

融雪を考慮した山地流出モデルに関する研究

中山恵介¹, 伊藤哲², 藤田陸博³, 斎藤大作⁴

¹正会員 工博 国土交通省国土技術政策総合研究所海洋環境研究室 (〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1)

²正会員 工修 大林組東京本社土木技術本部設計第四部 (〒108-8502 東京都港区港南2-15-2)

³正会員 工博 北海道大学大学院工学研究科教授 (〒060-8618 北海道札幌市北区北13条西8丁目)

⁴正会員 工修 国土交通省北海道開発局石狩川開発建設部計画課第2計画係 (〒060-8541 札幌市中央区北2条西19丁目)

近年の計算機の発達により物理過程の考慮された河川流出解析が可能になりつつある。河川流域における水分の移動過程は河道流とともに土中における浸透流や地下水など、複雑な形で構成されており、それぞれの流れは別々の水理学的挙動をもつ。山地流域を対象とした本研究では、浸透部に不飽和浸透流、表面部に河道流および斜面流を用い、全流域を長方形グリッドで覆うことで差分法による空間的な計算を行う流出モデルを構築した。また長期解析、通年の解析を可能にするため熱収支方程式を用いた融雪水量推定モデルを構築した。流出再現計算を夏期および融雪期に関しそれぞれ行い、いずれも長期間の計算にもかかわらず良い再現性が得られた。

Key Words : run-off, infiltration flow, surface flow, moisture content, geographical information system, snow melt, turbulent model, filter function

1. はじめに

近年、環境問題への配慮から、流出解析においても水量の推定、予測だけでなく、砂移動の予測、推定、溶解、非溶解を問わない物質の推定、予測が重要視されている。さらに、以上に示した新たな物質の移動を考慮するためには、多くの分野間の知識を融合し解析することが必要である。

水量だけでなく物質の移動を考慮した解析を可能とするためには、これまでに考えられてきた現象をブラックボックス的に考慮したモデルではその適応性に限界がある。それは、新たな物質を考慮しなければならないために増加する意味をもたないパラメータの存在にある。そのため、多くの物質を考慮したモデルの構築のためには、物理的な機構を考慮する必要がある。さらに、物理的に現象を捕らえることで、多くの分野にわたる知識を融合する際に互いの理解を得やすくなる。

これまでの流出解析手法には、流出機構をブラックボックス的に扱ったモデル^{1), 2)}、流出の機構を表面流として取り扱った貯留関数モデル^{3), 4)}、キネマティックウェーブモデル⁵⁾、河道網を用いたモデル^{6), 7)}が存在する。前述の2つのモデルは流出機構を物理的に考慮していない点、後述の2つのモデルはインプットとなる有効雨量、物質の流入を与えなければならない点が

問題として残る。

そのような観点から、本研究では不飽和浸透流を考慮した流出解析モデルを構築した⁸⁾⁻¹²⁾。流域全てを長方形グリッドで覆うことで差分法による空間的な計算を行い、より物理過程を考慮したモデルとした。さらに表面流を河道流、斜面流に分割し、表面流においては水平せん断に基づいた1次元浅水方程式⁹⁾を用いた。この方法は差分法によるサブグリッドスケール(SGS)の効果を考慮したものであり、物質の拡散といった現象をより精度よく再現できる河道流の計算が可能になる。また流域を小流域に分割して各小流域ごとに斜面流の計算を行っている。

さらに1年を通じた長期流出計算を可能にするために融雪流出についての検討を行った。北海道のような積雪地帯における融雪水は、春先における融雪洪水等の災害を引き起こす重要な要因でもある。融雪解析はこれまでも簡便なモデルとして、気温のみに着目したdegree-day法やdegree-hour法があげられるが、地形勾配に着目した空間的な融雪量の推定には気温データのみでは不十分である。そこで本研究では熱収支方程式を用い、地形勾配による日射量の空間分布を計算することで融雪量の流域分布に推定をし、構築した水文モデルのインプットとして用いて融雪期の洪水流出解析も行った。

2. モデル概要

本論文で提案する水文モデルは、浸透流および表面流により構成される。浸透流は土中の飽和不飽和浸透流を意味する。表面流とは土壌より上部の流れを示し、表面部では斜面流および河道流が表現される。図-1に流域断面の概念図を示す。本研究では対象流域を山地河川としていることから、地下水が卓越せず斜面方向の水分移動の影響が大きいと仮定^{13),14)}し、一定厚 H の浸透層を設けそれより深層には水分が存在しないものとした。

これまでの代表的な山地における長期流出解析モデルとしては、安藤・高橋¹⁵⁾によるものを挙げることができ、本モデルに比べると地下水を考慮している点でより多くの物理構造を考慮しているといえる。しかし、流出率に関して過去のデータを基に決定している点、不飽和帯における流出を降雨により判別している点等、情報処理技術が発達した現在において、簡易すぎると考えられるモデル化が存在する。本モデルはこの点をクリアにするため、不飽和帯に不飽和浸透流理論を用い、流出率をパラメータを用いて決定する必要をなくした。逆に、あまり観測データのない流域においても再現性のよい、ブラックボックス的な流出モデル¹⁶⁾が比較される研究として挙げることができるが、近年の観測機器、技術の向上にともない、物理的なモデルを構築する下地が整備されつつあることを考慮して、本モデルを提案するものである。

図-2に、本モデルにおける水分移動の概念図を示す。降雨データ等のインプットデータは瞬間的に浸透層へ鉛直方向に平均的に浸透すると仮定した。計算課程において飽和に達した浸透層はそれ以上水分が保水できないため、その水分は表面部に湧き出す。湧き出した水分は斜面流として河道へ伝播し、河道での計算結果が流出量として算出される。以下に浸透層および表面部の基礎方程式を示す。

3. 浸透流

浸透部では連続の式(式(1))およびDarcy則による運動方程式(式(2))を用い、一定の浸透層厚 H を導入して鉛直方向に積分することにより式(4)の不飽和浸透流方程式を導出することが出来る。一定の浸透層厚を導入した理由は、山地河川を対象としていることおよび現地における明確な浸透層厚の空間分布を計測することが困難なためである。

$$\frac{\partial(\rho m)}{\partial t} = \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} \quad (1)$$

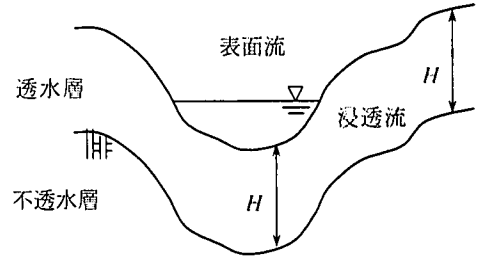


図-1 流域断面の概念図

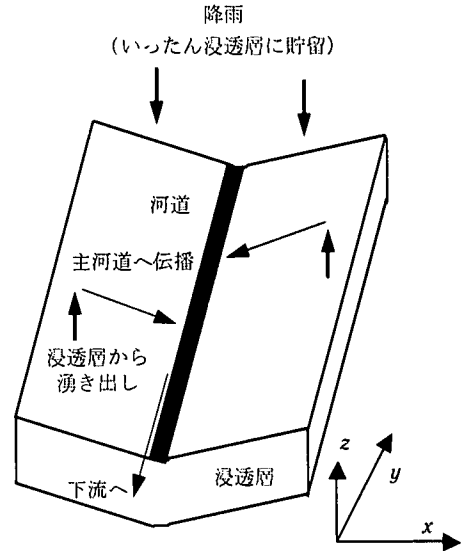


図-2 水分移動の概念図

$$\begin{cases} u = -k \frac{\partial \phi}{\partial x} \\ v = -k \frac{\partial \phi}{\partial y} \\ w = -k \frac{\partial \phi}{\partial z} \end{cases}, \quad \phi = \varphi + z \quad (2)$$

$$k = k_s \left(\frac{m - m_r}{m_s - m_r} \right)^n \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} - H \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial h}{\partial x} \right) - H \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial M}{\partial x} \right) \\ - H \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial h}{\partial y} \right) - H \frac{\partial}{\partial y} \left(D \frac{\partial M}{\partial y} \right) + w \Big|_{z=h} = 0 \end{aligned} \quad (4)$$

$$M = \frac{1}{H} \int_h^{h+H} m dz \quad (5)$$

$$D = k \frac{\partial \varphi}{\partial m} \quad (6)$$

ここで、 ρ :水の密度、 u, v, w : x, y, z 方向流速、 m :水分の単位体積比、 k :不飽和透水係数、 k_s :飽和透水係数、 ϕ :全水頭、 ϕ :サクション、 h :基準面から浸透層下部までの高さ、 k_0 :飽和透水係数、 H :浸透層厚、 m_r :残留体積含水比、 m_s :飽和体積含水比、 D :水分拡散係数^{(7)-⁽⁹⁾}である。式(4)において右辺は z 方向の水分変化量の積分値であり、この項に降雨量および融雪量の入力水分量を用いる。以下この項を r とする。

長方形グリッドを用いて式(4)を差分計算で数値的に解く場合、差分間隔を浸透層厚よりかなり小さく取らないと体積含水比の保存が満たされない。そこで、式(4)に、大きな差分間隔でも計算できるような補正を行う。以下、簡単のため1次元での補正された差分方程式の導出を行う。式(7)に、1次元の不飽和浸透流方程式を示す。

$$\frac{\partial M}{\partial t} - H \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial h}{\partial x} \right) - H \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial M}{\partial x} \right) - r = 0 \quad (7)$$

式(7)に、式(9)で示されるフィルター関数をかけることで空間平均を行い、式(8)が得られる。

$$\frac{\partial M'}{\partial t} - H \frac{\partial}{\partial x} \left(k' \frac{\partial h'}{\partial x} \right) - H \frac{\partial}{\partial x} \left(D' \frac{\partial M'}{\partial x} \right) - r' = HG * \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(k' \frac{\partial h'}{\partial x} \right) \right\} + HG * \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(D' \frac{\partial M'}{\partial x} \right) \right\} \quad (8)$$

$$f' = G * \{f\} \quad (9)$$

$$f = f' + f' \quad (10)$$

ここで、 G :フィルター関数、 f' :差分メッシュ間隔で平均化された値、 f' :差分メッシュ内での平均値からの偏差である。差分メッシュ間隔が大きくなることにより、式(8)の右辺の効果が大きくなり、体積含水比の保存が満たされなくなる。式(8)の右辺を導くために、あるメッシュポイント i における概念を示した図-3を利用する。メッシュ間隔を Δx 、隣り合った点を左から M_{i-1} 、 M_{i+1} とし、ポイント i における体積含水比 M_i の影響域である左右の点での体積含水比を $M_{i-1/2}$ 、 $M_{i+1/2}$ とすると、ポイント $i-1/2$ 、 $i+1/2$ における浸透層内の流速は、式(11)、式(12)で与えられる。

$$u_{i-1/2} = -D_{i+1/2} \frac{M_{i+1/2} - M_i}{\Delta x/2} - k_{i+1/2} \frac{h_{i+1/2} - h_i}{\Delta x/2} \quad (11)$$

$$u_{i+1/2} = -D_{i-1/2} \frac{M_i - M_{i-1/2}}{\Delta x/2} - k_{i-1/2} \frac{h_i - h_{i-1/2}}{\Delta x/2} \quad (12)$$

