたが、結果は $CR=0.5513$ と悪かった。しかし、春先にある程度の融雪出水が現れた。なお、積雪タンクは効果がないので、やめることにした。

従来の計算結果をみると、3年間全体として、算出流量が実測よりいくらか小さく出ている。そこで、試算No.16-2以後は、 PD を次のように少し大きくすることにした。

$PD: 0.00, 0.11, 0.22, 0.33, 0.44, 0.55$

また試算No.16-4以降は、 $T00(K)$ の値を5地点ごとに換え、各地点の資料から算出した積雪量がおよそ等しくなるようにした。試算No.16-2～No.16-8で用いられた $T00(K)$ 、 TC の値、および得られた CR の値は表24に示されている。

表24 試算No.16で試みられた $T00(K)$ 、 TC の値と、得られた CR
Table 24 Values of $T00(K)$ and TC applied in trial No.16 and the obtained CR

試 算	$T00(K)$					TC	CR
	英雄橋	躍進橋	薩爾達万	四井田	天 山		
No.16-2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.4	0.5601
No.16-3	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.3	0.5721
No.16-4	2.5	1.0	2.0	1.0	-0.5	1.6	0.5352
No.16-5	2.5	1.0	2.0	0.5	-1.5	1.5	0.5533
No.16-6	0.5	-1.0	0.0	-1.5	-3.5	1.0	0.5858
No.16-7	2.5	1.0	2.0	0.5	-1.5	1.7	0.4985
No.16-8	2.8	1.3	2.3	0.8	-1.2	1.8	0.4783

試算No.16-8で $CR=0.4783$ と、No.9-6の $CR=0.4841$ より小さくなった。しかし、その差は CR の誤差の範囲内というべきであり、また $TC=1.8$ は、1,000m当たりの温度低下がNo.9-6より10%以上も大きくなるもので、この結果に満足する訳には行かない。

試算No.16には不合理な点があった。躍進橋、四井田に比べ、英雄橋は 1.5°C 、薩爾達万は 1.0°C 暖かく、天山は 1.2°C 寒くするように $T00(K)$ の値を置いて各観測点の気温を修正すれば、各観測点の年平均気温は、高度1,000mについて 6°C の温度低下になるのである。したがって、

各観測点の気温を第1地帯の気温に直すには

$$CT(K) * (TM(M) * 1.5 + 6.0)$$

を加えればよい。それに各観測点によって異なる修正項 $T00(K)$ を加え、次の $T0$ が得られる。

$$T0 = T00(K) + CT(K) * (TM(M) * 1.5 + 6.0)$$

ところが、試算No.16では、

$$T0 = T00(K) + CT(K) * (TM(M) * 1.5 + 4.0) * TC$$

を用いていた。 $T0$ は各観測点の気温を第1地帯の気温に変換するためのもので、可変パラメータは $T00(K)$ だけで十分である。そして、 TD を

$$TD = (TM(M) * 0.75 + 3.0) * TC$$

で与えるべきである。

試算No.17では、雪崩の構造は試算No.16と同じで、 $T0$ 、 TD の形を上のものに変えた。そして $T00(K)$ 、 TC の値を動かしながら、試算No.17-1～No.17-10が行われた。試みられた $T00(K)$ 、 TC の値、および得られた CR は表25に示されている。

これらの試算は次のように行われた。まず躍進橋、四井田の $T00$ を1.0と置き（他の観測

表25 試算No.17で試みられた $T00(K)$ 、 TC の値と、得られた CR
Table 25 Values of $T00(K)$ and TC applied in trial No.17 and the obtained CR

試 算	$T00(K)$					TC	CR
	英雄橋	躍進橋	薩爾達万	四井田	天 山		
No.17-1	2.5	1.0	2.0	1.0	-0.2	1.2	0.4940
No.17-2	2.5	1.0	2.0	1.0	-0.2	1.0	0.5589
No.17-3	2.5	1.0	2.0	1.0	-0.2	1.4	0.4936
No.17-4	2.5	1.0	2.0	1.0	-0.2	1.3	0.4880
No.17-5	3.0	1.5	2.5	1.5	0.3	1.3	0.4731
No.17-6	2.0	0.5	1.5	0.5	-0.7	1.3	0.4961
No.17-7	3.5	2.0	3.0	2.0	0.8	1.3	0.4821
No.17-8	4.0	2.5	3.5	2.5	1.3	1.3	0.4928
No.17-9	3.0	1.5	2.5	1.5	0.3	1.25	0.4833
No.17-10	3.0	1.5	2.5	1.5	0.3	1.35	0.4999

