

京都大学防災研究所 池瀬周一
建設省琵琶湖工事事務所 竹林征三
日本気象協会関西本部 友村光秀

琵琶湖に流入する融雪流出量の予測には、琵琶湖流域における降雨・降雪→変換系Ⅰ→積雪→変換系Ⅱ→融雪→変換系Ⅲ→流出、といった一連のプロセスを実用的な精度にてらして十分表現できる融雪流出モデルの検討が必要である。前報では、Temperature Index 法をベースにした積雪・融雪モデルを提案し、その概要を述べるとともに、琵琶湖北部大浦川流域（13.8 km²）における昭和57年12月から58年 4月までの気象、水文データを詳細に観測し、モデルの適用結果との比較から本モデルの有効性を示した。本報¹⁾では、昭和58年11月から59年 5月まで前年度とほぼ同様の観測システムによって得られたデータを加えて、さらにモデルの改良を検討したので、その結果について報告する。

琵琶湖北部域は図-1²⁾にみられるように雪質からみるとザラメ雪、シマリ雪混合地帯に区分される。新雪がシマリ雪をへてザラメ雪に変態していくが、この地域では冬でも雪温が零度であることが多く、融解や降水による水があるので、ザラメ雪への変化はより急速に済み、その節間も広い。春先になって積雪全層がザラメ雪化していく北海道などの寒冷地の積雪変態とは異なっており、中島は琵琶湖周辺流域の積雪を暖地性積雪とよんでいる³⁾

3. モデルの問題点とその改良

(1) 既往モデルの適用結果

○ シマリ雪地带
 ○ シマリ雪・ガラメ混成地带
 ○ ガラメ雪・シマリ混成地带
 ● ガラメ雪地带

図-1 雪質による地帯区分(積雪深50cm以上)

においては2月上旬のギャップがそのまま推移することになり、積雪深が大きく出力されている。

(2) モデルの改良

上記の原因としては積雪密度が過小評価されていることが考えられる。降雪時の積雪深の上昇は実測値とほぼ対応しているのですが、新雪の圧縮効果を以下のように考えた。すなわち、既往モデルでは新雪による圧縮深は、

$$\text{REDUCT} = P \cdot DP' / \text{WEQ}' \cdot (DP' / 10) \cdot 0.35 \cdot 0.3224 \quad (1)$$

で表わした。ここに、REDUCT

は圧縮深(mm)、Pは降雪量(mm)

DP' は新雪が積もる前の積雪

深(mm)、WEQ' は新雪が積もる

前の積雪水量(mm)である。

(1)式のPは降雪量であるが、雨の場合も積雪表層に含まれる雨の重量により積雪が圧縮されると考えられるから、Pは雨を含むことにした。

つぎに、既往モデルでは融雪による積雪深の変化(減少)を計算ステップにおける融雪計算後の積雪水量を全層平均密度で割ることにより算出しているが、実際は密度の小さい新雪から融けるので、新雪がある場合の融雪による積雪深の減少は既往モデルの計算値よりも大きいはずである。ここでは、ある計算ステップにおける降雪量のみを新雪とし、この分の融雪による積雪深の減少は融雪量を新雪密度で割って算出することにした。

さらに積雪期初期の適合性をよくするために、新雪の固体率の概念を導入した。すなわち、気温が高いときの雪は湿雪であるので地表に到達したときには、すでにある程度融けているという考え方である。こういった観測例は見えないので、ここでは以下のような関係を仮定した。

$$\begin{aligned} \text{WHNS} &= -0.113 \cdot T^{**2} + 1.0, \\ &= 1 \end{aligned}$$

$$\left. \begin{aligned} 0 < T &\leq 2.1 \\ T &\leq 0 \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

