

Kinematic Wave 法への集水効果の導入

高 棹 琢 馬・椎 葉 充 晴

INCORPORATION OF THE EFFECT OF CONCENTRATION OF FLOW INTO THE KINEMATIC WAVE EQUATIONS

By *Takuma TAKASAO and Michiharu SHIIBA*

Synopsis

A basic objective of this study is to consider the interaction between the surface flow and subsurface flow in mountainous watersheds having curved surfaces covered with A-layers with uniform thickness. This objective is accomplished by incorporating the function which represents the feature of the watershed surface geometry, which is called the geometric pattern function in this study, into the basic equations of the kinematic wave model and by using the flow-depth relation equation in the field covered with an A-layer. When the watershed surface is linearly diverging or converging, its geometric pattern function has linear form, and the numerical simulations only in such a case are given here.

If the meaning of the geometric pattern function is extended, that is, if the geometric pattern function is regarded as a new parameter of the kinematic wave model, however, the kinematic wave model with a geometric pattern function becomes very flexible one. In fact, when the lateral inflow is spatially uniform, this model may be used as a simple model of a stream network system. To show this fact is another objective of this study.

1. 序 論

高棹ら^{1),2),3),4)}の中間流・地表面流理論は, “variable source area concept”(たとえば, Betson & Marius⁵⁾, Dunne & Black⁶⁾)を説明しうる理論の1つである。

しかし, 高棹らが対象としたのは, 矩形平面でモデル化される一様な山腹斜面での表面流発生起場の変動であって, 収束する山腹斜面において表面流が発生しやすいという Dunne ら⁶⁾の観測結果を説明するには, 理論をさらに拡張する必要がある。すなわち, 矩形平面でない流域場においても中間流・地表面流発生構造を取扱えるようにしなければならない。

一方, 金丸⁷⁾は, 収束または発散する円錐面上の地表面流モデルを提示している。Woolhiser⁸⁾も収束する円錐面上の地表面流モデルを示し, Singh & Woolhiser⁹⁾は, 同じモデルで, 矩形降雨に対する解析解と一般の降雨に対する数値解法を与えている。

したがって, 金丸⁷⁾や, Woolhiser⁸⁾, Singh & Woolhiser⁹⁾らが提示した収束または発散する円錐面での流れの連続式と, 高棹・椎葉ら¹⁰⁾の中間流・地表面流系の流量流積関係式とを結合すれば, 収束または発散する円錐面での表面流発生起場の変動を表現するモデルが構成される。

しかし, 本研究では, 同じことではあるが, 基礎式を変形して, “地形パターン関数”を導入した方程式系で記述されるモデルを用いて取扱う。発散または収束する円錐面では, “地形パターン関数”は空間座標の1次関数であるが, このモデルを単に入出力系のモデルとしてみれば, “地形パターン関数”は必ずしも空間座標の1次式でなくてもよい。この意味で, “地形パターン関数”を導入した方程式系で記述されるモデルは, かなり広範囲の入出力系のモデルとして用いられうる。実際, 後述するように, 河道網系の統合的表現としても用いることができる。

そこで、本研究では、まず、2で“地形パターン関数”を導入した kinematic wave モデル（流れは表面流に限らない）の定義を与え、その数値解法を示し、3で、このモデルを斜面系に適用するという形で、収束または発散する円錐面上の中間流・地表面流発生構造を分析する。4では、河道網系に適用して、このモデルが河道網系の統合的表現として用いられることを示す。

2. “地形パターン関数”を導入した kinematic wave モデル

序論でも述べたように、“地形パターン関数”を導入した kinematic wave モデルは斜面系、河道網系の両方に適用できるので、個々の系への適用について述べる前にその定義と数値解法を与えておこう。

一般に、一様な kinematic wave モデルは、適当な変数変換のもとで、次の方程式系で記述される。

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \frac{\partial w}{\partial y} = Ar(t), \quad 0 < y < 1, \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$w = f(s), \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$y=0 \text{ で } w=s=0, \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$Q(t) = w(1, t), \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 t は時刻、 y は無次元化された空間座標、 $r(t)$ 、 $Q(t)$ はそれぞれ、時刻 t での入力と出力、 $A>0$ は定数、 $s(y, t)$ 、 $w(y, t)$ は位置 y 、時刻 t での“流積”と“流量”、関数 f は、“流量” w と“流積” s の関係を表わし、必ずしも指数関数でなくてもよい。 $f(0)=0$ とする。