点の T_{00} はこれに応じて定まる), TC を1.2, 1.0, 1.4と置いて, 試算No.17-1, No.17-2, No.17-3がそれぞれ行われた. 得られた CR の値を眺め, $TC=1.3$ のあたりで CR が最小になる($T_{00}(K)$ を固定し, TC を動かすという条件で)ことを期待し, 試算No.17-4が行われ, $CR=0.4880$ が得られた. ここで $TC=1.3$ に固定し, $T_{00}(K)$ の値を0.5ずつ増減してNo.17-5, No.17-6が行われた. $T_{00}(K)$ に0.5を加えたNo.17-5が小さい CR を与えたから, さらに $T_{00}(K)$ に0.5ずつ加えて, No.17-7, No.17-8が行われたが, 結果はNo.17-5よりかえって悪くなった. そこで $T_{00}(K)$ はNo.17-5のものに固定し, $TC=1.3$ であったものを, 1.25, 1.35と置いて試算No.17-9, No.17-10を行い, ともに CR は大きくなった. このようにして, 試算No.17-5の結果が一番よいことになった.

得られた $CR=0.4731$ は, No.9-6やNo.16-8の CR より小さいが, 僅かに小さくなったにすぎない. また, 得られた $TC=1.3$ によると, 夏期7月, 8月の TD は約5.2で, それは高度1,000mにつき10.4℃の温度低下を意味する. これはNo.9-6の9.6℃より大きい値で, 理解しにくいものである. 試算No.17-5をNo.9-6に比べると, CR の値が少し小さいということよりも, 春先の融雪出水がいくらか出ている点ですぐれている. しかし, 融雪出水がよく合っているとはいえない.

4. 8 試算 No.18, No.19

試算No.17-5で春先の融雪出水が実測ほどには出ていないのは, 雪崩の係数を大きくすることで改善できると考えた. 雪崩の発生は気温に支配され则认为している. その気温は, 2個の可変パラメータ $T_{00}(K)$, TC で支配されている. つまり雪崩は AV , $T_{00}(K)$, TC の3個の可変パラメータで支配されていることになり, その3個のパラメータの相互関係の見通しはつけにくい. 一般に, 互いに関連し合う3個のパラメータを盲探りで求めることは, きわめて難しい. この流域でのいままでの計算で, ときどき CR が不可解な動きを示した. どこかに大きな雑音源があるに違いない. そういう悪条件のもとで, 3個のパラメータを手探りで探し求めるのは不可能に近い.

いま仮定している気温変化の構造は

$$T_0 = T_{00}(K) + CT(K) * (TM(M) * 1.5 + 6.0)$$

$$TD = (TM(M) * 0.75 + 3.0) * TC$$

で定まる. ここで $TM(M)$ に季節変化があることが, 問題を難しくしているが, $TM(M)$ の年間平均は0であるから, 年間平均をとると

$$\overline{T_0} = T_{00}(K) + CT(K) * 6.0$$

$$\overline{TD} = 3.0 * TC$$

という簡単な形になる。TM(M)の最大、最小は約±1.35だから、TM(M)*1.5+6.0は、およそ6.0±2.0の範囲内に入る。したがって季節変化を無視しても大過ないと考えた。しかも雪崩が問題となる春と秋に、TM(M)は0に近いから、年間平均値による近似には意味があると考えた。

T0, TDの年間平均をとった上で、全流域の平均気温を考えると、それは次のもので定まる。

$$\begin{aligned} & \sum_i Z A(I) * (\overline{T0} - (I-1) * \overline{TD}) \\ &= \overline{T0} - (\sum_i Z A(I) * (I-1)) * \overline{TD} \\ &= \overline{T0} - TZA * \overline{TD} \end{aligned}$$

この流域ではTZA=2.63だから

$$\begin{aligned} &= T00 + CT(K) * 6.0 - 2.63 * 3 * TC \\ &= T00 - 7.89 * TC + CT(K) * 6.0 \end{aligned}$$