ポイント i における、体積含水比 M_i の浸透層厚平均変化率は、降雨量 r と体積含水比の保存を満たすように、ポイント $i-1/2$ 、 $i+1/2$ における単位時間あたりの流入、流出から得られる。つまり式(11)による流入と式(12)

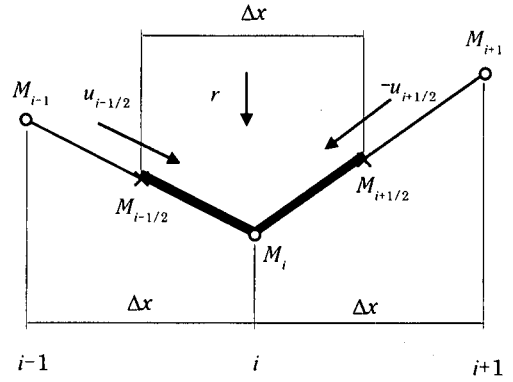


図-3 ポイント i 周辺の記号

による流出との差が、 i を中心とした差分メッシュ間隔 Δx における体積含水比 M_i の浸透層厚平均変化率であるといえ、体積含水比の変化量は式(13)で与えられる。

$$\frac{1}{H} \frac{\Delta M_i}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta x} (-u_{i+1/2} + u_{i-1/2}) + r \quad (13)$$

式(13)に、式(11)、式(12)を代入することにより、式(14)のように、差分計算に対応した形に展開できる。さらに式(14)は、 $\Delta x \rightarrow 0$ とすることで式(15)の微分方程式へと書き直すことが出来る。

$$\begin{aligned} \frac{1}{H} \frac{\Delta M_i}{\Delta t} = & (D_{i+1/2} - D_{i-1/2})(M_{i+1/2} - M_{i-1/2}) / (\Delta x)^2 \\ & + D_i (M_{i+1/2} + M_{i-1/2} - 2M_i) / (\Delta x/2)^2 \\ & + (k_{i+1/2} - k_{i-1/2})(h_{i+1/2} - h_{i-1/2}) / (\Delta x)^2 \\ & + k_i (h_{i+1/2} + h_{i-1/2} - 2h_i) / (\Delta x/2)^2 \\ & + (\Delta x)^2 (D_{i+1/2} + D_{i-1/2} - 2D_i) / (4\Delta x/2)^2 \\ & \times (M_{i+1/2} + M_{i-1/2} - 2M_i) / (\Delta x/2)^2 \\ & + (\Delta x)^2 (k_{i+1/2} + k_{i-1/2} - 2k_i) / (\Delta x/2)^2 \\ & \times (h_{i+1/2} + h_{i-1/2} - 2h_i) / (\Delta x/2)^2 \\ & - D_i (M_{i+1/2} + M_{i-1/2} - 2M_i) / 2(\Delta x/2)^2 \\ & - k_i (h_{i+1/2} + h_{i-1/2} - 2h_i) / 2(\Delta x/2)^2 + r \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} - H \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial h}{\partial x} \right) - H \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial M}{\partial x} \right) - r = \\ H \frac{1}{4} \left(\frac{\Delta x}{2} \right)^2 \frac{\partial^2 k}{\partial x^2} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - H \frac{1}{2} k \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \\ + H \frac{1}{4} \left(\frac{\Delta x}{2} \right)^2 \frac{\partial^2 D}{\partial x^2} \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} - H \frac{1}{2} D \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} \end{aligned} \quad (15)$$

式(8)と式(15)を比較することにより、式(16)、式(17)が得られる。なお比較にあたり、 M' はフィルター関数により格子平均された値であり、GS(グリッドスケール)成分として定義されるものである。なお、以

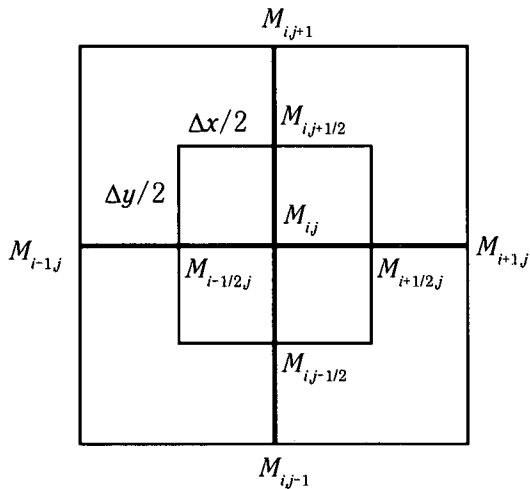


図-4 差分計算で用いる値の概念図
(式(18)から式(22)に対応)

降 M は簡略化のため、 M と表記することとする。

$$C * \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial h}{\partial x} \right) \right\} = \frac{1}{4} \left(\frac{\Delta x}{2} \right)^2 \frac{\partial^2 k}{\partial x^2} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - \frac{1}{2} k \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad (16)$$

$$C * \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial M}{\partial x} \right) \right\} = \frac{1}{4} \left(\frac{\Delta x}{2} \right)^2 \frac{\partial^2 D}{\partial x^2} \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} - \frac{1}{2} D \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} \quad (17)$$

同様の作業を、2次元の式(4)に用いることにより、式(18)に示される、修正された不飽和浸透流方程式を得ることが出来る。ここで、ポイント*i*における方程式を算定する際に、図-3のように隣の点との間の点*i-1/2*、*i+1/2*の値を用いたことに注意する。つまり、差分計算を行う際には、式(19)から式(22)で示される値を用いて、差分間隔 $\Delta x/2$ で計算しなければならないことを意味する。更に、隣の点*i-1*、*i+1*のどちらか、体積含水比が残留値と等しくなった点は、ポイント*i*に影響を与える流入、流出が無くなるため、その場合には、式(18)から式(22)のそれぞれ下に示された値を中間点*i-1/2*、*i+1/2*の値として用いる。図-4に、式(19)から式(22)に対応した2次元計算における、メッシュ構成を示す。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial M}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial h}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial h}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial M}{\partial x} \right) \\ & - \frac{\partial}{\partial y} \left(D \frac{\partial M}{\partial y} \right) - r = \frac{1}{4} \left(\frac{\Delta x}{2} \right)^2 \frac{\partial^2 k}{\partial x^2} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - \frac{1}{2} k \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \\ & + \frac{1}{4} \left(\frac{\Delta y}{2} \right)^2 \frac{\partial^2 k}{\partial y^2} \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} - \frac{1}{2} k \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \\ & + \frac{1}{4} \left(\frac{\Delta x}{2} \right)^2 \frac{\partial^2 D}{\partial x^2} \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} - \frac{1}{2} D \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} \\ & + \frac{1}{4} \left(\frac{\Delta y}{2} \right)^2 \frac{\partial^2 D}{\partial y^2} \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} - \frac{1}{2} D \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \end{aligned} \quad (18)$$

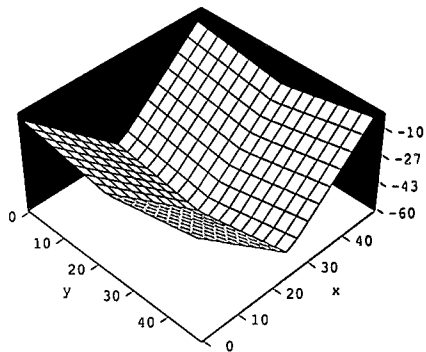


図-5 領域コンタ図 (case1)

$$M_{i+1/2,j} = \begin{cases} 0.5(M_{i,j} + M_{i+1,j}) & (M_{i+1,j} > M_r) \\ M_r & (M_{i+1,j} = M_r) \end{cases} \quad (19)$$

$$M_{i-1/2,j} = \begin{cases} 0.5(M_{i,j} + M_{i-1,j}) & (M_{i-1,j} > M_r) \\ M_r & (M_{i-1,j} = M_r) \end{cases} \quad (20)$$

$$M_{i,j+1/2} = \begin{cases} 0.5(M_{i,j} + M_{i,j+1}) & (M_{i,j+1} > M_r) \\ M_r & (M_{i,j+1} = M_r) \end{cases} \quad (21)$$

$$M_{i,j-1/2} = \begin{cases} 0.5(M_{i,j} + M_{i,j-1}) & (M_{i,j-1} > M_r) \\ M_r & (M_{i,j-1} = M_r) \end{cases} \quad (22)$$

2次元500m四方の小流域を用いて補正した場合としない場合の方程式による計算結果の比較を行った。計算は地形勾配および初期水分量の分布を変えた7ケースについて行った。ここで、式(23)を導入して水分量 M を無次元化した。これにより $M_r=1.0$ が飽和を示し、 M_i は $0.0 \leq M_i \leq 1.0$ の範囲で示されることとなる。浸透により湧き出す水量の検証は、領域中央点における初期状態からの貯留量の変化 S (式(24))を用いた。式(25)に計算条件を示す。補正した場合(式(18))としない場合(式(4))については $\Delta x=250.0m$ で計算し、メッシュの小さい場合 $\Delta x=1.0m$ の結果を厳密解として用いた。図-5にCase1の領域コンタ図、図-6に初期水分量分布および x , y 軸縦断方向から見た地形勾配の図を示す。図-6において各グリッドの数値は無次元化した水分量の初期条件を示す。他のケースの条件に関しては紙面の都合上省略する。

$$M_s = \frac{M - M_r}{M_s - M_r} = \frac{M - M_r}{M_d} \quad (23)$$

$$M_d = M_s - M_r = H(m_s - m_r)$$

$$S = \int_c M_s(t) dc - \int_c M_s(0) dc \quad (24)$$

$$\begin{cases} \Delta t = 10 \text{ (s)} \\ H = 1.0 \text{ (m)} \\ k_s = 1.0 \times 10^{-4} \text{ (m/s)} \\ D = 2.0 \times 10^{-4} \text{ (m/s)} \\ M_d = 0.4 \text{ (m)} \end{cases} \quad (25)$$

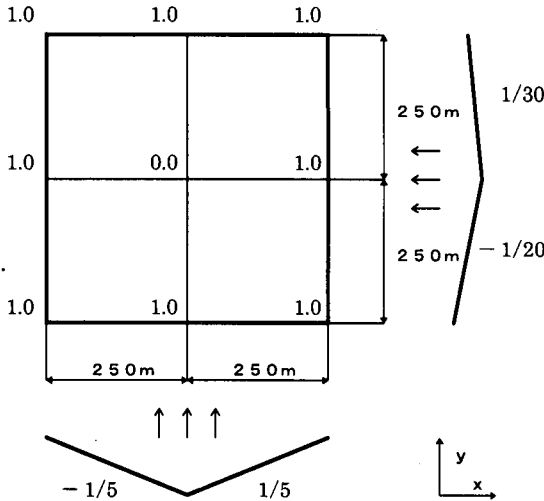


図-6 初期水分量分布およびx, y軸縦断方向から見た地形勾配 (case1)