これに対して、“地形パターン関数” $p(y)>0$ を導入した kinematic wave モデルとは、次の方程式系で表現されるモデルを言うことにする。

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \frac{\partial w}{\partial y} = p(y)r(t), \quad 0 < y < 1, \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$w = p(y)f(s/p(y)), \quad \dots\dots\dots (6)$$

$$y=0 \text{ で } w=s=0, \quad \dots\dots\dots (7)$$

$$Q(t) = w(1, t), \quad \dots\dots\dots (8)$$

このモデルで、 $p(y)$ が一定値 A をとるとし、 $Af(s/A)$ をあらためて $f(s)$ とおくと、(5)～(8)式は(1)～(4)式に一致する。言いかえると、一様な kinematic wave モデルは、“地形パターン関数”を導入した kinematic wave モデルの特殊な場合である。

(5)～(8)式の物理的意義、“地形パターン関数” $p(y)$ の意味は後の諸章で明らかにする。

(5)～(8)式は、Cauchy の初期値問題を構成するが、特性曲線を追跡する方法で厳密解を求め得るのはごく限られた場合であり、また、場合によっては kinematic shock wave が発生して、特性曲線を追跡する方法では解が求められなくなる。本研究では、kinematic shock wave が発生しても“弱解”が求められる One-step の Lax-Wendroff スキーム¹⁾を用いる。以下、この差分スキームの要点を述べよう。

y 軸上に等間隔に設けた節点を $y_0, y_1, \dots, y_N$ とする。 $N+1$ が節点の個数であり、

$$y_j = j\Delta y, \quad \Delta y = 1/N$$

である。簡単のため、時刻 t_i 、位置 y_j での s 、 w 、 p の値をそれぞれ次のように略記する。

$$s_j^i = s(y_j, t_i), \quad w_j^i = w(y_j, t_i), \quad p_j = p(y_j).$$

微小時間 Δt 後 $t_{i+1} = t_i + \Delta t$ での節点 y_j における“流積” s_j^{i+1} は、 $j=1, \dots, N-1$ のときは、

$$\begin{aligned}
s_j^{i+1} = & s_j^i + \Delta t \{ -0.5(w_{j+1}^i - w_{j-1}^i) / \Delta y - p_j r(t_i) \} \\
& + 0.5 \Delta t^2 \left[f' \left(\frac{s_{j+1/2}^i}{p_{j+1/2}} \right) \left\{ \frac{p_{j+1/2}}{\Delta y} r(t_i) - \frac{w_{j+1}^i - w_j^i}{\Delta y^2} \right\} \right. \\
& \left. - f' \left(\frac{s_{j-1/2}^i}{p_{j-1/2}} \right) \left\{ \frac{p_{j-1/2}}{\Delta y} r(t_i) - \frac{w_j^i - w_{j-1}^i}{\Delta y^2} \right\} \right. \\
& \left. + p_j r'(t_i) \right]
\end{aligned}$$

とする。ただし、

$$s_{j+1/2}^i = \frac{s_j^i + s_{j+1}^i}{2}, \quad p_{j+1/2} = \frac{p_j + p_{j+1}}{2}$$

とおいた。

$j=0$ のときは境界条件を用いて、 $j=N$ のときは1次の後退差分を用いて、 s_j^{i+1} を求める。
差分時間間隔 Δt は、安定性条件

$$\Delta t \leq \Delta y / C_j, \quad j=0, 1, \dots, N$$

を満たすようにとる。ただし、 C_j は節点 y_j での特性曲線の伝ばん速度である。

3. 斜面系への適用

本章では、収束または発散する円錐面上の kinematic wave モデルが、“地形パターン関数”を用いたモデルの特別な場合であることを示す。また、流量～流積関係式に高樺ら¹⁰⁾の式を用いて、収束または発散する円錐面での中間流・地表面流生起過程をモデル化し、それが出水に及ぼす影響を分析する。

3.1 円錐面上の kinematic wave モデル

金丸⁷⁾は、Fig.1 のような収束または発散する円錐面上の表面流を考え、連続式を次のように与えている。

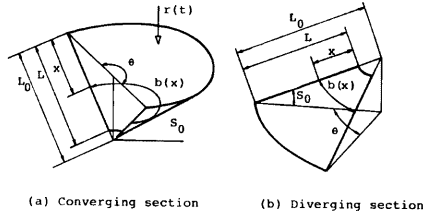


Fig. 1. Watershed surface models.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{b(x)} \frac{\partial}{\partial x} \{ u h b(x) \} = r(t). \quad (9)$$

