

融雪流出解析における気温減率について

On the Lapse Rate in the Snowmelt Runoff Study

長岡技術科学大学 正員 早川典生
華東水利学院水文系 陸 旻皎

1. はじめに

豪雪地帯において、融雪流出は重要な水資源であるとともに、洪水をもたらす原因でもある。そのため融雪流出量の的確な把握は利水上、また防災上重要である。元来融雪出水の解析は熱収支に基づく方法と経験的な方法とに区別される。伝統的には得られる資料からの制限から、経験的な方法すなわち気温日数法が一般的である。最近融雪流出に関する研究は進展を得ている。大西、村上¹⁾は降雪と積雪の比重の変化に注目して、融雪流出解析法を提案している。日野、長谷部、野田²⁾は気温日数法は概念的に不適当であること示し、雪線高度に関するデータと日最高、最低気温を用いて、新しい融雪流出解析法を提案している。池淵らは^{3) 4)}、小流域の流出に関して、熱収支法の一つであるTemperature Index 法を適用している。さらに砂田、飯野⁵⁾は、残雪面積率を用いてカルマンフィルターによる融雪出水予測法を提唱している。

融雪流出解析に関する理解はこのように急速に進んでいるが、最小限のデータから計算の可能な経験的方法である気温日数法も実用的には捨て難い。本報告では日降水量と気温だけが入力データである場合の、長期的融雪流出解析について検討する。流出モデルは、近年注目を浴びている変動流出発生域を概念的にとりいれたモデルを用いる。

2. 研究対象と研究方法

対象とする流域は信濃川の支川である魚野川上流域の、新潟県南魚沼郡六日町の流量観測所より上流の多雪地帯であり、集水面積は355 km² である。図-1に本流域の地図と面積高度分布曲線を示す。流域内の標高差は流量観測点の170mから最高点の2085mまでであり、年平均降水量は約2262mmである。流域内には雨量観測所が、湯沢、清水、土樽、宮野下と四箇所ある。用いたデータはこれら雨量観測所での日降水量、午前9時の気温、および流量観測所における流量である。

本研究においては、変動流出発生域の概念をとりいれた、長期間にわたるハイドログラフを予測する流出モデルを開発し、このモデルに気温日数法による融雪計算を組み入れて、11月から翌年の10月までの期間における日平均流量を予測することを試みる。

3. 流出計算

3-1 流出モデル

近年、降雨の表面流出は、主として流域中の浸透水により飽和した領域において発生し、この領域は、降雨に応じて変動する、という変動流出発生域の概念が唱えられるようになってきた。(Kirkby⁶⁾、長谷部・日野⁷⁾) この種の表面流出の概念は決し

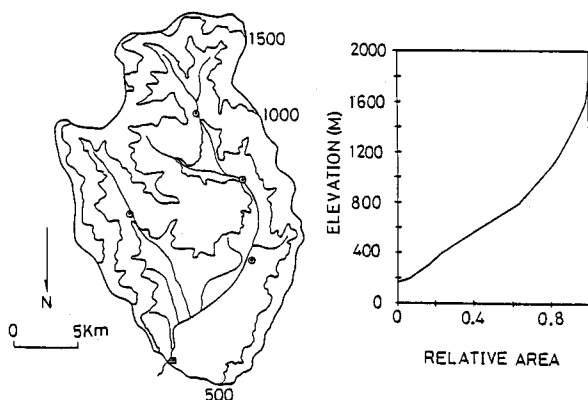


図-1 流域地図と面積高度分布曲線

て新しいものではないが（例えば石原、高棹⁸⁾）、流出解析法の一部として積極的に取り入れられた例はなさそうである。本研究ではこの考え方をパラメトリックにとりいれた流出モデルを構築することを考える。