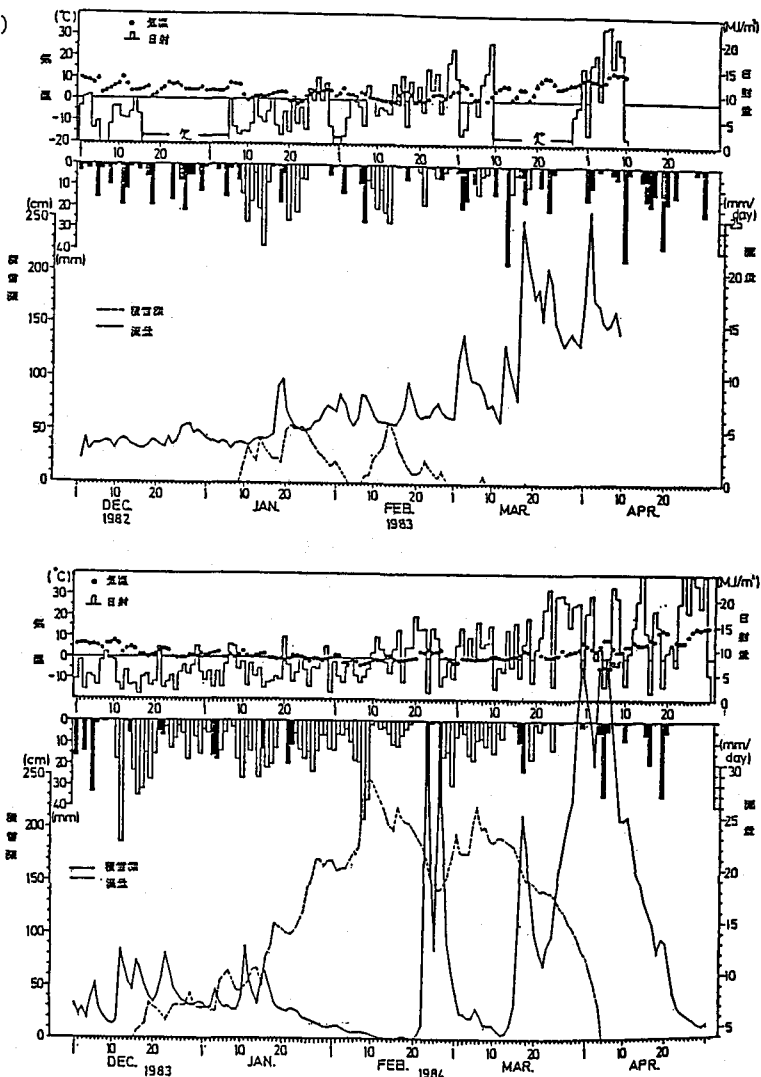


図-2 昭和58, 59年度の気温、日射量、降水量、積雪深、流量
(降水量はNo.8、流量は小流域、他は基準点)

ここに、 T は気温、 $WHNS$ は新雪の固体率で、この値に降雪量を乗じたものが新雪の水相当水量になるとした。

一方、既往モデルによる流出解析では、1～2月の流量計算値が幾分過大になる傾向があった。⁵⁾ 積雪内の融雪水の流動については、ザラメ化による“水みち”の形成が大きな影響を与えることがいわれており、ザラメ化がおこる前の一般に密度が0.1～0.2程度の時には可能保水率 WHC が高いのではないかと考え、ここでは全層平均密度と可能保水率の関係を表わす図-4の実線部のうち雪密度が0～0.4の範囲において破線の関係を仮定した。すなわち、

$WHC = 0.136 \cdot \exp(-3.05 \cdot DN)$ (3)