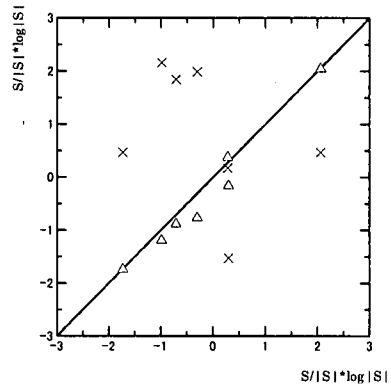
表-1に7ケースの計算結果を、図-7に厳密解と250mメッシュの計算結果との対応関係をそれぞれ示す。図-7の横軸は厳密解に近い $\Delta x=1.0m$ の、縦軸は $\Delta x=250.0m$ の計算結果を示し、 Δ は補正した場合、 \times は補正しない場合である。各値がグラフの対角線上に近づくほど厳密解に一致することを示す。補正しない場合は厳密解とはかなりの誤差があり、ばらつきが見られ、補正した場合の計算結果は厳密解との良好な一致が得られた。よって、浸透流の計算には式(18)を用いることとする。

4. 表面流

(1) 斜面流

長期流出計算において、長方形グリッドを用いた差分法による不等流計算を全流域に関して行うことは現段階では計算時間の都合上困難である。そこで、表面流を河道流と斜面流とに分け、斜面流においては流量の伝播速度を理論的に導くことにより、遅れ時間を考慮した各メッシュからの湧き出す表面流を計算でき、河道に流入する水分量を計算できることとした。全流域は河道を構成する各点に対応する小流域に分割されており、斜面流の計算は河道点を下流端とする各小流域ごとに行われる。

ある時刻における浸透部から表面部への平均湧き出し強度は、浸透流の計算により得られた各メッシュ点での湧き出し量を用いて以下の式(26)で示すことができる。なおある瞬間の各点における湧き出し量は、飽和した以上の水分量を表面流に換算することで求められる。



Δ 補正した場合(式(18))
 \times 補正しない場合(式(4))

図-7 厳密解と250mメッシュの計算結果との対応関係

表-1 7ケースの計算結果

case No.	$S(m) (\Delta x=1m)$	$S(m) \Delta x=250m$ (補正なし)	$S(m) \Delta x=250m$ (補正あり)
1	114.652	2.957	110.493
2	-53.755	2.957	-54.964
3	-0.509	-33.748	-1.443
4	1.888	1.506	2.412
5	-9.674	145.037	-15.532
6	-2.023	97.404	-5.826
7	-5.143	70.286	-7.586

$$(q_s)_n = \frac{\Delta x \Delta y}{\Delta t} \sum_j \sum_i (q_{i,j})_n \quad (26)$$

ここで、 Δt : 差分計算時間間隔、 $(q_{i,j})$: 小流域 n 内のメッシュ点 i, j における浸透層から表面への湧き出し量、 A_n : 小流域 n の流域面積である。

流域を長方形で代表し、小流域 n の斜面長を L_n 、幅を B_n 、勾配を一定値 I_n とし、式(26)で示される湧き出し強度が継続して与えられるとすると、小流域 n における斜面流に関する方程式は、式(27)¹¹⁾、式(28)¹¹⁾で与えられる。

$$f \frac{U^2}{h_r} = g I_n \quad (27)$$

$$\frac{\partial h_r}{\partial t} + \frac{\partial U h_r}{\partial \xi} = (q_s)_n \quad (28)$$

ここで、 f : 河床における抵抗係数、 h_r : 水深、 U : 流下方向流速、 ξ : 最上流端をゼロとし最下流端、すなわち河道点を L_n としたときの座標軸である。

式(27)は、フルード数を用いて表現すると、式(29)のように変形することが出来る。

$$U = \sqrt{g F_d h}^{\frac{1}{2}} \quad (29)$$

山地河川のみならず、一般河川では、水深が変化することによりフルード数も変化すると考えられる。そのため、一定勾配におけるフルード数を水深の関数として考慮する必要がある、Hey^{6),7)}により導かれた、山地河川における水深と平均流速の関係式(式(30))を用いる。

$$\frac{U}{\sqrt{g h_n I_n}} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{a h_n}{3.5 (d_{84})_n} \right) \quad (30)$$

ここで、 $a: 11.16$, $(d_{84})_n$: 小流域 n に関する河床材料84%代表粒径、 $\kappa: 0.4$ である。式(30)は、式(31)のようにフルード数の関数へと変形することが出来、その変化をフルード数0.8まで計算すると、図-8の太線で示される結果が得られる。フルード数0.8までのみ計算したのは、局所的には常、射流混在であるが、山地河川におけるマクロ的な視野での流れは常流であること、式(26)で示される湧き出し強度が、小流域全体のものであるため非常に小さな値となり、それ以上のフルード数になることがないことに基づく。

$$F_d = \frac{\sqrt{I_n}}{\kappa} \ln \left(\frac{a h_n}{3.5 (d_{84})_n} \right) \quad (31)$$

式(31)は、フルード数を水深の関数で示しているが、対数の関数であるため、この後行われる計算において困難を生じさせる。そこで式(31)を、式(32)で示される関数で近似することにする。

$$F_d = F_{dk} \sqrt{\frac{a}{3.5 (d_{84})_n}} \exp \left(-\frac{\kappa F_{dk}}{2 \sqrt{I_n}} \right) h_n^{\frac{1}{2}} \quad (32)$$

ここで、 F_{dk} : 定数である。図-8中の細線は、式(32)による計算結果を示しており、良好な近似が得られているのが分かる。Heyの式は、およそ $h \geq d_{84}$ の範囲で実河川に適用できることが示されているが、それ以下では新たに関係を導く必要がある。しかし式(32)は、水深がゼロに近くなるに連れてフルード数がゼロに近づく関係を示しており、実際にも水深がゼロでは流れが生じないためフルード数ゼロという近似は適当であると考えられるため、式(32)を全水深に用いることにした。更に、これまでの研究で水深の1/4に比例させるとよい近似が得られることが報告されている²⁰⁾が、本研究では平水時の小流量時における再現も行う必要があるため、フルード数の小さな場合により一致する1/2に比例させる関数を用いることにした²¹⁾。

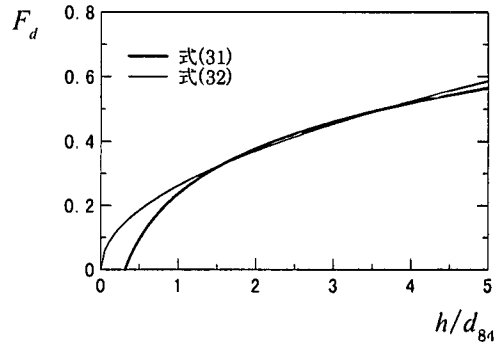


図-8 Heyによる $I=1/150$ における水深の変化によるフルード数の変化

式(28)に、式(29)と式(32)を代入することにより、式(33)が得られる。

$$\frac{\partial q}{\partial t} + 2\beta_n q^{\frac{1}{2}} \frac{\partial q}{\partial x} = 2\beta_n q^{\frac{1}{2}} q_s \quad (33)$$

$$\begin{cases} q = U h_n \\ \beta_n = (F_{dk})^{1/2} \left(\frac{a g}{3.5 (d_{84})_n} \right)^{1/4} \exp \left(-\frac{\kappa F_{dk}}{4 \sqrt{I_n}} \right) \end{cases} \quad (34)$$

式(33)は、特性曲線法を用いて得られた、ある河道点からの湧き出しが最下流点まで達するまでの平均伝播速度を示す。紙面の都合上、詳細は省略し、式(35)に平均伝播速度の解のみ示す。

$$U_s = \beta (q_s (L-x))^{\frac{1}{2}} \quad (35)$$

(2) 河道流

河道はGISデータを用いて、差分法の長方形グリッドと同様の Δx ごとの点で構成される。式(36)-式(40)に、本研究で用いる河道流モデル^{10),22)}を示す。式(36)は連続式であり、横流入は式(35)で示される斜面流の伝播速度により各河道点、各時間ごとに計算される値を用いる。式(37)は運動方程式であり、右辺に水平せん断に基づいた乱流の項を含んでいる点の特徴である²²⁾。ちなみに式(37)は樹林の効果も考慮したものとなっているが、本論文では樹林群無しとして計算した。

$$\frac{\partial h_R}{\partial t} + \frac{\partial B h_R u}{\partial x} = \frac{q_L}{B} \quad (36)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = & -g \frac{\partial}{\partial x} (h_R + z_b) + v \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - (v + v_i) \frac{2u}{\alpha B^2} \\ & + \frac{1}{(1-c) h_R} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (1-c) h_R \left(2v_i \frac{\partial u}{\partial x} - E \right) \right\} \end{aligned} \quad (37)$$

$$\frac{v_i}{(C_s \Delta)^2} = -A + \left\{ A^2 + 2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{u}{\alpha B} \right)^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (38)$$

$$A = \frac{|u|}{h_r} \left(\frac{C_s}{C_k} \right)^2 \left(f + \frac{C_D}{2} \frac{B_d}{(1-c)B} \right) \quad (39)$$

$$E = \frac{v_i^2}{(C_k \Delta)} \quad (40)$$

ここで、 B : 川幅、 h : 水深、 z_b : 河床高さ、 q_i : 横流入量、 v : 動粘性係数、 c : 樹林の混入率、 α : 0.5、 C_k : 0.296、 C_s : 0.307^{(23), (24), (25), (26), (27), (28)}、 B_d : 樹林群のメッシュ内における投影面積、 Δ : 代表長さである。なお河道モデルにおいても式(30)のHeyによる平均流速公式を用いる。

5. 降雨量

流出解析において降雨量などの入力水分量の与え方は最も重要であり、計算結果に与える影響も大きい。降雨量の与え方としてティーセン法などの流域平均降雨量の推定法が存在するが、本モデルは長方形グリッドを用いた空間的な解析法であるため、流域の降雨量分布を推定して計算の入力量として与える必要がある。そこで、各メッシュの降雨量 R_{ij} は式(41)に示すように雨量観測所までの距離に反比例させて与え、近くに位置する観測所の雨量データの影響を大きくした。

$$R_{ij} = \frac{\sum_n r_n / d_{n(i,j)}}{\sum_n 1 / d_{n(i,j)}} \quad (41)$$

ここで、 r_n : 雨量観測所 n の降雨量、 $d_{n(i,j)}$: メッシュ (i,j) から雨量観測所 n までの距離である。

6. 融雪量

北海道などの積雪地帯において、春先における融雪量は夏洪水と比較しても非常に大きい値であり、融雪水は降雨とともに重要な入力水分量であると考えられる。融雪洪水の特徴は、降雨量のない期間においても温度上昇などの熱収支の影響から大きな出水を生じることにある。そのため融雪流出解析を行う場合には、夏洪水の入力水分量である降雨量に加え新たに融雪に伴う入力水分量を与える必要がある。これまでの多くの方法は、簡便なDegree-dayやDegree-hour法⁽²⁹⁾によるものが多かったが、観測技術の発達により、より物理的なモデルの適用が可能となってきている。

そこで、本研究では積雪面における熱収支方程式⁽³⁰⁾を用いて融雪水の推定を行った。また熱収支の中でも特に時間的・空間的な変化の大きい短波放射に着目して傾斜面に入力する日射量を推定することで、各グリッドごとの融雪量を推定することを試みた。