すなわちT1=T00-7.89*TCが流域の平均気温を定める主要可変パラメータである。したがって、これと直交するT2=7.89*T00+TCを作り、まずT2を固定し、T1を動かしてCRの最小の点を探し、次にそこにT1を固定してT2を動かせばよい。ここで、T1におけるTCの係数7.89が大きいから、T1の動きは主としてTCで定まり、同じくT2の動きは主としてT00で定まる。つまり、まずTCを動かしておよその見当をつけ、次にT00を動かして細部調整をすればよい。TCが主要パラメータであるから、AV, T00, TCの3個を考える代わりに、AV, TCの2個を考えればよい。2個であれば何とかなると考えて、AVを動かす試算を始めた。

試算No.18では、雪崩以外のパラメータは試算No.17-5のものに固定し(TC=1.3ほか)、雪崩の係数だけを(0.01, 0.002), (0.02, 0.004)と動かしてみた。前の数値は-8<T<8のときの値、後の数値はそれ以外のときの値である。雪崩の係数を大きくしても、春先の融雪出水があまり出て来ないので、思い切って(0.05, 0.01)と大きくしてみたが、やはり3月の融雪出水は出て来ない。一方、CRは悪くなって行く。最後に試みたAV=0.05は、時定数が約20日、つまり20日で、ある地帯の積雪の大部分が一つ下の地帯に移るということで、これほど大きい移動はあるまいと思う。それでも春先の融雪出水は出て来ない。それは雪崩効果では3月の融雪出水は出て来ないということであろう。

試算No.19ではTCを動かしてみた。また雪崩係数(0.0075, 0.0015)の場合が追加された。

得られた結果は表26に示されている。なお表26でA Vが(0.005, 0.001)の場合は、試算No.17で試みられたものである。この表をみると、A Vの値が何であっても、T C=1.3でC Rが最小になっている。先に行われた試算No.17-5のA Vが(0.005, 0.001)の場合が、最後に追加した(0.0075, 0.0015)の場合よりも、少し小さいC Rを与える。

表26 種々のA V, T Cに対して得られたC Rの値
(他のパラメータは試算No.17-5と同じ)

Table 26 Obtained values of CR under various values of AV and TC
(other parameters are same as trial No.17-5)

T C A V		1.20	1.25	1.30	1.35
0.005,	0.001		0.4833	0.4731	0.4999
0.0075,	0.0015		0.4943	0.4767	0.4904
0.01,	0.002	0.5603	0.5395	0.4823	0.6465
0.02,	0.004		0.5792	0.5049	0.6594
0.05,	0.01			0.5380	

結局、試算No.17-5を一番よいものと考え、これを最終モデルとした。

4. 9 試算を No.19で終了しようと考えた理由

試算No.17-5のモデルになお不満が残っているのに、試算No.19で終了にしようと考えたのは、有効な改善案が浮かばなかったからである。

表26が示す結果に対し、T O Oを少し動かせば、もう少しC Rは小さくなるだろうし、T Cを少し動かしても、C Rは小さくなるであろう。しかし、C Rそのものにかかなりの雑音成分が含まれ、その信頼度が疑わしいから、C Rにたよる微調整にはあまり意味がないと思われる。

春先の融雪出水を実測に合わせようとする試みが成功しないのに試算の終了を考えたのは、うまく行く見込みがないと判断したからである。3月は河の結氷がとける頃で、河川流量の信頼性が小さいのではないかと考えるようになった。とくに、1986年1月から4月にかけてのハイドログラフを眺めると、その感が深い。

また、1984年4月に算出流量が実測よりはなほだしく小さく出るが、1984年4月の出水は前年から繰り越された雪が融けて出て来るものだから、1983年の資料が与えられていない以上、どうにもならないのである。

試算No.19が終わったとき、流量を合成するときの各観測点のウエイトを調節することで、もう少しC Rが小さくならないかと考えた。それには因子分析法を用いるのである。しかし、資料が3年と短いこと、すでに何度か不可解なC Rの動きを経験し、どこかに大きな雑音源