ただし、 h は鉛直方向に測った水深、 u は流下方向の平均流速、 $r(t)$ は(有効)降雨強度である。 $b(x)$ は位置 x での流域幅 (Fig.1 参照) であり、Fig.1 (a) のような収束する円錐面では、

$$b(x) = \theta \cos S_0 (x + L_0 - L), \quad (10a)$$

Fig.1(b) のような発散する円錐面では、

$$b(x) = \theta \cos S_0 (L_0 - x) \quad (10b)$$

である (θ , S_0 , L_0 , L については Fig.1 参照)。

$$q=uh \dots\dots\dots (11)$$

とおくと、流出量 $Q(t)$ は、

$$Q(t)=b(L) \cos S_0 q(L, t) \dots\dots\dots (12)$$

で与えられる。ここで、変数変換

$$\left. \begin{aligned} y &= x/L, \quad p(y) = b(Ly) L \cos S_0, \\ w(y, t) &= b(Ly) \cos S_0 q(Ly, t), \\ s(y, t) &= b(Ly) L \cos S_0 h(Ly, t) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (13)$$

を用いると、(9)式、(12)式は

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \frac{\partial w}{\partial y} = p(y)r(t), \dots\dots\dots (14)$$

$$Q(t) = w(1, t) \dots\dots\dots (15)$$

と変形される。

流量～流積関係式として、金丸⁷⁾は Manning の平均流速式を、Woolhiser⁸⁾は指数関数を用いたが、以下では一般的に

$$q=uh=f(h) \dots\dots\dots (16)$$

と表わしておく。変数変換(13)を用いると、(16)式は、 $w \sim s$ 関係

$$w = p(y)f^*(s/p(y)) \dots\dots\dots (17)$$

$$f^*(z) = f(z)/L \dots\dots\dots (18)$$

を与える。

結局、円錐面上の kinematic wave 流れは、(14)、(15)、(17) 式で記述されることになる。これは、すでに2で述べた“地形パターン関数”を用いた kinematic wave モデルの形をしている。また、(10)、(13) 式より、収束または発散する円錐面では、“地形パターン関数” $p(y)$ は、 y の1次式であり、1次の項の係数は、円錐面が収束するとき負、発散するとき正であることがわかる(1次の項の係数が0のときは一様な矩形斜面を表わす)。

3.2 円錐面上の表面流生起場の変動

高樺・椎葉ら¹⁰⁾は、中間流・地表面流系の流量～流積関係式をつぎのように与えた。

斜面はA層とよばれる均一な厚さの透水性の高い層におおわれているとし、そのみかけの厚さを D とする。空隙率を γ とすると、A層の厚さそのものは D/γ である。この斜面上の雨水流において、A層底から測ったみかけの水深を h で表わす。真の水深は、 $h \leq D$ のとき h/γ 、 $h > D$ のとき $D/\gamma + h - D$ で与えられる。このとき、斜面に沿う平均流速を u とし、 $q=uh$ と h の関係式を区分的に

$$0 \leq h \leq D \text{ のとき } q = f(h) = kh \dots\dots\dots (19a)$$

$$h \geq D \text{ のとき } q = f(h) = \alpha(h-D)^m + kh, \dots\dots\dots (19b)$$

と定めるのである。(19a)式は中間流を、(19b)式は流れがA層を超えたときの中間流と地表面流を表わしている。 $k > 0$ 、 $\alpha > 0$ 、 $m > 1$ は定数であり、Manning の抵抗則にしたがえば、 $m = 5/3$ である。

以下では、この $q \sim h$ 関係式を用いて、収束または発散する円錐面上での中間流・地表面流の発生を追跡し、その出水特性を分析しよう。

ただし、出水特性の把握を容易にするために、流出高を出力とするようにモデルを変形しておく。まず、

$$\int_0^1 p(y) dy = A \quad \dots\dots\dots (20)$$

なる関係を持つ流域面積 A を用いて、正規化された地形パターン関数 $P(y)$ を

$$P(y) = p(y)/A \quad \dots\dots\dots (21)$$

と定義し、

$$W(y, t) = w(y, t)/A,$$

$$S(y, t) = s(y, t)/A$$

とおく。そうすると、(20)、(14)、(17)、(15)式に対応する方程式系

$$\int_0^1 P(y) dy = 1 \quad \dots\dots\dots (22)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial W}{\partial y} = P(y) r(t) \quad \dots\dots\dots (23)$$