モデルの概念図を図-2に示す。このモデルは入力である降雨と蒸発散量に対し、流出を、[1]不透水域からの流出、[2]飽和表面流出、[3]Horton表面流出、[4]中間流出、[5]地下水流出、に分けて計算するものである。すなわち、降水はまず不透水域（主として河道内）か、透水域に降るものとして区別する。透水域では、降水はまず地中に浸透する。その浸透水に応じて河道に隣接した領域には、浸透水の飽和した飽和域（いわゆる変動流出発生域）が発生し、その面積は降雨強度に応じて拡大または縮小する。この飽和域上

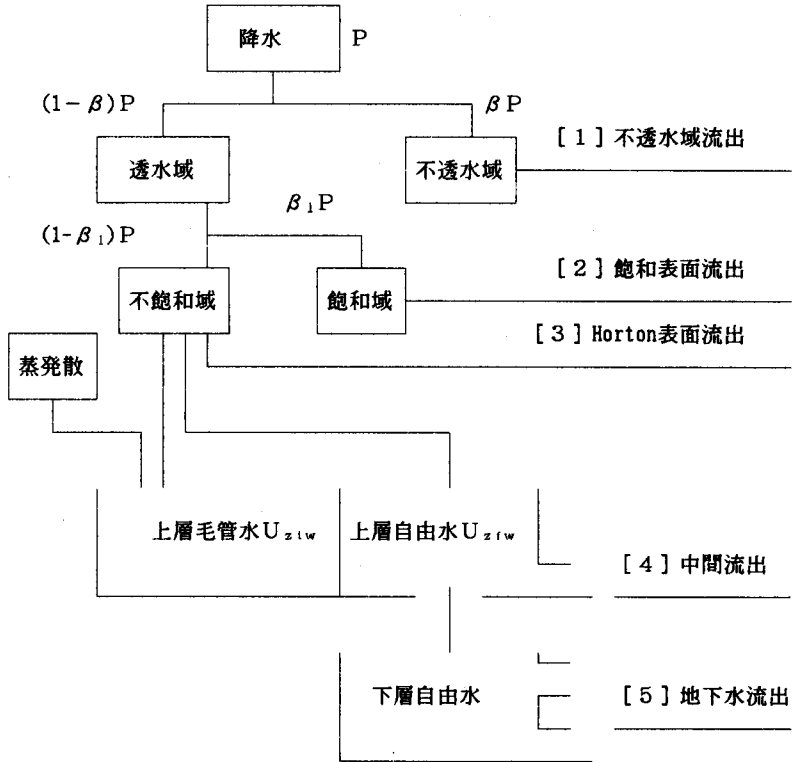


図-2 流出モデル概念図

の降水は、浸透できずに飽和表面流出として流出する。透水域中で浸透水により飽和していない領域、すなわち不飽和域上の降水は、浸透方程式により浸透する。浸透した水は最初は上層自由水、 U_{zfw} 、として貯留されるが、降雨強度が降下浸透能、 U_{zpcr} 、を超過した分は上層毛管水、 U_{zlw} 、として貯留される。降雨強度がさらに増して、浸透能、 U_{zinf} 、を超過した分はHorton表面流出として流出する。この関係を図-3に示す。 U_{zinf} と U_{zpcr} は次式で表現する。

$$U_{zinf} = (U_{zlw} - U_{zfc}) (1 - U_{zlw} / U_{zlc})^2 + U_{zfc} \quad (1)$$

$$U_{zpcr} = U_{zfc} (U_{zlw} / U_{zlc})^2 \quad (2)$$

ここで U_{zlw} は上層最大浸透能、 U_{zlc} は上層最終浸透能である。

上層自由水として貯留された水の一部は、中間流出として流出し、残りは下層に浸透して最終的には地下水流出として流出する。中間流出および地下水流出はタンクモデルにより計算する。飽和域の全流域面積に対する比率、 β_1 、は、降雨強度に応じて変化する性質のものであるが、直接的には上層自由水貯留量、 U_{zfw} 、の貯留能 U_{zfc} に対する比率の滑らかな関数として表されるものとする。ここではその関数形をパラメーター a を介して次式のよう