があるらしいことを考えると、因子分析法を用いない方が安全であろうと考えた。5地点単純平均の方が安全と考えたのである。

流量合成のとき、時間遅れを与えなかった。1,000km²程度の流域に対しては、1日の時間遅れを与えることが多いが、ハイドログラフを眺めた感じでは、1日遅れを与える方がよいとも思えなかった。

その他、不満な点もあるが、与えられた資料期間が僅か3年であるから、あまり手間をかけすぎると雑音に影響されて、かえって真実から離れる心配がある。現在の結果も、あるいは手間のかけすぎであるかもしれない。一番気になるのは、No.17-5で得られたTC=1.3の値である。これによると、夏は1,000mにつき10.4℃の温度低下となり、これはあまりに大きいと感じられる。このとき、年間平均では、1,000mにつき7.8℃の温度低下である。一方、試算No.13-8では、TDに季節変化がないとして、TD=3.589が得られている。これは1,000mにつき約7.2℃の温度低下で、No.17-5の年間平均7.8℃と大体似ている。この流域では、低い所は砂漠的な平原の暑さの影響を受けて、夏は気温が上がり、高度により大きな温度差が生じるのかもしれない。

4. 10 試算の再開、試算No. 20～No. 23

試算No.19で終了を決心してから、2週間あまり経って、最終結果に対する不満が強くなった。ラインプリンターで打ち出されたハイドログラフを見ていたのでは、はっきりしないが、プロッターで描いたハイドログラフを見ると、図10でよく判るように、実測ではピーク後の減水が速かであるのに、計算値の方はゆるやかである。ハイドログラフの姿がよく合っていないのである。そういえば、図9のタンク・モデルの係数も納得しにくい。日本のふつうの河では、 $A_0 = A_1 = A_2 = 0.2$ を出発モデルとして、よい結果が得られることが多い。流域面積500km²～2,000km²程度の場合は、この程度の係数がふつうである。烏魯木齊河は流域面積は約1,000km²であるのに、係数は $A_0 = 0.05$, $A_1 = 0.01$, $A_2 = 0.03$ と小さい。これが異常である上に、 $A_0 + A_1 = 0.05 + 0.01 = 0.06$, $B_0 + B_1 = 0.04 + 0.02 = 0.06$ と、第1タンク、第2タンクの係数が同程度である。

タンク・モデルを不完全積分で近似したとき、第1タンクの時定数が2, 3日程度、第2タンクの時定数が第1タンクの数倍程度というのがふつうであるが、この流域で得られたモデルでは、第1タンクの時定数が異常に長く、第2タンクと同程度で、バランスを失っている。そこが、算出したハイドログラフの変化が実測に較べてゆるやかすぎるという欠点に対応している。そう考えると、時間遅れを与えないでもよかったこと（算出ハイドログラフの変化がゆるやかだから、時間遅れの与える影響があまりない）、自動化修正プログラムがよく働かなかったこと（出発モデルのバランスが悪いときは、自動化修正プログラムがよく働かないことが多い）が理解できる。

これらのことを考え、試算を再開することにした。再開するに当たり、以前は気になりな

がらも実行する決心がつかなかったことを、思い切って行うことにした。その第1は、1986年1月1日から4月15日までの期間にマスクを掛けて、この間の資料を無視することである。この期間の実測流量には信頼性がないように思えたが、それに対する客観的証拠がないから、捨てるのをためらっていたのである。一般に、資料に大きな誤りがあると、自動化修正プログラムの働きが悪くなる。疑問の場所を捨てることによって、計算がうまく行くことを期待した。第2は1984年4月の融雪出水のことである。これは前年から蓄積された雪が融けて出て来る水である。初期値を定めるサブルーチンを用いる限り、1984年の計算開始時の雪の蓄積値は大きくならない。そこで、3年間のうちで、年末の雪の蓄積値が大きい、1984年の値を、雪の蓄積値の初期値として用いることにした。1984年末の雪の蓄積値は、観測点によって異なるが、5地点に対する値のおよその平均値として、各地帯の積雪値（水換算）を、5, 10, 20, 80, 300, 1100と置いて、初期値とした。

このようにすれば、計算結果はよくなるに違いないから、この条件のもとで、モデルNo.17-5の再計算をした。得られた結果はCR=0.4495となり、以前のCR=0.4731に比べ、約5%の減少で、有意の減少とみてよい。