$$W = P(y) f^*(S/P(y)) \quad \dots\dots\dots (24)$$

$$Q_h(t) = W(1, t) \quad \dots\dots\dots (25)$$

が得られる。ここに $Q_h(t)$ は流出高である。(24)式中の関数 f^* は、(18)、(19)式を用いて定められる。よって、 k/L 、 α/L をあらためて k 、 α とおくと、関数 f^* は、(19)式の関数 f と全く同じに表現される。以後、 k 、 α はこのように変換されているものとする。収束または発散する円錐面では $p(y)$ が、したがって $P(y)$ が 1 次式になるから、(22)式より、 $p_0 = P(0)$ とおくと、 $P(y)$ は p_0 をパラメタとして

$$P(y) = 2(1 - p_0)y + p_0$$

と表わされる。 $p_0 > 1$ では収束する円錐面を、 $p_0 < 1$ では発散する円錐面を、 $p_0 = 1$ では矩形斜面を表わすことになる。

以下、

$$D = 100 \text{ mm}, k = 0.05 \text{ hr}^{-1}, \alpha = 0.5 \text{ mm}^{-2/3} \text{ hr}^{-1}, m = 5/3, p_0 = 1.5$$

を標準値として、各パラメタを変化させたときの流出高の変化を考察する。入力降雨 $r(t)$ は、継続時間が 10 時間で、ピークの降雨強度が 20 mm/hr である 2 等辺三角形のものを考える。A 層底からの浸透はここでは考えない。

特別に $D = \infty$ とすると、地表面流は発生せず、系は線形定常で、単位インパルス応答関数は、

$$P(1 - kt), \quad 0 \leq t \leq 1/k$$

で与えられる。よって、収束する円錐面 ($p_0 > 1$) では、発散する円錐面 ($p_0 < 1$) に比べて流出が遅くなる。ところが、 $D = 100 \text{ mm}$ (これは入力降雨総量に等しい) とすると様相が異なる。 $p_0 < 1$ では表面流は発生しないが、 p_0 が 1 をこえて収束する円錐面になると、その集水効果のため、流れが A 層をこえて地表面流を生じる部分がでてくる。地表面流が生じるとそこでの流速は一般に中間流のそれより大きいから、 $D = \infty$ の場合とは逆に、 p_0 が大きいほど出水が急激化する可能性がある。Fig. 2 はこの事情を示している。もちろん、この効果は、Fig. 3 にみられるように、表面流の定数 α が大きいほど、Fig. 4 にみられるようにみかけの A 層厚 D が小さいほど顕著である。

以上の数値実験の結果得られる重要な結論の 1 つは、斜面形態の影響の仕方が必ずしも 1 方向的でないということである。すなわち、みかけの A 層厚 D が大きくて、あるいは降雨強度が小さくて、地表面流が生

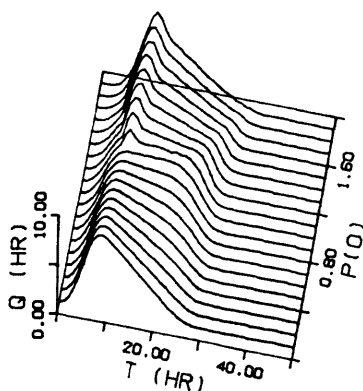


Fig. 2. Changes in the runoff height when parameter $P(O)=p_0$ varies.

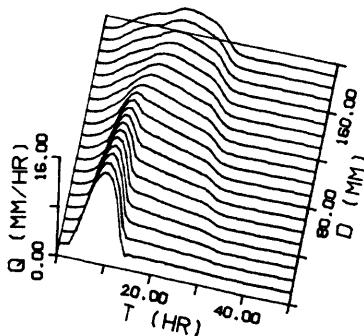


Fig. 4. Changes in the runoff height when parameter D varies.

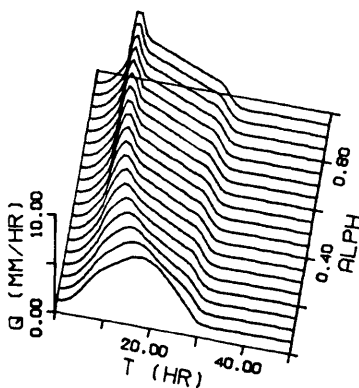


Fig. 3. Changes in the runoff height when parameter α varies.