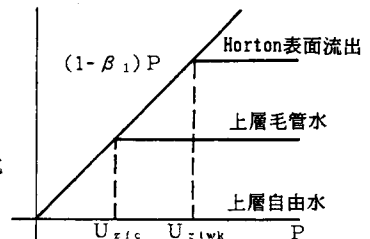


図-3 不飽和域への水の流れ

に表すこととする。

$$\beta_1 = (1 - \beta) [\tanh \{ (a + \operatorname{arctanh} (1 - \tanh a)) U_{zfw} / U_{zfwc} - a \} + \tanh a] \quad (3)$$

図-4に β_1 の曲線形を a の種々の値について示す。 a の値は最終的にはモデルを同定することにより得られる。

本流域においては、洪水の時間スケールは小さくほぼ一時間程度である。従って河道追跡は行わず、発生した流出はその日のうちに全部流域をでるものとした。

本モデルは多数のパラメーターを含み、これを実測ハイドログラフについて同定することにより求めなければならない。主なパラメーターを挙げると、不透水域の相対面積 β 、上層毛管水貯留能 U_{zfwc} 、上層最終浸透能 U_{zfc} 、上層最大浸透能 U_{zfwk} 、上層自由水貯留能 U_{zfw} 、上層自由水の層自由水への浸透係数、タンクモデルについての諸係数、およびパラメーター a である。同定にあたっては、流出流量の観測値と計算値の差の絶対値の和が最小になるように、Rosenbrockの方法⁹⁾によりパラメーターの最適値を求めた。

従ってこのモデルは β 、 β_1 、および上層、下層の別に関して物理的根拠を前提としながらも、その量的根拠はいわば概念的に取りあっている。

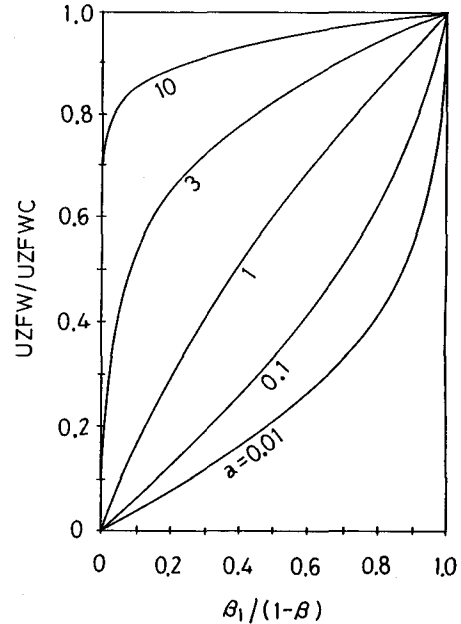


図-4 飽和域面積比と上層自由水貯留量

3-2 融雪計算モデル

本研究では降水量と気温のデータから、降雨と降雪を推定して区別する。降雪の累積データ、すなわち積雪は気温に応じて(気温日数法)融雪流出する。融雪流出は他に、積雪の存在により地熱融雪と降水による融雪がある。その算出手順は次のようである。

対象流域の標高差が大きいため(1800m)、流域を標高順に20等分して求めた、流域の面積高度分布データからSpline関数を用いて、各小面積の代表標高を求める。次に流量観測点(六日町)の気温と気温減率を用いて、各小面積の代表気温を求める。各小面積において、気温 2.5°C 以下なら、降水は降雪、 2.5°C 以上なら降水は降雨と見なす。降雪と見なされた降水は積雪として貯留される。既に積雪が存在すれば、そこには気温融雪、地熱融雪、降水融雪による流出が発生する。この場合総融雪量は各小面積(添字 i で表す)について次式で求められる。

$$M_i = MGF + DDF \cdot T_i + P \cdot T_i / 80 \quad (4)$$

ここでMGFは地熱による融雪率、DDFは気温日融雪率(Degree Day Factor)、 T は気温、 P は降水強度を表す。式(4)で気温が 0°C 以下のときは右辺第二・三項は零である。