第1タンクの時定数が短くなるように、A0, A1, A2の値を置いて、試算No.20~No.23が行われた。残念ながら、得られた評価値は、No.17-5の再計算が与えたCR=0.4495より悪かった。各試算の出発モデル、得られた最終モデル、および得られた評価値は表27に示されている。これ以上試算をくり返してもよくなる見込みがないので、試算No.23で打ち切ることとした。

表27 試算No.20~No.23および再計算No.17-5における出発モデル、最終モデルのパラメータ値、および得られたCR

Table 27 Parameters of the initial and the final model in trials No.20 - No.23 and No.17-5, and the obtained CR

試 算	HA1	HA2	A0	A1	A2	HB	B0	B1	HC	C0	C1	D1	CR
No.20	15	40	0.2	0.2	0.2	0	0.04	0.02	0	0.004	0.002	0.001	0.5460
			0.1024	0.1314	0.1314					0.004	0.002		
No.21	5	5	0.10	0.04	0.08	0	0.03	0.02	0	0.006	0.004	0.001	0.4686
			0.1077	0.0389	0.0707					0.0053	0.0026		
No.22	0	10	0.10	0.03	0.07	0	0.04	0.02	0	0.005	0.0025	0.001	0.4648
			0.109	0.03	0.07					0.005	0.0025		
No.23	3	8	0.10	0.03	0.07	0	0.04	0.02	0	0.005	0.0025	0.001	0.4906
			0.107	0.0358	0.0607					0.0046	0.0023		
No.17-5	0	10	0.05	0.01	0.03	0	0.04	0.02	0	0.004	0.002	0.001	0.4495
			0.05	0.01	0.03					0.004	0.002		

不思議なことに、今回の試算No.21, No.22の結果を眺めると、ピーク後の減水の仕方の点では、今回の試算の方が、No.17-5よりよい形をしているのに、残念ながらハイドログラフが合わないのである。このようなことは熱帯の河川でよくみられる。熱帯の雨は局地的シャワーだから、流域内に数個の雨量計が設置されていても、たまたまいくつかの雨量計が大きな雨を記録しても、流域全体としては、小さな雨であったとみえ、大して流量が出ない場合や、その逆の場合が起こる。したがって、実測と計算のハイドログラフは、至る所で合わないのである。しかし、定性的にはピーク後の減水の形を合わせ、定量的には各月の合計流量を合わせることで、モデルを探し求めることができる。こういう流域に対する、自動化修正プログラムとして、流況曲線比較法が生まれたのであった。面白いことに、今回の試算でも、流況曲線で比較すれば、今回のモデルの方がNo.17-5よりすぐれていることを、表28が示している。

表28 試算No.17-5（再計算）、No.21, No.22が与えた評価値
Table 28 Criteria values given in trials No.17-5 (revised), No.21 and No.22

試 算	ハイドログラフに対する評価			流況曲線に対する評価			C R
	M S E Q	M S E L Q	C R H Y	M S E D C	M S E L D C	C R D C	
No.17-5	0.2658	0.2426	0.2561	0.2337	0.1531	0.1934	0.4495
No.21	0.3397	0.2674	0.3036	0.1969	0.1331	0.1650	0.4686
No.22	0.3651	0.2564	0.3107	0.1833	0.1248	0.1540	0.4648

ここにM S E Qは流量の平均2乗誤差（算出流量と実測流量の差の2乗の平均の平方根）を実測流量の平均で割ったもの、M S E L Qは流量の自然対数の平均2乗誤差で、C R H Yは両者の平均である。このC R H Yをハイドログラフに対する評価とする。M S E D C, M S E L D Cは、同様のものを流況曲線に対して計算したもので、両者の平均C R D Cを流況曲線に対する評価とする。評価値C RはC R H YとC R D Cの和である。

ハイドログラフの近似のよさと、流況曲線の近似のよさと、どちらが大切であるかは、目的、立場によって異なり、何とも言えない。C R = C R H Y + C R D Cを評価に用いているのは一応の便宜にすぎない。