ここに、 WHC は可能保水率、 DN は積雪密度である。

4. 改良モデルの適用結果

以上のような改良モデルの適用結果を以下に述べる。パラメータ

は融雪定数 $BDHF$ の値を昭和59年度の消雪日の再現を重視して、1.0を1.1に若干変更したが、その他のパラメータは既往モデルの値をそのまま用いた。

まず、図-5、6は基準点での積雪深の適用結果であるが、改良モデルは多雪年、少雪年をとわず再現性はほぼ満足いくものである。同様に、図-7、8に改良モデルによる積雪水量、地表面到達水量（積算値）の計算結果を示す。地点は基準点である。積算開始日は58年度は積雪が始まった昭和58年1月10日、59年度は昭和58年12月12日である。参考のため図中には降水量と小流域の流出量の積算値も示してある。積雪水量と地表面到達水量の積算値を加えたものが降水量の積算値になるという関係である。なお、流量は基底流量（58年度は3.0mm、59年度は3.9mm）を差し引いてある。積雪水量の計算値と観測値とを比較すると、観測時点が少ないものの一応満足できる結果ではなかろうか。地表面到達水量と流出量を比較すると、58年度は絶対量が小さく、図中では関係があまり明確とは言えないが、流出量の変化に対応している。積雪初期に比べて、後期のほうが地表面到達水量に対する流出量の増加割合が大きくなる傾向にあるが、積雪初期の初期損失量が多いことを考えれば理解できよう。59年度も58年度と同様の関係がより明瞭に現れている。ただし、3月下旬の流出量の増加に対して、地表面到達水量の増加が一週間程遅れている。このことは基準点での地表面到達水量を流出モデルにそのまま入力したのでは、この期間の流出量を再現できないことを意味している。小流域での積雪調査結果では、南面と北面で積雪水量に大きな差があり、この時期には北面では融雪が生じなかったが、南面および河道付近では

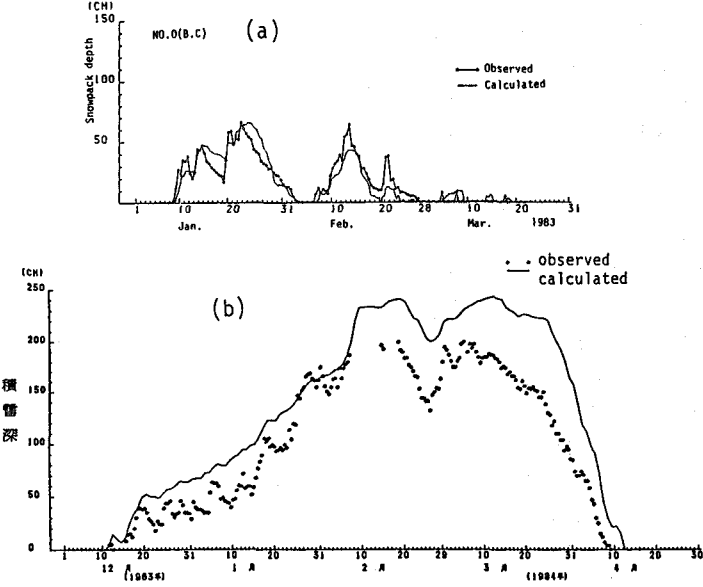


図-3 既往モデルでの積雪深の計算結果 (a)58年度 (b)59年度

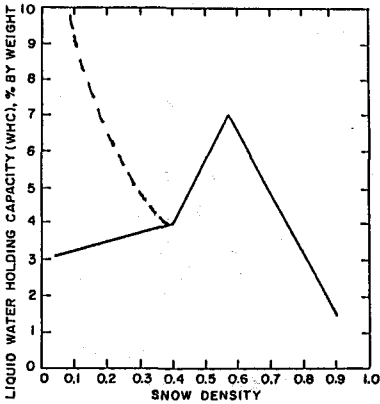


図-4 積雪密度と可能保水率との関係

融雪が生じていたことが考えられる。積雪・融雪の時・空間分布特性に地形因子としての標高、斜面の向きが、どの程度のウェイトでかかわっているのか、斜面の向きと日射量分布の関係を通して、現在検討中である。と同時に、日射量分布の導入は計算を一層煩雑にする方向に働くので、斜面の向きの導入効果が流域面積の増大、時間ステップの増大とともに、流量に感応する度合を鈍化させるのではないかと考えており、これらランピングスケールもさぐっていききたい。

図-9は改良モデルによる積雪密度の計算結果である。全体的な傾向は表現されており、2～3月にはよく実測値と対応しているが、積雪の初期と末期では過大評価となっている。これは含水量の算定にまだ問題があることを示唆しており、とくに可能保水率と密度の関係について現在、1) 密度

度が0.4以上においても(3)式をそのまま延長する、2)各地の積雪断面観測図から含水量と密度、雪質を読みとり、関係式を見出す、3)暖地性積雪におけるザラメ化指標を介して両者の関係を見出す、といった検討を、また可能保水率以上の融雪水が雪層内を重力水として降下し、地表面到達水量になるわけであるが、その雪層内での流出率についても“水みち”の形成とも関連するので、何らかの改良を試みたいと考えている。