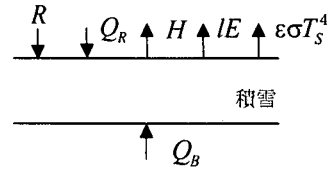


図-9 積雪面における熱収支

(1) 熱収支方程式

積雪面における熱収支は図-9で示されるように以下の式で表わされる⁽³¹⁾。

$$Q_c = R - \varepsilon\sigma T_s^4 - H - IE + Q_B + Q_R \quad (42)$$

$$R = (1 - \text{ref})S + \varepsilon L \quad (43)$$

ここで、 Q_c : 積雪層が表面および底面から得る正味のエネルギー（融雪に使われるエネルギー）、 R : 入力放射量、 ε : 積雪の射出率、 σ : ステファン-ボルツマン定数、 T_s : 積雪表面温度(K)、 H : 顕熱、 IE : 潜熱、 Q_B : 積雪底面からの地中伝導熱、 Q_R : 雨の熱量、 S : 水平面日射量、 L : 下向き大気放射量、 ref : 積雪面のアルベドである。

H , IE は、以下の式で与えられる⁽³¹⁾。

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T) \quad (44)$$

$$IE = l \rho C_E U [q_{\text{sat}}(T_s) - q] \\ \approx l \rho C_E U [(1 - rh)q_{\text{sat}}(T) + \Delta \cdot (T_s - T)] \quad (45)$$

$$\Delta = \frac{dq_{\text{sat}}}{dT} \quad (46)$$

ここで、 c_p : 空気 の定圧比熱、 ρ : 空気密度、 C_H , C_E : それぞれ顕熱および潜熱に対するバブル輸送係数、 U : 風速、 T : 気温(K)、 l : 水の気化潜熱、 $q_{\text{sat}}(T_s)$, $q_{\text{sat}}(T)$: それぞれ気温および積雪表面温度に対する飽和比湿、 q : 比湿、 rh : 相対湿度である。簡単な融雪量推定の際には、上記の式において Q_B , Q_R は無視できる。

ここで、 $Q_c = 0$ と仮定し T_s について解くと式(47)が得られる⁽³¹⁾($C_H = C_E$ と近似した)。

$$T_s = \frac{R - \varepsilon\sigma T_s^4 - l \rho C_H U (1 - rh) q_{\text{sat}}(T)}{4\varepsilon\sigma T_s^3 + (l \Delta + c_p) \rho C_H U} + T \quad (47)$$

式(47)において $T_s < 0^\circ\text{C}$ の場合は融雪は起こらず、 $T_s \geq 0^\circ\text{C}$ の場合は融雪が生じる。融雪が生じる場合は $T_s = 0^\circ\text{C}$ と置き換え、式(44), (45)に代入して H , IE が求められる。あとは入力値 R が得られれば Q_c が求められる。これにより次の式から融雪深 M_s が求められる。

$$M_s = Q_c / (\rho_s L_f) \quad (48)$$

ここで、 ρ_s : 雪の密度、 L_f : 氷の融解熱である。なお、これまでの式における各パラメーターは以下のように与えられる⁽³¹⁾。

$$l = 2.50 \times 10^6 - 2400T \quad (49)$$

$$\rho = 1.293 \times \frac{273.15}{273.15 + T} \left(\frac{p}{1013.25} \right) \left(1 - 0.378 \frac{e}{p} \right) \quad (50)$$

$$q_{sat}(T) = \frac{0.622(e_{sat}/p)}{1 - 0.378(e_{sat}/p)} \quad (51)$$

$$e_{sat} = 6.1078 \times 10^{9.57/(265.3+T)} \quad (52)$$

$$\frac{dq_{sat}}{dT} = \frac{de_{sat}}{dT} \times \frac{0.622p}{(p - 0.378e_{sat})^2} \quad (53)$$

$$\frac{de_{sat}}{dT} = \frac{6.1078 \times 2834 \times 10^{9.57/(265.3+T)}}{0.4615(273.15 + T)^2} \quad (54)$$

ここで、 p : 大気圧, e : 水蒸気圧, e_{sat} : 飽和水蒸気圧である。なお式(49)～式(53)においては温度および気圧の単位は(°C), (hPa)である。以下 R を推定する。

(2) 短波放射(日射量)

入力放射量 R (式(43))は、短波放射 S および長波放射 L で表わされる。短波放射は1日の時間変動が大きい。

地表面における水平面日射量 S は、大気上端における水平面日射量 S_0 の関数として以下のように表わされる³¹⁾。

$$\frac{S}{S_0} = a + b \left(\frac{N + \Delta N}{N_0} \right) \quad \left(0 < \frac{N}{N_0} \leq 1 \right) \quad (55)$$

$$= c \quad \left(\frac{N}{N_0} = 0 \right) \quad (56)$$

$$N_0 = \frac{2H'}{0.2618} \quad (57)$$

$$H' = \cos^{-1}(-\tan \phi \tan \delta) \quad (58)$$

$$\delta = \sin^{-1}(0.398 \sin a_2) \quad (59)$$

$$a_2 = 4.871 + \eta + 0.033 \sin \eta \quad (60)$$

$$\eta = (2\pi/365)i \quad (61)$$

ここで、 N : 日照時間, N_0 : 可照時間, ΔN : 補正值(回転式日照計で0), a, b, c : 定数(回転式日照計で $a = 0.244, b = 0.511, c = 0.118$), H' : 太陽の日の出から南中までの時角, ϕ : 緯度, δ : 太陽の赤緯, i : 1年の i 番目の日を表わすパラメーターである。

水平面日射量 S_0 は以下の式で与えられる³¹⁾。

$$S_0 = I_{00} \left(\frac{d_0}{d} \right)^2 \cos \theta \quad (62)$$

$$\cos \theta = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos h \quad (63)$$

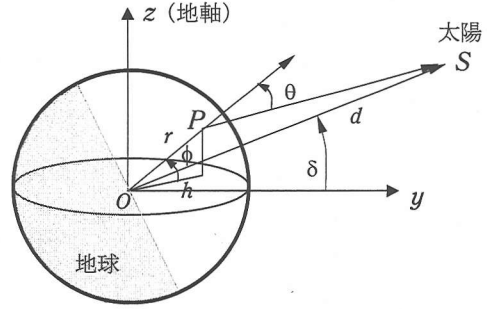


図-10 観測点 P と各パラメーターとの関係

$$\left(\frac{d_0}{d} \right)^2 = 1.00011 + 0.034221 \cos \eta + 0.00128 \sin \eta + 0.000719 \cos 2\eta + 0.000077 \sin 2\eta \quad (64)$$

ここで、 I_{00} : 太陽定数, d, d_0 : 太陽, 地球間の距離およびその平均値, θ : 天頂角, h : 太陽の南中からの時角である。実際の地形は水平面より傾斜しているため、水平面を東西および南北方向に傾けた地形に注がれる日射量を推定する必要がある³²⁾。

図-10に観測点 P および太陽 S と各パラメーターとの関係図を示す。図中における r は、地球の半径を表わす。観測点および太陽の位置ベクトル \overline{OP} および \overline{OS} は、以下のように表わされる。

$$\overline{OP} = \begin{pmatrix} r \cos \phi \sin h \\ r \cos \phi \cos h \\ r \sin \phi \end{pmatrix} \quad (65)$$

$$\overline{OS} = \begin{pmatrix} 0 \\ d \cos \delta \\ d \sin \delta \end{pmatrix} \quad (66)$$

観測点 P が南北方向(緯度方向)に θ_1 、東西方向(観測点において南北方向と垂直な方向)に θ_2 だけ傾いた平面上にあると仮定する。図-11に示されるように、傾斜した平面に注がれる太陽光の入射角度を θ' と定義すると、 θ' は θ よりも法線の傾き分だけ傾いていることになる。そこで観測平面の法線を原点を中心に南北方向、東西方向にそれぞれ θ_1, θ_2 だけ回転させ、このベクトルを求める。

はじめに、点 P を原点 O を中心に東西方向に θ_2 だけ回転させる。点 P の移動先を点 P' とする。点 P' の位置ベクトル (\overline{OP}') は、図-10を参照して以下のように求められる。

$$\overline{OP}' = (x, y, z) \quad (67)$$

$$z = r \cos \theta_2 \sin \phi \quad (68)$$

$$\begin{aligned} x &= R \sin(h - \alpha) \\ &= R(\sinh \cos \alpha - \cosh \sin \alpha) \end{aligned}$$

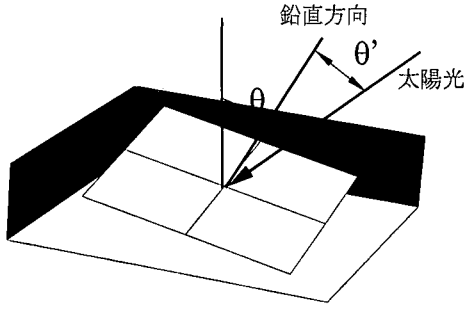


図-11 傾斜した平面に対する太陽光の入射角 θ'

$$= r(\sinh \cos \theta_2 \cos \phi - \cosh \sin \theta_2) \quad (69)$$

$$\begin{aligned} y &= R \cos(h - \alpha) \\ &= R(\cosh \cos \alpha + \sinh \sin \alpha) \\ &= r(\cosh \cos \theta_2 \cos \phi + \sinh \sin \theta_2) \end{aligned} \quad (70)$$

$$R = r\sqrt{1 - \cos^2 \theta_2 \sin^2 \phi} \quad (71)$$

$$\cos \alpha = \frac{r \cos \theta_2 \cos \phi}{R} \quad (72)$$

$$\sin \alpha = \frac{r \sin \theta_2}{R} \quad (73)$$

$$\therefore \overline{OP} = \begin{pmatrix} r(\sinh \cos \theta_2 \cos \phi - \cosh \sin \theta_2) \\ r(\cosh \cos \theta_2 \cos \phi + \sinh \sin \theta_2) \\ r \cos \theta_2 \sin \phi \end{pmatrix} \quad (74)$$

同様にして点 P を原点 O を中心に南北方向に θ_1 だけ回転させ、点 P の移動先を点 P' とすると点 P' の位置ベクトル (\overline{OP}') は以下のように求められる。

$$\overline{OP}' = (x, y, z) \quad (75)$$

$$z = r \cos \theta_2 \sin(\phi - \theta_1) \quad (76)$$

$$\begin{aligned} x &= R' \sin(h - \beta) \\ &= r(\sinh \cos \theta_2 \cos(\phi - \theta_1) - \cosh \sin \theta_2) \end{aligned} \quad (77)$$

$$\begin{aligned} y &= R' \cos(h - \beta) \\ &= r(\cosh \cos \theta_2 \cos(\phi - \theta_1) + \sinh \sin \theta_2) \end{aligned} \quad (78)$$

$$\cos \beta = \frac{r \cos \theta_2 \cos(\phi - \theta_1)}{R'} \quad (79)$$

$$\sin \beta = \frac{r \sin \theta_2}{R'} \quad (80)$$

$$R' = r\sqrt{1 - \cos^2 \theta_2 \sin^2(\phi - \theta_1)} \quad (81)$$

$$\therefore \overline{OP}' = \begin{pmatrix} r(\sinh \cos \theta_2 \cos(\phi - \theta_1) - \cosh \sin \theta_2) \\ r(\cosh \cos \theta_2 \cos(\phi - \theta_1) + \sinh \sin \theta_2) \\ r \cos \theta_2 \sin(\phi - \theta_1) \end{pmatrix} \quad (82)$$