じない場合には、斜面形態が収束的であることは、出水を遅らせる方向に作用するのに対し、みかけのA層厚 D が小さくて、あるいは降雨強度が大きくて、地表面流が生じる場合には、斜面形態が収束的であることは、逆に出水を急激化する方向に作用する。これは、出水特性と斜面形態との関係を把握するにあたって特に注意を要する点であると思われる。

3.3 複雑な山腹斜面系のモデル

前節では、収束または発散する円錐面を流域場としてその上の中間流・地表面流を考えた。この場合、地形パターン関数は1次式になった。

さらに進んで、円錐面や矩形平面でない流域場の流れをモデル化しようとする、問題は複雑になる。まず、金丸の与えた連続式(9)の成立そのものが問題となる。連続式(9)は、 $b(x)$ の幅で流れが一樣であるという前提にたっており、一般の曲面上の流れで成立

つものではないからである。したがって、厳密に言う、一般の山腹斜面の流れを扱うには、少なくとも2次元流れの連続式を用いる必要がある。しかし、そうすると方程式も複雑化し、計算量も増す。

一方、“地形パターン関数”を導入した kinematic wave モデルを単に入出力系のモデルとしてみると、“地形パターン関数”は必ずしも空間座標の1次式である必要はない。とすれば、この“地形パターン関数”を適当に選ぶことによって、円錐面や矩形平面に限らない複雑な山腹斜面での流れが近似されると期待する。本研究では、この点についての検討はしないが、次章で、河道網系について同様の期待が妥当であることを示す。

4. 河道網系への適用

本章では、放射状河道網での kinematic wave 流れが、“地形パターン関数”を用いたモデルによって統合的に表現されることをまず示す。放射状でなくても、流れが線形であれば同様の結果が成立する。放射状

でない河道網での非線形の kinematic wave 流れについては、厳密には逐一追跡していくしかないが、近似的な意味では、やはり“地形パターン関数”を用いたモデルで統合的に表現されることを示す。

4.1 放射状河道網系への適用

本研究でいう放射状の河道網とは、分岐比2を持ち、同一位数の河道区分は同一の距離を持つような河道網をいう (Fig. 5)。このような放射状の河道網において、位数 l の河道区分の上流端からの距離が x であるような河道区分の本数を $N(x)$ 、河道への単位距離あたりの横流入強度を $r(t)$ 、河道流の通水断面積を $h(x, t)$ 、河道流量を $q(x, t)$ 、最下流端の流出量を $Q(t)$ 、主河道長を L と表わすことにする。河道流量 q と通水断面積 h の間には

$$q = f(h) = ah^m \quad (26)$$

($\alpha > 0$, $m \geq 1$ は定数) なる関係があるものとする。河道区分での流れの連続式は

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial x}{\partial q} = r(t) \quad (27)$$

であり、流出量 $Q(t)$ は、

$$Q(t) = q(L, t) \quad (28)$$

として求められる。

位数 l の河道区分上流端からの距離が x である河道上の地点は $N(x)$ 個あり、それらのすべてで流量、通水断面積が等しいことに注意すると、位置 x での通水断面積、河道流量の和はそれぞれ $N(x)h(x, t)$ 、 $N(x)q(x, t)$ で与えられる。また、各河道区分長ごとに $N(x)$ は一定値をとることに注意すると、(27)式より、

$$\frac{\partial}{\partial t}(Nh) + \frac{\partial}{\partial x}(Nq) = Nr(t) \quad (29)$$

を得る。よって、変数変換

$$y = x/L, \quad p(y) = LN(Ly), \quad s(y, t) = LN(Ly)h(Ly, t), \\ w(y, t) = N(Ly)q(Ly, t), \quad \alpha^* = \alpha/L$$

を用いると、(26), (29), (28)式は

$$w = p(y)\alpha^*(s/p(y))^m \quad (30)$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \frac{\partial w}{\partial y} = p(y)r(t) \quad (31)$$

$$Q(t) = w(1, t) \quad (32)$$

と変形される。これは、2 で述べた“地形パターン関数”を導入したモデルの形をしている。

(30)～(32)式のように表現することによって、河道網内の各河道区分の流れを個別に考えるのではなく、単一の方程式系で河道網系が統合的に表現された。

4.2 線形河道網系への適用

本節では、放射状に限らない一般の河道網を考えるが、系は線形と仮定する。すなわち、(26)式において、

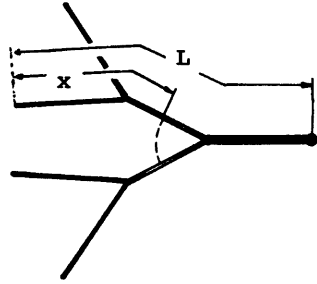


Fig. 5. Example of radially distributed stream networks

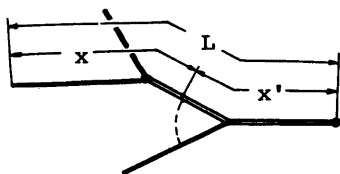


Fig. 6. Illustration of the definition of $N(x)$. In this example $N(x)$ is equal to 2.