最後に、この改良モデルを降水の標高にともなう割増率 0.0009 (mm/m) 気温減率 $0.6 \text{ (}^\circ\text{C/100m)}$ で流域内各地点に適用した結果の一例を示す。図-10は積雪水量の高度分布の計算結果である。積雪水量の高度分布は1月下旬までは直線性が明らかであるが、2月中旬以降は谷部、平野部と尾根部に分離されるようになり、そのバラツキも大きくなっている。計算値は谷部のポイントが標高の高いところがないこともあって、高標高では過大となる傾向にある。この原因としては、降水量の増加率、気温減率のとり方、日射量分布の影響などが考えられる。ちなみに、図-11は月ごとの気温減率の平均値の日変化を示したものである。気温減率には日変化がみられ、日中10～18時には標準大気の減率に近づくが、夜間には減少する。また、2月、1月、3月の順で較差が大きくなり、1月、3月では夕方から早朝にかけて気温の逆転が生じることが多い。また、基準点との気温差を1月と3月の昼間(7～18時)、夜間(19～6時)に分けてみると、尾根部と谷部でその分布が異なり、標準大気の減率で一定減率を用いた計算では1月の尾根部(昼間、夜間とも)、3月の谷部ではほぼ妥当な値となっているが、1月、3月の夜間は谷部で過大、3月

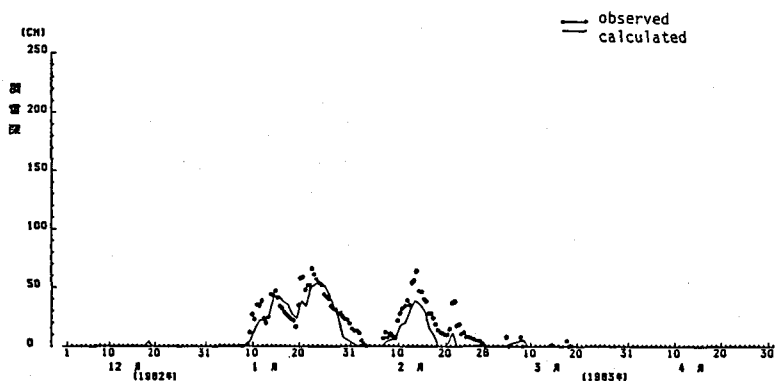


図-5 改良モデルによる積雪深の計算結果(58年度)

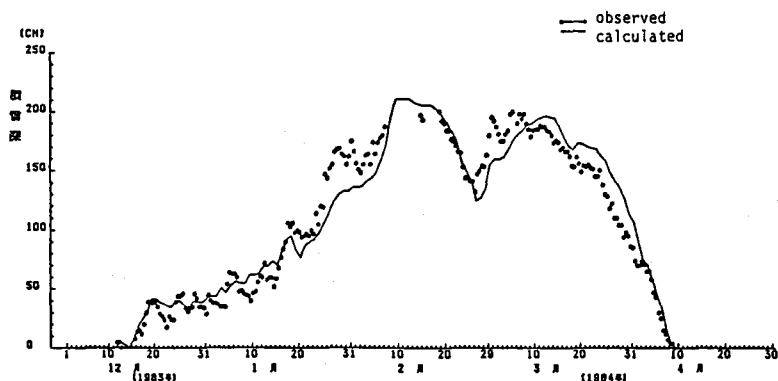


図-6 改良モデルによる積雪深の計算結果(59年度)

の尾根部で過小評価となることはいえる。これは積雪初期の計算流量が過大、後期の高標高地点での積雪水量の計算値が過大になることの原因であろう。こうしたことを考えると、気温分布の評価については、平野部と山頂(斜面部)に観測値がある場合は、平野部はそのままの観測値を、斜面部は図-11のような斜面部での月ごとの日変化曲線を用いるのが望ましい。また観測地点が1地点しかない場合は図-11の平野部、斜面部を一括した月ごとの日変化曲線を用いるか、あるいは平野部、斜面部の個々の日変化曲線を用いる、といった工夫が必要であるかもしれない。いずれにしても融雪計算には、0℃以上の気温が影響することになるの