4. 計算結果

本研究の降雨流出モデルは既に時間流量の予測に対して有効であることが示されている。¹⁰⁾ここでは降雨流出モデルのパラメーターは、無雪期の昭和51年7-10月のデータを用いて同定した。最適パラメータ

一の主なものを記せば、 $\beta = 0.133$, $U_{z1wc} = 197.7\text{mm}$, $U_{z1wk} = 204.4\text{mm/hr}$, $U_{z1c} = 7.08\text{mm/hr}$, $U_{z1wc} = 74.2\text{mm}$, $U_{z1wk} = .00002/\text{hr}$, $\alpha = .085$ である。

融雪計算モデルの主なパラメーターは、MGFとDDFと T を求めるのに必要な気温減率 γ である。MGFは日平均気温がずっと氷点下であった昭和51年12月27日～52年2月23日の渇水期のデータを使い、地下水低減率を用いて推定した。その値は2.168mm/dayである。

気温減率 γ についての系統的な研究は少なく、標準的な値として0.65 (°C/100m) が知られているくらいである。本研究ではこの点を確かめるために、対象流域内の清水（標高590m）と流域近くの五

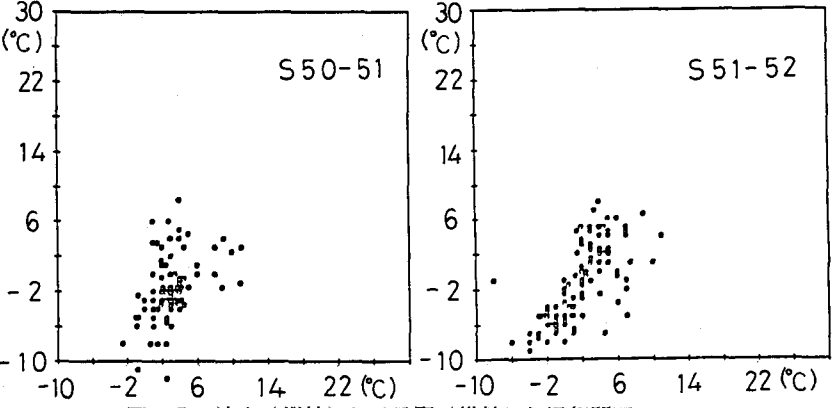


図-5 清水（縦軸）と五日町（横軸）気温相関図

日町（標高148m）の昭和47年から昭和52年の積雪期と融雪期の午前9時の同時気温を得て調べてみた。図-5にプロットしたのは気温相関図の例である。また各年のデータから求めた気温減率の経年変化を図-6に示す。これらのデータから気温減率には標高差による差異は認められるが、年平均値はかなり変動することが分る。

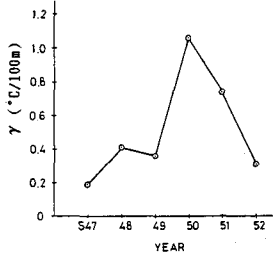


図-6 気温減率の経年変化

図-7は一般に使われているDDF = 5 (mm/°C/day), $\gamma = 0.65$ (°C/100m) を用いて求めた計算日平均流量ハイドログラフと実測値を比較したものである。融雪初期（2月中旬～4月中旬）では、融雪量が過小評価されていることが分る。一方で融雪後期（4～5月）の融雪量は過大に評価されており、計算精度を上げるのは、全期間を通じてDDFと γ を一定値とするかぎり無理のようである。そこでDDFは一定値とし、 γ に季節変化をもたせることにより計算精度の向上を図った。