$m=1$ と仮定する。

L を主河道長とし、流域下流端までの距離が x' である河道上の地点数を $N(x)$ (ただし、 $x=L-x'$) とする (Fig. 6)。放射状の河道網に対しては、この $N(x)$ の定義と前節の定義とは同じ値を与える。 $r(t)$, $h(x, t)$, $q(x, t)$, $Q(t)$, α の意味は前節と同じとすると、各河道区分の流れは、(26), (27) 式で記述される。位置が x の河道上の地点は $N(x)$ あるが、前節と異なり、この $N(x)$ 個の地点の通水断面積、河道流量は一般に等しくない。しかし、系の線形性により、この $N(x)$ 個の地点の河道流量の和と

通水断面積の和との比が α になる。よって、

$$y=x/L, \quad p(y)=LN(Ly), \quad s(y, t)=L\sum h(Ly, t), \quad w(y, t)=\sum q(Ly, t)$$

($\sum$ は同一位置 Ly を持つ河道地点の全てについての和) とおくと、前節の (30)~(32) 式が成立つ (もちろん、 $m=1$)。

こうして、河道網が放射状でなくても、系が線形であれば、河道網系は“地形パターン関数”を用いた kinematic wave モデルで統合的に表現されることが示された。

4.3 一般の河道網系への適用

前節までに述べたように、河道網が放射状であるかまたは系が線形である場合は、“地形パターン関数”を導入した kinematic wave モデルで河道網系を統合的に表現することができるが、河道網が放射状でもなく、かつ系が線形でもない一般の場合には、このモデルで厳密に表現できるとはいえない。しかし、近似的な意味では、“地形パターン関数”を適当に選ぶことによって、非線形でかつ放射状でない河道網系でもこのモデルで統合的に表現される。これを数値実験によって示す。

数値実験の対象とする河道網は、リンク数13を持つ、トポロジカルに相異なるものの全体とする。このような河道網は全部で11個あり、Fig. 7 に示すように15~25の識別番号をつける。リンク長は全て等しく5 km とする。河道流の kinematic 定数 α , m はそれぞれ、 $0.1\text{m}^{0.1}/\text{sec}$, 1.45とする。

入力である横流入としては、ピーク値が 2.1 l/sec/m 、継続時間が20時間の2等辺三角形のもの (INPUT 1, Fig. 8) ピーク値が 2.1 l/sec/m 、継続時間が30時間の台形状のもの (INPUT 2, Fig. 9) を用いる。横流入開始時には、河道流の通水断面積は0とする。

数値実験は次の手順で行なう。

- (1) 全ての河道区分の流れを逐一追跡して、河道網下流端の流出流量を求める。以下で、QNETという記号はこの方法を表す。

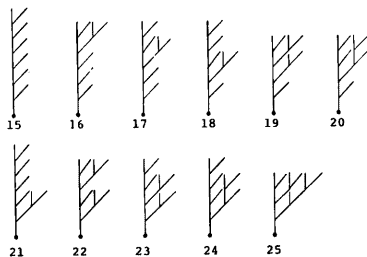


Fig. 7. Stream networks having 13 links.

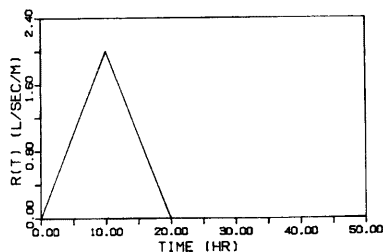


Fig. 8. Lateral fnilow (INPUT 1).

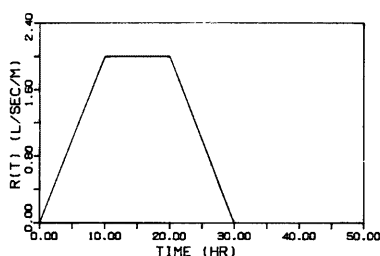


Fig. 9. Lateral inflow (INPUT 2).

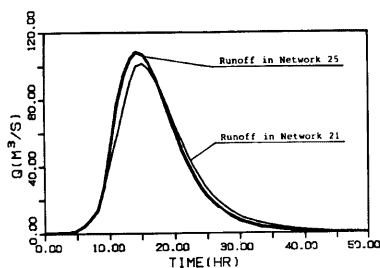


Fig. 10. Runoff discharges in Network 21 and Network 25 for INPUT 1 by QNET.