で、1月の誤差の影響は小さいとしても、3月の誤差は無視することができないので、上記のような何らかの改良をはかることを検討していきたい。

5. おわりに

以上、改良を加えた積雪・融雪モデルを少雪年である58年および多雪年である59年両年に適用した。適用結果は全体的にはほぼ満足いくものであるといえる。時間的、空間的な細部にわたっての比較も考察したので新たな問題点も浮かびあがってきたが、利用できるデータに応じてモデルの単純化は不可欠であるし、精度もそれと関連して議論する必要がある。流出モデルを通した流量の再現性により最終的にはモデルの決定がなされていく。58年度については既往モデルによる地表面到達水量をタンクモデルを介して流量再

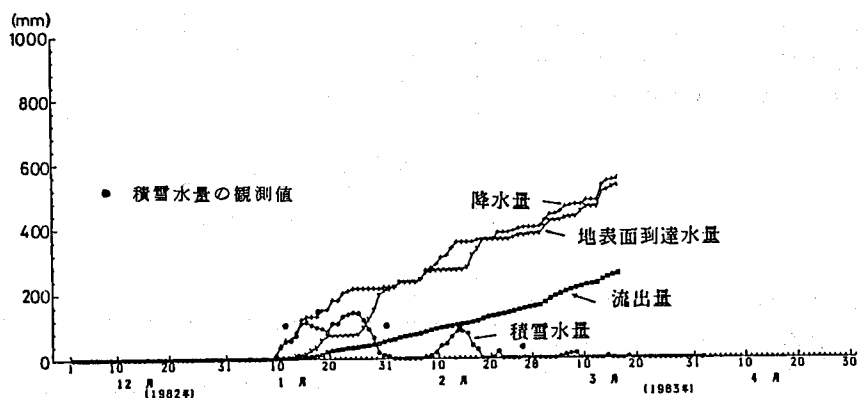


図-7 改良モデルによる積雪水量、地表面到達水量(積算)の計算値と降水量、流出量の積算値(58年度)

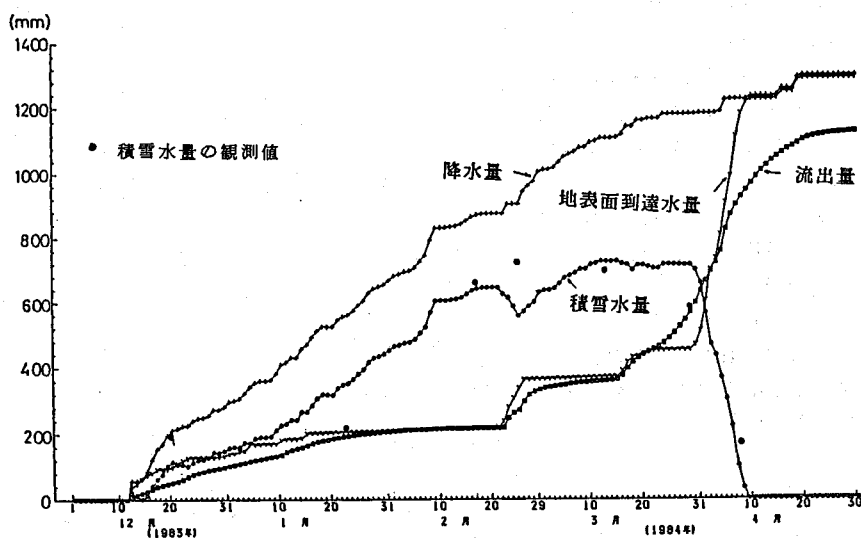


図-8 改良モデルによる積雪水量、地表面到達水量(積算)の計算値と降水量、流出量の積算値(59年度)

現をおこない、ほぼ満足いく結果を得ている⁵⁾ので、早急に本報での改良モデルを同様に58、59年両年に適用し流量再現を試みたい。

(参考文献)

- 1) 池淵・宮井・友村：琵琶湖大浦川流域の積雪・融雪・流出解析，第29回水理講演会論文集，1984. 2
- 2) 山口清：雪に強い森林の育て方，豪雪地帯林業技術開発協議会編，pp 31, 1984. 7 .
- 3) 中島・井上：琵琶湖流域の降・積雪観測について，水資源研究センター研究報告第 3 号，1983. 1 .
- 4) 伏見 碩二：琵琶湖の雪－暖地積雪の構造，琵琶湖研究所報 2，1983 .
- 5) 池淵・宮井・友村：琵琶湖北部域の積雪・融雪・流出調査とその解析，京都大学防災研究所年報第27号B - 2，1984. 4 .