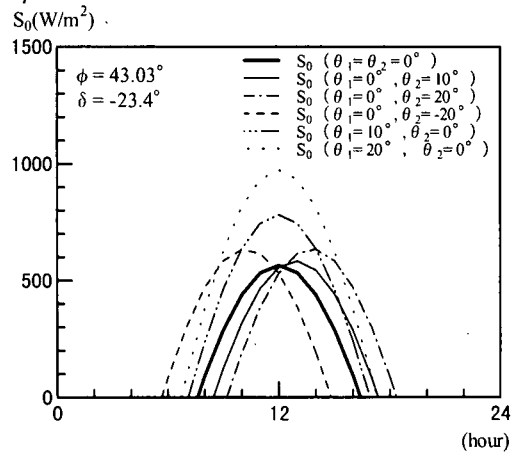


図-12 傾斜角度の違いによる S_0 の日変化の比較

求めたい天頂角 θ' は、傾斜面の法線ベクトル \overline{OP}' と、観測点と太陽を結ぶ \overline{PS} のなす角度である。よって以下のように θ' が得られる。

$$\overline{PS} = \overline{OS} - \overline{OP} = \begin{pmatrix} -r \cos \phi \sin h \\ d \cos \delta - r \cos \phi \cos h \\ d \sin \delta - r \sin \phi \end{pmatrix} \quad (83)$$

$$\cos \theta' = \frac{\overline{OP}' \cdot \overline{PS}}{|\overline{OP}'| \cdot |\overline{PS}|} \quad (84)$$

$$\therefore \cos \theta' = \frac{\overline{OP}' \cdot \overline{PS}}{|\overline{OP}'| \cdot |\overline{PS}|} \quad (85)$$

$$\begin{aligned} &= \cos \delta (\cosh \cos \theta_2 \cos(\phi - \theta_1) + \sinh \sin \theta_2) \\ &\quad + \sin \delta \cos \theta_2 \sin(\phi - \theta_1) \end{aligned} \quad (86)$$

ここで、 $d \gg r$ とした。なお東西方向の傾き θ_2 が小さい場合には、式(63)において ϕ 、 h をそれぞれ $\phi - \theta_2$ 、 $h - \theta_2$ とした以下の式で近似できる。($|\theta_2| = 10^\circ$ 程度の場合)

$$\cos \theta' = \sin \delta \sin(\phi - \theta_1) + \cos \delta \cos(\phi - \theta_1) \cos(h - \theta_2) \quad (87)$$

図-12に傾斜角度の違いによる S_0 の日変化の比較を示す。緯度 ϕ は札幌市の北緯 43.03° 、赤緯 δ は -23.4° (冬至)とした。東西方向のみ傾斜させた場合($\theta_2 = 10^\circ$ 、 20° 、 -20°)と南北方向のみの場合($\theta_1 = 10^\circ$ 、 20°)について計算した。地形勾配により場所ごとでの日射量がかなり異なることがわかる。南北方向の傾斜は緯度方向の回転であるため、北半球の場合 θ_1 が大きくなる(南向きに傾く)につれ可照時間が伸び日射量が上昇する(図の二点鎖線、点線)。一方東西方向に傾斜する場合、 θ_2 の絶対値が小さい時($|\theta_2| = 10^\circ$ 程度)は可照時間のずれ(図-12において $\theta_1 = \theta_2 = 0^\circ$ の太実線が水平にスライドする)として近似できるが、絶対値が大きくなるにつれて日照量も上昇する(θ_2 が+の

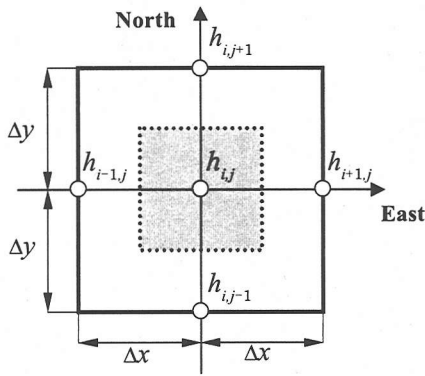


図-13 各グリッドの標高

時は右上に(一点鎖線), -の時は左上に(破線)移動). これは赤道以外では東西方向が厳密には経度方向と一致しないため, 北半球の場合は θ_2 の増加に伴い南向きになるからである(近似式(87)が成り立たなくなる).

なお流出計算において流域各点の傾斜角度 θ_1, θ_2 は図-13の値を用いて以下の式で近似する.

$$\theta_2 = \tan^{-1} \left(\frac{\partial h_{i,j}}{\partial x} \right) = \tan^{-1} \left(\frac{h_{i+1,j} - h_{i-1,j}}{2\Delta x} \right) \quad (88)$$

$$\theta_1 = \tan^{-1} \left(\frac{\partial h_{i,j}}{\partial y} \right) = \tan^{-1} \left(\frac{h_{i,j+1} - h_{i,j-1}}{2\Delta y} \right) \quad (89)$$

ここで, $h_{i,j}$: 点 (i, j) における標高, $\Delta x, \Delta y$: 東西および南北方向のメッシュ間隔である.

(3) 長波放射

長波放射の推定式として以下の式(89)を用いるものとする³¹⁾.

$$L = \sigma T^4 \left\{ 1 - \left(1 - \frac{L_r}{\sigma T^4} \right) C \right\} \quad (90)$$

$$L_r = (0.74 + 0.19x_1 + 0.07x_1^2) \sigma T^4 \quad (91)$$

$$x_1 = \log_{10} \omega_{top} \quad (92)$$

$$C = 0.826A^3 - 1.234A^2 + 1.135A + 0.298 \quad (93)$$

$(0 < A \leq 1)$

$$= 0.2235 \quad (A = 0) \quad (94)$$

$$A = \frac{N}{N_0} \quad (95)$$

ここで L : 雲がある時の下向き長波放射量, L_r : 快晴時の下向き長波放射量, ω_{top} : 有効水蒸気量の全量 $(0.1\text{cm} < \omega_{top} < 6\text{cm})$, A : 日照率である.

式(90)は1日の日照時間 N の関数であり, 本来日平均値を求める式であるが, 長波放射の日変動量は比較的少ないため, 本研究においては A を1日中一定であ

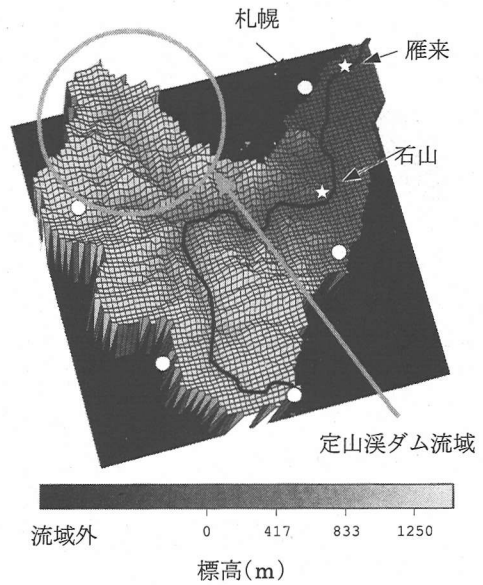


図-14 豊平川流域の鳥瞰図

るとし, L を瞬間値として扱う.

7. 対象流域の地形データ

計算対象流域は夏期洪水解析に関しては北海道豊平川流域(札幌市, 流域面積 787km^2), 融雪洪水解析は, データ数の関係から同流域内の小流域, 定山溪ダム流域(札幌市, 流域面積 69km^2)とした. 図-14, 図-15に豊平川流域, 定山溪ダム流域の鳥瞰図をそれぞれ示す. 明るい(白い)部分ほど標高が高いことを示す. ○は雨量観測所, ☆は流量観測所を示す. 図-14における黒線は豊平川本川である.

数値計算に必要なデータである流域各点の標高データおよび河道データ(主河道の位置および河床高データ)をGISによるデータファイル³³⁾から抽出した. はじめに流域界非集水界位置ファイルKS-273³³⁾より豊平川流域の枠線を定め, 枠線内各点の x, y 座標を抽出, 次に傾斜度高度ファイルKS-124-1³³⁾から先ほど求めた各点の座標に対応する標高データを抽出した. 標高データは 250m 間隔で与えられている. また豊平川本川の流路コード(No.20)に関する x, y 座標データおよび河床高データは, 流路位置ファイルKS-272³³⁾から抽出した. 本研究では河道モデルに用いる河道は本川の主河道一本とし, その他の点はすべて斜面流とした. 河道データは一定間隔 250m の 274 点(68250m)で構成される.

また, 主河道以外の点は主河道各点に対応する 274

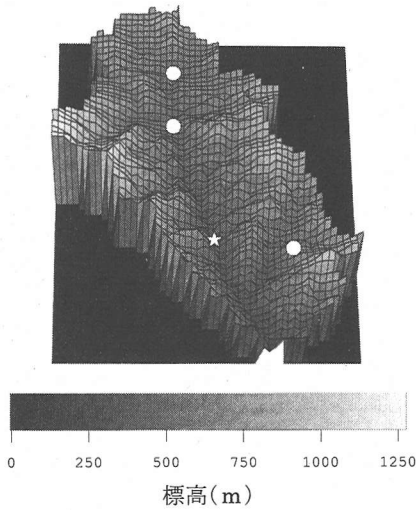


図-15 定山溪ダム流域の鳥瞰図

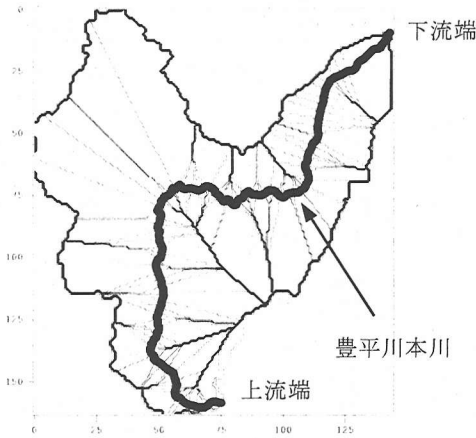


図-16 小流域のコンタ図

の小流域に分割した。図-16に小流域のコンタ図を示す。各小流域は、その河道点に最も近いグリッド点により構成されている。各小流域では主河道各点を下流端として斜面流の計算が行われ、主河道各点の横流入量が算出される。主河道では、その値を用いて河道モデルの計算が行われ流出量が算出されている。

8. 河床材料の推定

河道流のモデルの計算において、その再現性を大きく左右する要因として河床材料の推定が挙げられる。そこで、支配流量を用いた河床材料の推定を行う。まず、支配流量を決定し、その支配流量により決定される流れによる式(96)から得られる河床材料の代表粒径(式(97))を求める。再び、流れを解き抗力を求め、それによる代表粒径を計算し、その結果が収束するまで