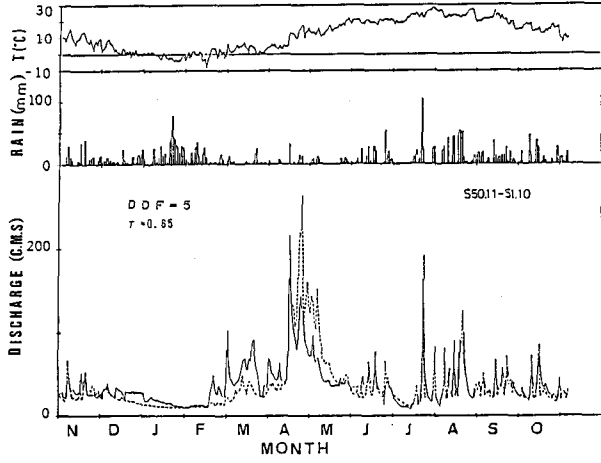


図-7 日平均流量ハイドログラフ（実線：実測値、点線：計算値）

図-8はDDF=5, γ については、4月12日以前は0.35、それ以後は0.95にして計算した結果であり、実測値と良く一致する結果を得た。また図-8は本流出モデルにより高精度の長期流出予測が可能であることを示している。

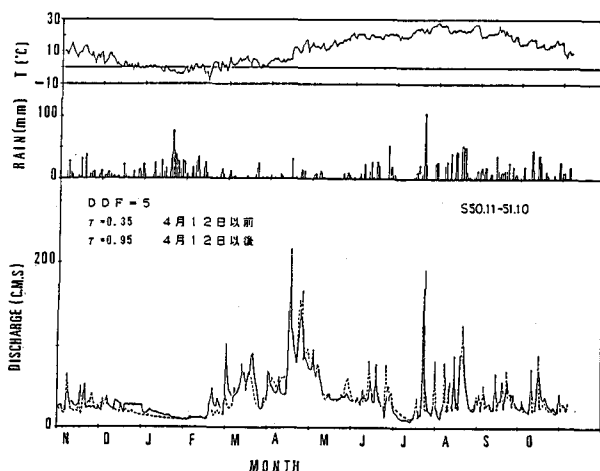


図-8 日平均流量ハイドログラフ(実線:実測値、点線:計算値)

5. 結論

多雪地帯の中規模の流域に関して長期間の日流量流出解析を行い、以下のような結論を得た。

(1) 変動流出発生域の概念をパラメトリックに用いた流出モデルにより、長期流出予測を精度良く行うことが出来る。

(2) 融雪流出の計算にあたっては、気温減率が季節変動をすることにより精度を向上させることができる。気温減率は気温データからは変動が著しくそこに一定の傾向を認めるのが困難であるが、季節変動の存在を確かめるには、そのための観測資料が必要である。

謝辞: 貴重な資料を御提供戴いた建設省北陸地方建設局信濃川工事事務所に深甚なる謝意を表する。

(参考文献)

- 1) 大西外明・村上龍一: リモートセンシングを導入した積雪深と融雪水流出解析に関する研究、第27回水理講演会論文集, 1983
- 2) 日野幹雄・長谷部正彦・野田賢治: 雪線高度の気温、残雪量を考慮した融雪量の算定式について、土木学会論文報告集, No. 338, 1983
- 3) 池淵周一・宮井広・反村光秀: 琵琶湖大浦川流域の積雪・融雪・流出解析: 第28回水理講演会論文集, 1984
- 4) 池淵周一・竹林征三・反村光秀: 琵琶湖大浦川流域の積雪・融雪・流出解析(第二報)、第29回水理講演会論文集, 1985
- 5) 砂田憲吾・飯野将徳: 融雪出水の予測について、第29回水理講演会論文集, 1985
- 6) Kirkby, M.J. (Ed.): Hillslope Hydrology, John Wiley, 1978
- 7) 長谷部正彦・日野幹雄: 変動流出発生域と流域貯留について、第39回土木学会年次学術講演会
- 8) 石原藤次郎・高樺琢馬: 中間流出現象とそれが流出過程におよぼす影響について、土木学会論文集, No. 79, 1962
- 9) Rosenbrock, H.H.: An Automatic Method for finding the Greatest or Least Value of a Function, The Computer Journal, Vol. 3, No. 3, pp. 175-184, 1960
- 10) 早川典生・陸 旻皎: 変動流出発生域を考慮した流出解析、昭和59年自然災害科学中部地区シンポジウム講演要旨集, 1984