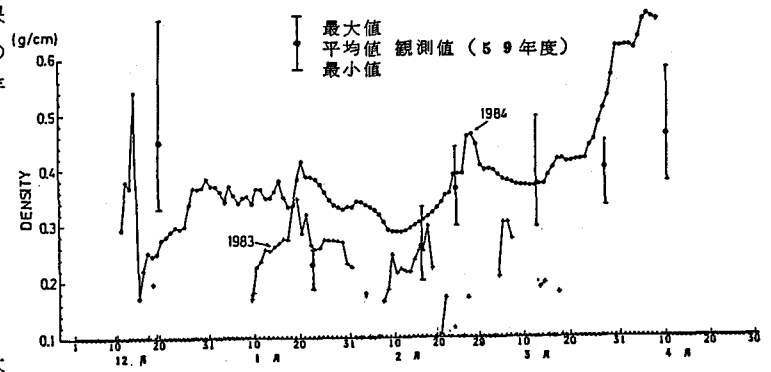


図-9 改良モデルによる積雪密度の計算値

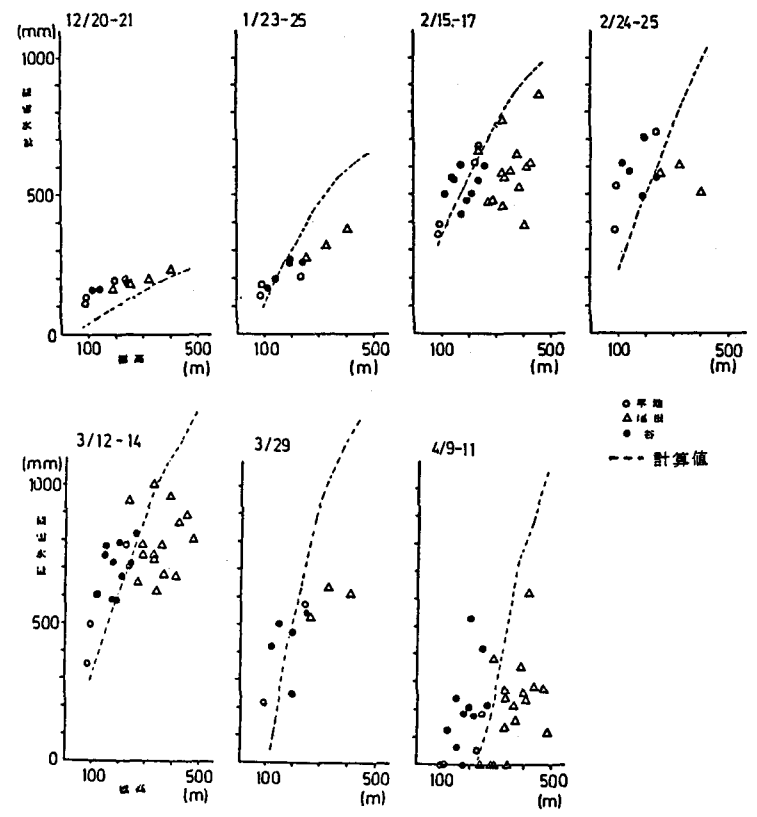


図-10 積雪水量の高度分布の計算結果

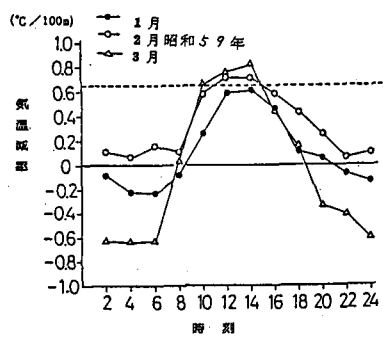


図-11 気温減率の日変化
(平野部、斜面部の平均値)