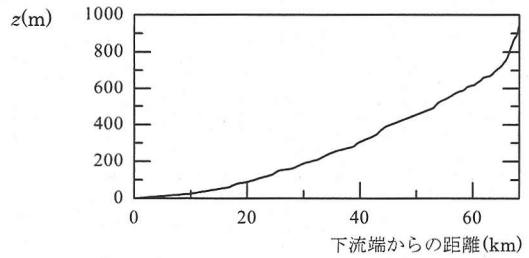


図-17 豊平川下流端からの河床高さの変化図

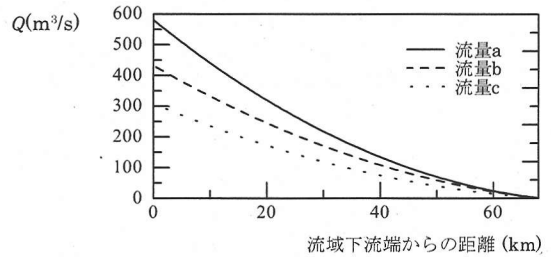


図-18 主河道において与えられた3種類の流量

計算を行う。ここで、摩擦速度を用いた岩垣の式³⁴⁾による代表粒径の推定を行わず、抗力を用いた理由は、豊平川が札幌市内を流れているにも関わらず急勾配を持つ河川であり、大粒径の岩が存在しているからである。

$$\mu(\sigma - \rho) \frac{\pi}{6} d_{84}^3 g = \frac{C_D}{2} \rho \frac{\pi}{4} d_{84}^2 u^2 \quad (96)$$

$$d_{84} = \frac{3}{4} C_D \frac{1}{\mu g s} \quad (97)$$

$$s = \frac{\sigma - \rho}{\rho} = 1.65 \quad (98)$$

$$B = 5.0Q^{0.5} \quad (99)$$

ここで、 σ ：河床材料の密度、 ρ ：水の密度、 C_D ：河床材料に対する抗力係数(0.4)、 μ ：静止摩擦係数(0.4)である。

以上の過程により代表粒径を決定することが出来るが、それを決定する支配流量の推定が重要となってくる。そこで本研究では、対象としている河川のおよそ5年、3年、1年確率に相当する流量a、流量b、流量cを与えて、その計算結果の比較を行うこととした。図-17に、豊平川の下流端からの河床高さの変化図を示す。この条件に図-18で示される3種類の流量を与えることにより、その河床材料の推定を行った結果を図-19に示す。ただし、河床材料の計測が行われた流域下流端付近のみを拡大して表示した。結果として、流量を3種類与えて計算したが流域下部の粒径の分布にはそれほど大きな影響を与えていないことが分かる。

また、式(99)は安定流路における川幅と流量の関係

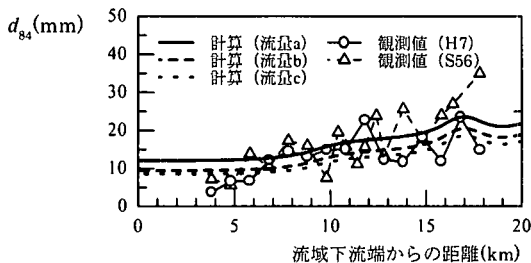


図-19 河床材料の再現計算結果と観測値との比較

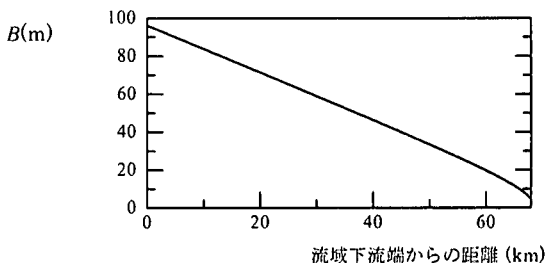


図-20 流路幅の再現計算結果

表-2 浸透部の計算条件

k_0	D	m_r	m_s	H	β
0.00001m/s	0.000327m ² /s	0.1	0.337	1.877m	1.2

表-3 表面部の計算条件

v	c	σ	ρ
0.000001m ² /sec	なし	2.65g/cm ³	1.0g/cm ³

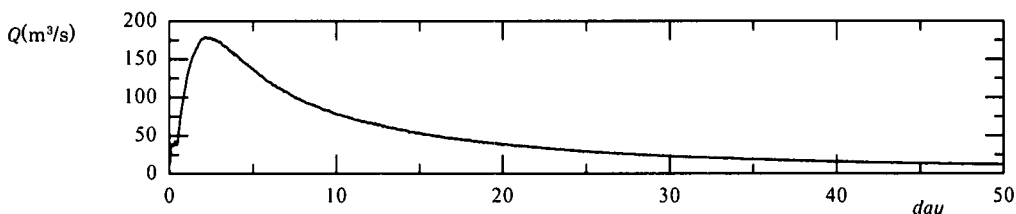


図-21 無降雨条件で得られたの雁来地点の流量

式³⁵⁾である。この式に流量aを適用した場合の流路幅を図-20に示す。求めた流路幅は石山流量観測所で70.6m、雁来流量観測所で89.8mと実測値とほぼ近い値が得られた。

今後の再現計算では、流量aにより推定されたこれらの河床材料と流路幅の値を用いることとする。

9. 夏期洪水の再現計算

(1) 初期水分量の推定

豊平川流域の夏期洪水再現計算の初期条件を求めるために、無降雨条件下における計算を行った。表-2、表-3に浸透部および表面部の計算条件を示す。初期水分量は全流域を飽和とし、降雨量を与えないで50日間の計算を行った。図-21にこの計算で得られた雁来地点の流量を示す。時間の経過とともに流量が指数関数的に減少していく様子がわかる。これは時間とともに飽和領域が減少し、主河道への横流入量が減少したためである。また図-22(a)-(c)にはこの計算における浸透部の水分量の時間変化を10日ごとに示した。白い部分は飽和、黒に近づくにつれ水分量0を示す。これらの図から時間とともに主河道付近および下流部に白で示す飽和領域が集中し、水分がたまっていく様子が見られることとした。

雁来地点における平水時の流量はおおよそ10m³/sec前後と予想され、ほぼ無降雨計算の50日後の流量に等しい。そこで再現計算における水分量分布の初期条件

は、この計算の50日後のものを用いる。

(2) 再現計算

豊平川流域における実洪水の再現計算を行った。計算期間は1998年の45日間(9月1日から10月15日、Case1)および1997年の60日間(7月20日から9月17日、Case2)の2ケースで、図-14中の☆で示す雁来、石山両流量観測所のそれぞれに関し流出量を算出した。降雨量は図-14中の○で示す4ヶ所の雨量観測所のデータを用いた。

図-23、図-24にCase1、Case2の計算結果のハイドログラフをそれぞれ示す。Case1では長期間の再現計算にもかかわらず良好な結果が得られた。雁来、石山両地点ともに再現性が良いことから、河道モデルが実現象を良好に表現したと考えられる。Case2は比較的良好な再現結果が得られたが、ピーク流量が観測値に比べかなり大きくなっていった。この原因として、降雨量の与え方が考えられる。この期間の降雨量を見ると各観測所の値にばらつきが見られ、雁来、石山付近の下流部に比べ上流部の降雨量が非常に大きい傾向にあった。この結果下流部付近より上流部の雨量影響を大きく受け、全体的に大きな流量が算出されたと考えられる。また、流域面積に比べ用いた雨量観測所の数がやや少なかったことも原因として考えられる。

そこでCase2'としてCase2と同じ期間について降雨の与え方を変えて再現計算を行った。この計算では下流部の札幌観測所の降雨量のみを全流域に与えて計算をした。図-25にCase2'の計算結果のハイドログラフ

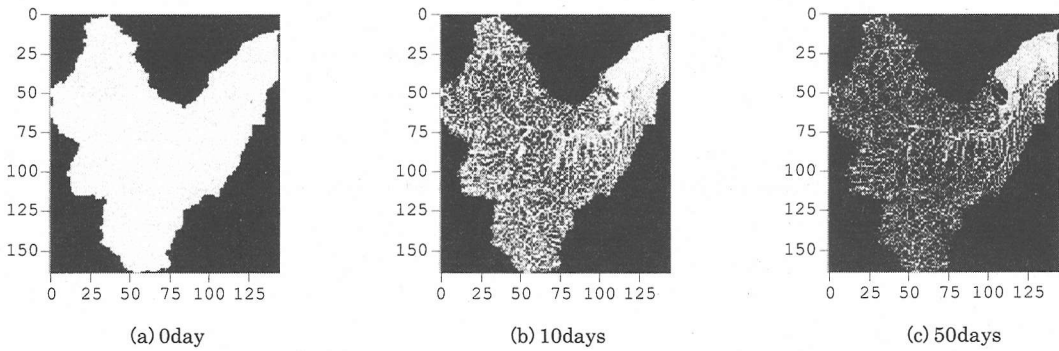


図-22(a)-(c) 浸透部の水分量の時間変化(白は飽和, 黒に近づくにつれ水分量0を示す)

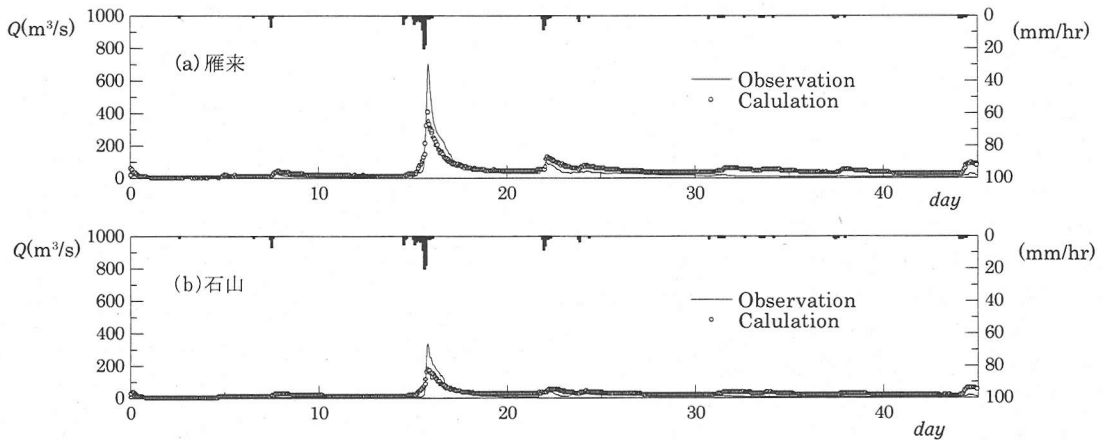


図-23(a), (b) 再現計算結果のハイドログラフ(Case1)