(2) 4.2 で述べたように系を線形と仮定して得られる“地形パターン関数”と、 $\alpha^* = \alpha/L$ として得られる α^* とを用いて単一方程式系 (30)~(32) 式で流出流量を算定する。ただし、流れを追跡するときは $m=1.45$ とする。以下で QPAT という記号はこの方法を表わす。

(3) 単一方程式系 (30)~(32) 式で“地形パターン関数”と α^* を未知定数とみなし、INPUT 1 に対して(1)で求められた流量に適合するようにこれらの未知定数を最適化する。適合度の評価は毎時の流出流量の差の 2 乗和により行ない、最適化には上田¹²⁾が作成した直接探索プログラムを用いる。ただし、“地形パターン関数”は、 $y=0, 1/4, 2/4, 3/4, 1$ の 5 点での値を与えて、他の部分は直線で内挿するという方法を探る。これは少し粗すぎるようにも思えるが、結果はこれでも十分である。この方法を SUIT と表わす。

(4) (3)で最適化した“地形パターン関数”と α^* を用いて INPUT 2 に対して、単一方程式系 (30)~(32) 式で流出量を求める。この方法を *SUIT と表わす。

複雑になるのを避けるために、番号21と番号25の河道網 (Fig.7 参照) についてのみ結果を示す。

Fig.10 は、INPUT 1 に対する番号21と番号25の河道網での QNET による流出流量を示している。番号25の河道網の方が集中度が高いことを反映して、流出が急激であることがわかる。

Fig.11 は、INPUT 1 に対する番号21の河道網での QNET, QPAT, SUIT による流出流量を示す。前述したように最適化する地形パターン関数を可成り粗く作ったにも拘らずよく、SUIT による流出流量は QNET によるそれをよく再現している。一方、系の非線形性のために QPAT による流出流量は、QNET によるそれとは少し異なっている。

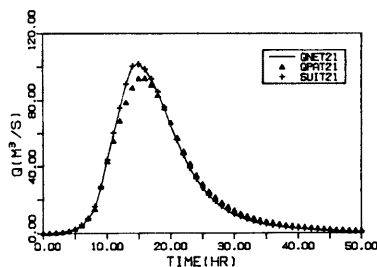


Fig. 11. Comparison of runoff discharges in Network 21 for INPUT 1 among three simulation models: QNET, QPAT, SUIT.

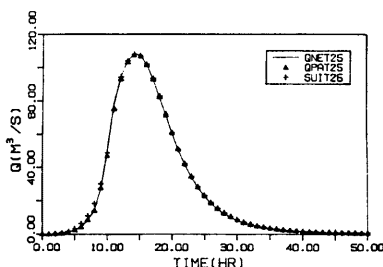


Fig. 12. Comparison of runoff discharges in Network 25 for INPUT 1 among three simulation models: QNET, QPAT, SUIT.

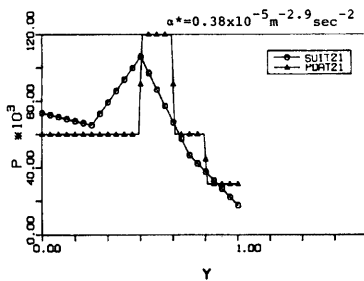


Fig. 13. Optimized geometric pattern function (SUIT) and the geometric pattern function obtained by linear assumption of flow (PDAT) in Network 21.

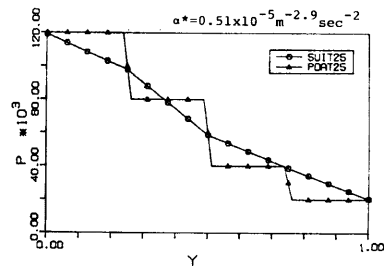


Fig. 14. Optimized geometric pattern function (SUIT) and the geometric pattern function obtained by linear assumption of flow (PDAT) in Network 25.

Fig. 12 は、INPUT 1 に対する番号25の河道網での QNET, QPAT, SUIT による流出流量を示す。この場合は、いずれの方法でもほとんど同一の流出となっている。これは、番号25の河道網がほとんど放射状に近くて、4.1 で述べた議論が成立つことによるものである。この Fig. 12 からわかるように、河道網が4.1 で定義した通りの放射状河道網でなくても、それに近ければ、4.1 で展開した議論が成立し、かつ、Fig. 11 とあわせて考えると、河道網が放射状に近いといえない場合でも、“地形パターン関数”を適当に決定することによって、複雑な河道網系でも(30)～(32)式の単一方程式系によって、近似的な意味で統合的に表現できることがわかる。