図15は試算No.22で得られたモデルによって算出された流量を示している。ハイドログラフの減水の仕方は実測と似ているが、ハイドログラフそのものは、合っていない。

流況曲線がよく合っているが、ハイドログラフが合っていないのは、熱帯のような、局地的シャワーが降る流域について起こることであるが、この烏魯木齊流域の雨が局地的シャワーであるとは考えられない。雨量資料を眺めると、5地点ほぼ同時に、ほぼ同程度の雨が降っていることが多いからである。それであるのにハイドログラフを合わせにくい（ハイドロ

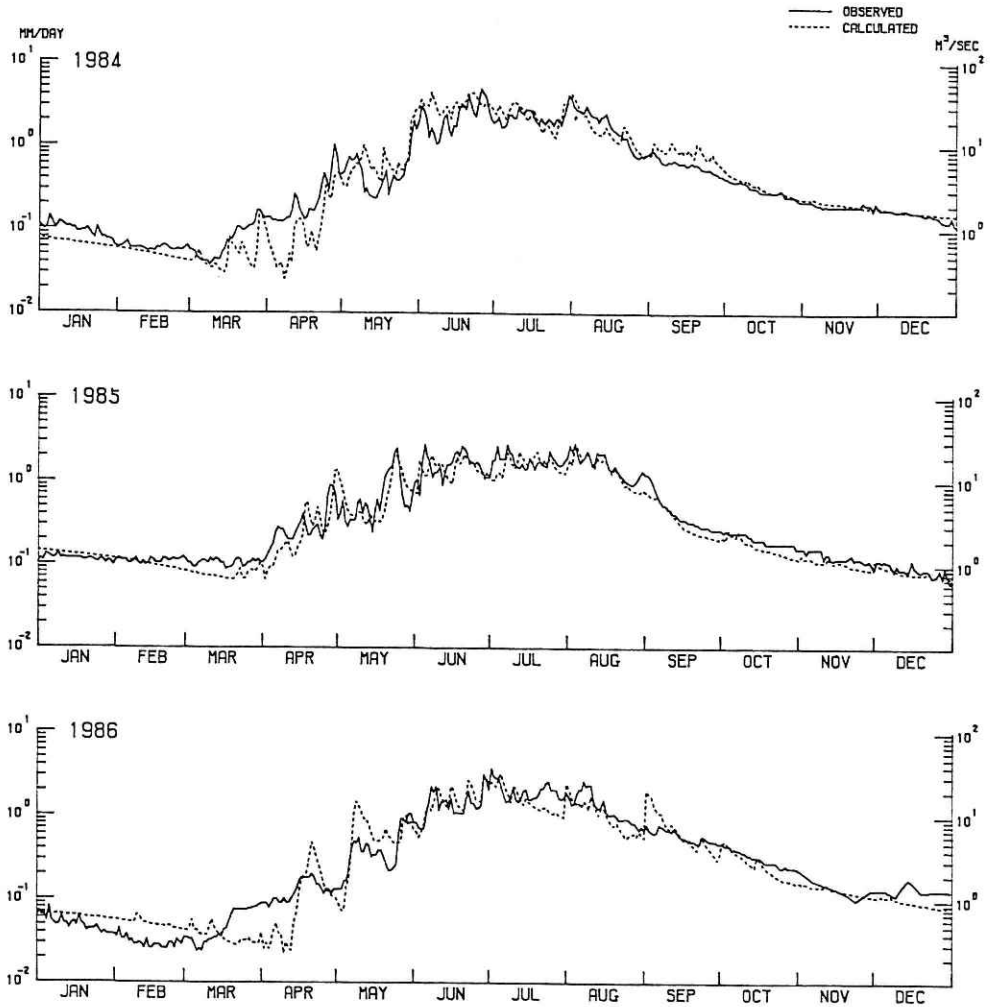


図15 モデルNo.22により計算された日流量

Fig. 15 Daily hydrograph derived by the model No.22

グラフの減水の仕方を合わせると、量的に合わなくなり、ハイドログラフを量的に合わせると、算出ハイドログラフの減水がゆるやかになりすぎる)のは、谷底に降る雨と、山腹に降る雨の違いによるものではあるまいか。あるときは谷底で大雨が降りながら、山腹ではあまり降らず、あるときはその逆のことが起こるのではあるまいか。山腹に降る雨を実測することは、現実的にはきわめて困難であるから、上のことの実証はむずかしいが、可能性として述べて置きたい。

(1988年8月30日 原稿受理)