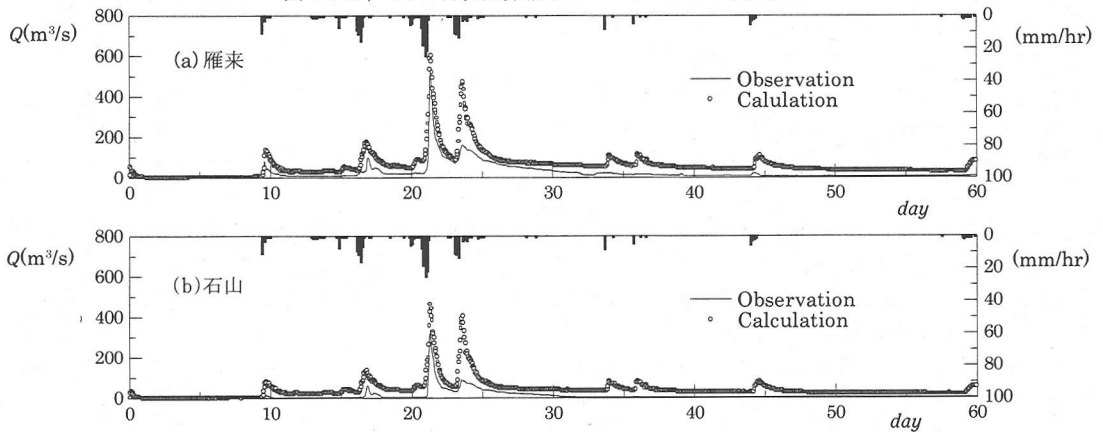


図-24(a), (b) 再現計算結果のハイドログラフ(Case2)

を示す。雁来, 石山両地点ともに非常に良好な再現結果が得られた。これにより雨量観測所の数が少ない今回のような場合に観測所ごと降雨量のばらつきが大きいと降雨量の与え方により計算結果に大きな違いが生じることが分かった。今後の研究では降雨データの与え方を検討する必要があると思われる。特に流域が大きくなるにつれ多くの降雨観測データが必要となるので

データ数の検討も必要である。

10. 融雪洪水の再現計算

(1) 日射量分布の推定

傾斜面に対する日射量の式, 式(55)–式(64)および式(85)を用いて定山溪ダム流域の日射量分布の推定を

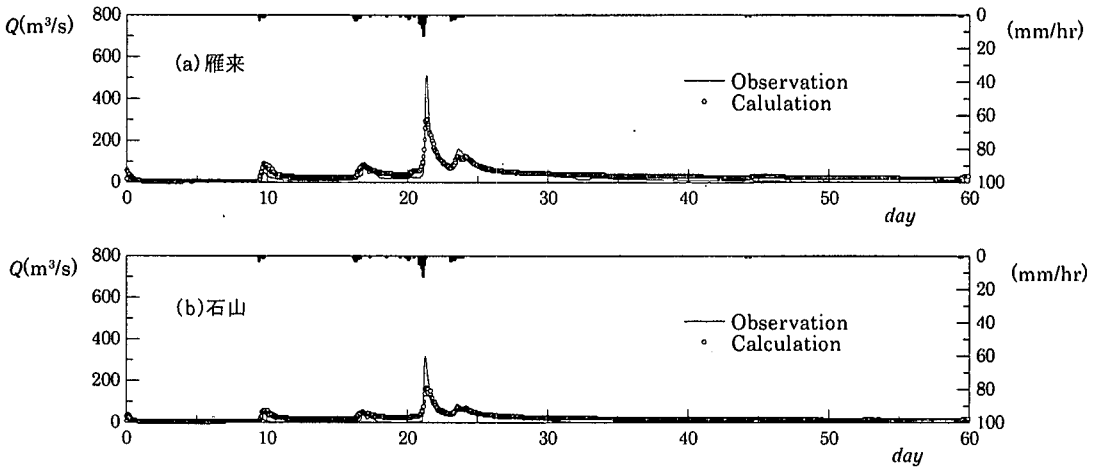


図-25 (a), (b) 再現計算結果のハイドログラフ (Case2')

行った。記録的な豪雪となった1996年の4月1日における日射量を、各点ごと1時間おきに計算をした。表-4に融雪解析の計算条件を示す³¹⁾。日照時間は札幌市中央区のデータを³⁶⁾、風速および気温はSNETによる定山溪下水処理場のデータを用い、本研究ではこれらの値を全流域で一定値とした。また雪質により値の変化するアルベード ref を一定値として扱った。

図-26 (a)-(e)に3時間ごとの日射量の再現計算結果を示す。図の明るい部分(白)は日射の強い場所、暗い部分(黒)は弱い場所を表わす。日の出とともに東向きの斜面(図の左側部分)に日光があたり始め、正午を境に西向きの斜面(図の右側部分)に日光があたっていく様子が分かる。正午前後を除けば各時刻で、場所ごとにより日射量の違いがみられた。これにより日射量の影響で融雪量も場所ごとに変化することが予想される。

日射量分布の計算に伴い、融雪深の分布を推定した。融雪深の算定に必要な積雪密度 ρ_s は $250(\text{kg}/\text{m}^3)$ とした。計算の結果、流域内の4月1日の総融雪深は、最大の地点で 8.40cm 、最小で 2.01cm とメッシュごとで大きな違いが見られた。今回気温分布は標高によらず全流域で一定値としたが、場所ごとに融雪深が大きく異なり、日射量の影響が融雪に大きく影響を与えることがわかった。

(2) 融雪流出解析

定山溪ダム流域における融雪流出の再現計算を行った。計算期間は1996年4月10日から6月13日までの65日間である。図-15中の○で示される3ヶ所の雨量観測所における降雨および降雪データを用い、☆で示される小樽内流量観測所における流出量を算出した。また初期積雪深は全流域で一定値 130cm とした。

表-4 融雪解析の計算条件

$\varepsilon=0.97$	$\sigma=5.67 \times 10^{-8}(\text{W}/\text{m}^2/\text{K}^4)$
$ref=0.80$	$c_p=1005(\text{J}/\text{kg}/\text{K})$
$\rho=1.2(\text{kg}/\text{m}^3)$	$C_H=C_E=0.015$
$rh=0.7$	$p=1013.0(\text{hPa})$
$\Delta N=0.0$	$a=0.244$
$b=0.511$	$c=0.118$
$I_{00}=1365(\text{W}/\text{m}^2)$	$\phi=43.03\pi/180(\text{rad})$
$\omega_{opt}=1.8(\text{cm})$	$\rho_s=250.0(\text{kg}/\text{m}^3)$
$L_f=334000(\text{J}/\text{kg})$	$\Delta x=\Delta y=250(\text{m})$

図-27 (a), (b)に融雪洪水の再現計算結果のハイドログラフと気温をそれぞれ示す。細線は観測値、太線は計算結果を示す。計算40日後あたりまでは再現性が良好で、熱収支による融雪現象を良好に表現していると考えられる。しかしながら40日後以降の再現性はあまり良好ではなく、観測値と比較して後半の減衰にずれが生じた。この理由として初期積雪深の値が考えられる。観測データから初期積雪深を設定したが、積雪の密度は時間、雪質とともに変化するため実際の初期積雪水量と計算に用いたものが異なっていたことが考えられる。また、初期積雪深を全流域で一定値にしたことも後半の計算結果に影響があったと考えられる。初期積雪深および積雪の密度、流域における積雪深分布に関しては今後の検討が必要である。

1.1. まとめ

不飽和浸透流を考慮し、GISデータによる空間的な計算を行う水文流出モデルを構築し、夏期および融雪期における再現計算を行った。以下に本研究の成果お

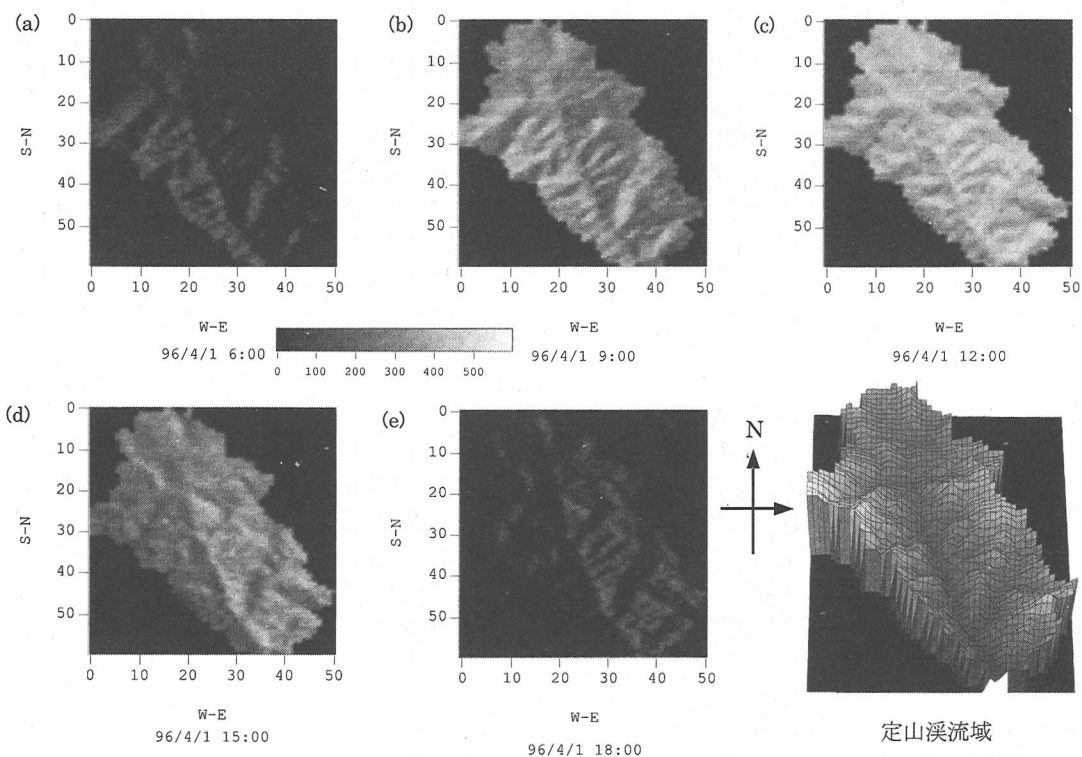


図-26 (a)-(e) 3時間ごとの日射量の再現計算結果

(1996年4月1日。(a)から順に日の出(午前6時)から日の入り(午後6時)までの3時間ごとの日射量の時間変化を示す。明るい部分(白)が日射の強い部分、暗い部分(黒)が日射の弱い部分を表す。日射量の単位は(W/M²)。右下図は定山溪流域鳥瞰図。)

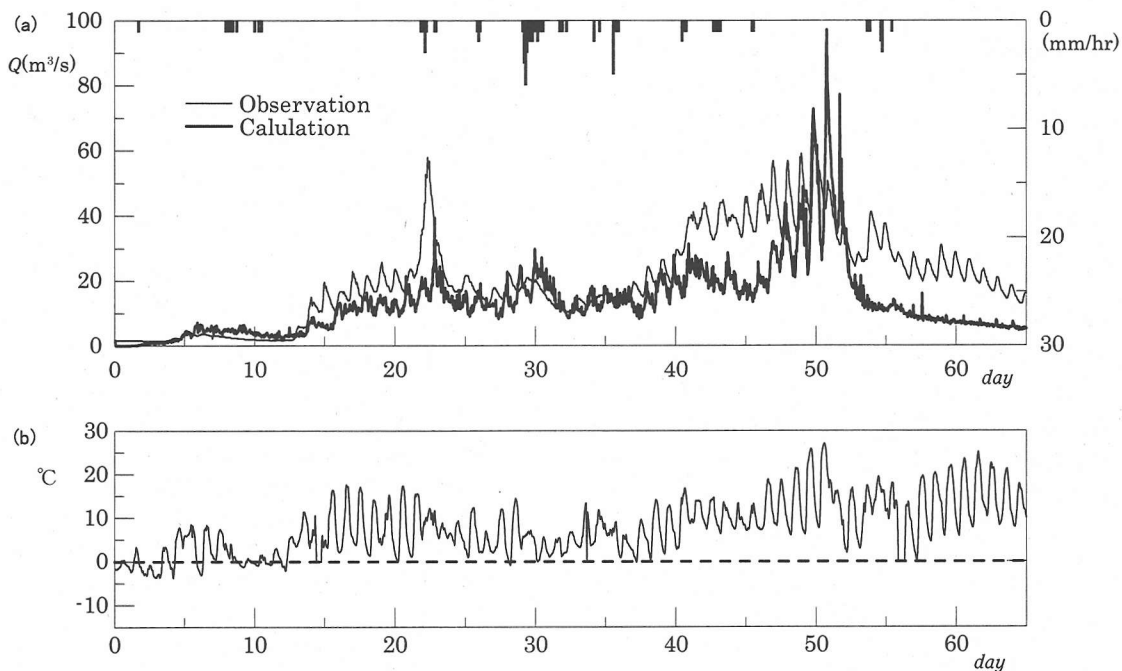


図-27 (a), (b) (a)融雪洪水の再現計算結果のハイドログラフと(b)気温

よび課題を記す。

(1) 浸透流モデル

・流域に一定厚の透水層を設け、水分量を鉛直方向に積分することで差分法により計算を行う2次元の不飽和浸透流モデルを構築した。

・差分法における計算誤差を、水分量の保存性を満足させることで理論的に導いた。修正された浸透流方程式を用いて小流域での計算を行い、厳密解との良い一致が見られた。これにより大きなメッシュにおける再現計算も可能となった。

・浸透部が流域の貯留層の役目を果たしているため、有効降雨強度を求める必要がなく、降雨データを生データのままで用いることができる。さらに浸透流が基底流量を自動的に表現するため、長期流出の解析に適している。

・計算に用いる各パラメーターの多くが物理的な意味をもつため、観測や実験等で得られたパラメーターをそのまま用いることができる。

(2) 表面流モデル

・表面部を河道部と斜面部に分割して別々に表現した。河道流モデルには水平せん断に基づいた乱流の項を含む1次元浅水方程式を用いた。斜面流では山地河川における抵抗則に基づき、河道までの伝播速度を理論的に導いた。

・流域を河道を構成する各点に対応する小流域に分割し、小流域ごとに斜面流の計算を行うモデルを構築した。この結果、パラメーターを小流域ごと設定することが可能であり、厳密な計算を行うことができる。また流域が大きい場合には河道の本数を増やすことでより厳密な計算も可能である。

・浸透流モデルと同様にパラメーターの多くが物理的な意味を有しており、観測などからの推定が可能である。

(3) 融雪モデル

・熱収支方程式を用いて融雪水の推定を行うモデルを構築した。熱収支の中でも特に時間的な変動の大きい日射量に着目し、傾斜面に対する入射角度を理論的に導いた。この結果、流域各点の熱収支の分布の推定が可能となり、融雪水量を空間的に算出できるようになった。この融雪水のモデルを浸透流モデルの入力水分量として用いることで、融雪流出解析が可能となった。

・浸透流、表面流モデルと同様にパラメーターの多くが物理的な意味を有しており、観測などにより推定が可能である。しかしながら、パラメーターの数が非常

に多いことが難点であり、これらの値の厳密な検討が必要である。

(4) 夏期洪水再現計算

本モデルによる流出解析において、長期間にわたる再現性が非常に良好であった。浸透流および表面流のモデルが実現現象を良好に再現したからと考えられる。ただし、降雨の与え方には注意が必要である。特に流域が大きい場合には多くの観測データを必要とする。また、浸透層厚や透水係数などのパラメーターの推定を見直すことで、より厳密な計算が可能になると考えられる。

(5) 融雪洪水再現計算

融雪流出解析においても比較的再現性は良好であった。日射量分布に着目した各地点の融雪量の推定が良好に再現されたと考えられる。各パラメーターの推定をより厳密に行うことで、より良好な再現結果を得ることができる。

参考文献

- 1) 高瀬信忠, 志賀是文: 水文資料の少ない河川の流出解析例について, 土木学会論文集第64号, pp. 28-38, 1959.
- 2) 日野幹雄, 長谷部正彦: 流量時系列のみによる流出解析について, 土木学会論文集第300号, pp. 43-56, 1980.
- 3) 松林宇一郎, 高木不折, 古田直: 不飽和浸透流理論に基づく斜面流出モデルの集中化について, 土木学会論文集第64号, pp. 11-20, 1994.
- 4) 八田茂美, 藤田睦博, 山梨光訓: 不飽和浸透理論とタンクモデルを用いた損失機構に関する研究, 水工学論文集第41巻, pp. 25-30, 1997
- 5) 高木不折, 松林宇一郎: 流域内での流出特性の平均化過程と流出モデル, 土木学会論文集第312号, pp. 73-81, 1981.
- 6) 陸旻皎, 小池俊雄, 早川典生: 分布型水文情報に対応する流出モデルの開発, 土木学会論文集第411号, pp. 135-142, 1989.
- 7) 八代義信, 真野明: 浸透を考慮した阿武隈川流域の流出解析, 水工学論文集第41巻, pp. 185-190, 1997.
- 8) Itoh, S., K. Nakayama, M. Fujita: Run-off analysis in a mountainous region using an infiltration flow equation, WATER 99 JOINT CONGRESS Hand book and Proceedings VOLUME 1, pp.107-pp.112, 1999.
- 9) 中山恵介, 伊藤哲, 藤田睦博: 長方形グリッド用いた山地流出解析, 水工学論文集第43巻, pp. 31-36, 1999.
- 10) 中山恵介, 伊藤哲, 藤田睦博: 山地河川における融雪流出解析, 土木学会北海道支部論文報告集第55号(B), pp. 64-69, 1999.
- 11) 中山恵介, 伊藤哲: 全流域を長方形グリッドで覆いSGS

- 効果を考慮した浸透流方程式を用いた流出予測, 水工学論文集第42巻, pp. 1141-1146, 1998.
- 12) 中山恵介, 伊藤哲, 長谷川和義, 藤田睦博: 全流域を長方形グリッドで覆った浸透流出解析法に関する研究, 水文・水資源学会1997年研究発表会要旨集, pp. 23-24, 1997.
- 13) 平野宗夫: 山地小河川における流出過程について, 土木学会論文集第308号, pp. 69-76, 1981.
- 14) 洪廷芳, 藤田睦博, 山田正, 長谷川和義: 山地小流域の斜面部分および谷頭部からの降雨流出の比較, 土木学会論文集第417号, pp. 181-188, 1990.
- 15) 安藤義久, 高橋裕: 山地河川の長期流出解析に関する一考察, 土木学会論文集第318号, pp. 93-105, 1982.
- 16) 高島康夫: 降雨の長期流出解析について, 土木学会論文集第336号, pp. 47-53, 1983.
- 17) PHILIP, J. R.: The Theory of Infiltration: 1. The Infiltration Equation and its Solution, *Soil Science*, Vol.83, pp.345-357, 1957
- 18) PHILIP, J. R.: The Theory of Infiltration: 3. Moisture Profiles and Relation to Experiment, *Soil Science*, Vol.84, pp.163-178, 1957
- 19) Klute, A.: A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials, *Soil Science*, Vol.73, pp.105-116, 1952.
- 20) 長谷川和義: 山地河川の形態と流れ, 水工学シリーズ 88-A-8, 1988.
- 21) Thorne, S. M. and L. W. Zevenbergen: Estimating mean velocity in mountain rivers, *Journal of Hydraulic Engineering of ASCE*, Vol.111, No.4, pp.612-624, 1985.
- 22) 中山恵介, 堀川康志, 浜口憲一郎: 樹林群を考慮した浅水流モデル, 水工学論文集第44巻, pp. 801-806, 1999.
- 23) 境隆雄: 河川の融雪流出に関する研究, 土木学会論文集第95号, pp. 9-20, 1963.
- 24) Lilly, D. K., D. E. Waco, and S. I. Adelfang: The representation of small-scale turbulence in numerical simulation experiments, *Proc. IBM Sci. Comput. Symp. on Environmental Science*, 195-210, 1967.
- 25) Schmidt, H. and U. Schumann: Coherent structure of the convective boundary layer derived from large-eddy simulations, *J.Fluid Mech.*, 200, 511-562, 1989.
- 26) Adreaas, E. L.: Spectral measurements in a disturbed boundary layer over snow, *J.Atmos.Sci.*, 44, 1912-1939, 1987.
- 27) Antonia, R. A., and B. R. Satyaprakash: Kolmogorov constants for structure functions in turbulent shear flows, *Quart. J. Royal Meteo. Soc.*, 107, 579-589, 1981.
- 28) Paquin, J. E. and S. Pond: The determination of the Kolmogoroff constants for velocity, temperature and humidity fluctuations from second- and third-order structure functions, *J.Fluid Mech.*, 50, 257-269, 1971.
- 29) Schumann, U.: Subgrid Length-Scales for Large-Eddy Simulation of Stratified Turbulence, *Theoret. Comput. Fluid Dynamics*, 2, 279-290, 1991.
- 30) 山崎剛, 田口文明, 近藤純正: 積雪のある森林小流域における熱収支の評価, 天気 41, pp. 3-9, 1994.
- 31) 近藤純正: 水環境の気象学, 朝倉書店, 1994.
- 32) 陸旻皎, 小池俊雄, 早川典生: アメダスデータと数値地理情報を用いた分布型融雪解析システムの開発, 水工学論文集第42巻, pp. 121-126, 1998.
- 33) 国土庁・調整局, 建設省国土地理院編: 国土数値情報, pp. 9-16, 62-65, 87, 88, 1987.
- 34) 椿東一郎: 水理学Ⅱ, 森北出版, pp. 216-219, 1974.
- 35) 土木学会編: 水理公式集昭和60年版, pp. 258-259, 1985.
- 36) 北海道開発協会監修: 昭和56年洪水報告書(資料編), pp. 216-221, 1982.

(2000. 8. 11 受付)

RUN-OFF ANALYSIS CONSIDERING SNOW MELT IN A MOUNTAINOUS RIVER

Keisuke NAKAYAMA, Satoshi ITOH, Mutsuhiro FUJITA and Daisaku SAITOH

Run-off analysis taking into account physical processes have been able to be carried out due to sophisticated computers. River basin is formed by a flow in a river channel, an infiltration flow and a groundwater flow that have different hydraulic characters. In order to pay attention to run-off analysis in a mountainous river, an infiltration flow model and a river flow model were proposed by using an unsaturated infiltration flow theory and a turbulent closure model, respectively. A whole basin was covered with rectangular grids and computations were carried out by finite difference method. Moreover, to carry out a long-term simulation during a thaw period, a snow-melting model was introduced by using heat budget equation. Run-off simulations were carried out in summer and a thaw period, and in both cases, good agreements were obtained even in long-term simulations.