しかしながら、Fig. 11, Fig. 12 の SUIT による計算はいずれも、「最適化」したもの、すなわち、合うように定数を決めたものである。そこで、他の横流入、INPUT 2 に対する流出流量を求めて検討する。この場合、(3)で述べたように、INPUT 1 による流出流量を用いて最適化した“地形パターン関数”と α^* と (Fig. 13, Fig. 14) とを用い、INPUT 2 に対してはこれらを固定する。結果を Fig. 15, Fig. 16 に示す。INPUT 1 による流出を用いて同定された“地形パターン関数”と α^* を用いて計算した流出流量は、いずれの場合でも、QNET による流出流量によく一致し、特に、番号21の河道網での流出流量では (Fig. 15)、やはり、先に同定した“地形パターン関数”と α^* とを用いた流出計算 *SUIT の方が、QPAT によるそれ

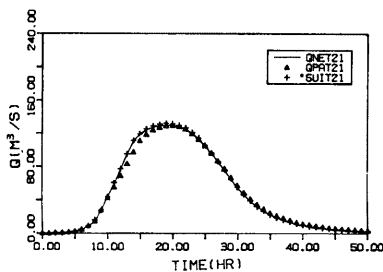


Fig. 15. Comparison of runoff discharges in Network 21 for INPUT 2 among three simulation models: QNET, QPAT, *SUIT.

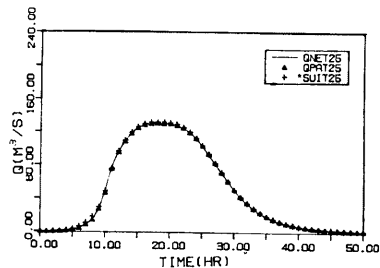


Fig. 16. Comparison of runoff discharges in Network 25 for INPUT 2 among three simulation models: Qnet, QPAT, *SUIT.

よりも良い適合度を示している。

他の数値実験結果ともあわせて以上の結果から次のような結論が得られる。まず，“地形パターン関数”と α^* とを適当に決定すれば，単一方程式系(30)～(32)式によって，各河道区分の流れを逐一追跡する場合とほとんど同じ流出量が算出される。また，このとき，決定される“地形パターン関数”と α^* とは，入力によらず河道網に固有の定数とみてよい。

4.4 河道網系の統合的モデル

前節までの議論により，河道への横流入が空間的に一様と仮定すると，横流入 $r(t)$ から河道網下流端流量 $Q(t)$ への変換モデルとして，

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \frac{\partial w}{\partial y} = p(y)r(t), \quad 0 \leq y \leq 1, \dots\dots\dots (33)$$

$$w = p(y)\alpha^*(s/p(y))^\alpha, \dots\dots\dots (34)$$

$$Q(t) = w(1, t) \dots\dots\dots (35)$$

を考えることができる。このモデルは，流れの伝播過程を考慮しており，しかも，単一の方程式系で，河道網による複雑な集水過程を統合的に表現するという特徴を持っている。実流域への適用にあたっては，4.2で述べた方法によって“地形パターン関数”を求め，パラメタ α^* のみを最適化して第1近似とするといえよう。さらに，“地形パターン関数”をも最適化するには，4.3で用いた直接探索プログラムを用いるとよい。

5. 結 論

本研究は，最近よく取上げられている“Variable Source Area Concept”を念頭において，高棹らの中間流・地表面流理論を矩形平面でない山腹斜面にも適用できるように拡張することを目的として着手されたものである。3章で述べた円錐面上の流れの追跡は，Woolhiser⁸⁾，Singh & Woolhiser⁹⁾の研究を参考にして構成し，それを抽象化する形で2章で述べた“地形パターン関数”を導入した kinematic wave モデルを構成した。このモデルは，河道網系の簡略化モデルとして筆者ら¹³⁾が検討したものと密接な関係があるので，本研究で再構成して議論しておいた。結果的には，“地形パターン関数”を導入した kinematic wave モデルで斜面系も河道網系も統一的に表現されることになったので，本論文もそのような構成で議論を進めた。

本研究では，中間流出の生起場として末端生起場のみを考え，水みちの流れや水みちへの中間流出を無視している。その意味では，まだ高棹らの中間流・地表面流理論を拡張しきっていないわけであり，実流域への適用も含めて検討の余地を残している。

参 考 文 献

- 1) 高棹琢馬・岸本貞夫：雨水流出の実験的研究，京大防災研究所年報，第4号，昭36，pp. 132-154.
- 2) 石原藤次郎・高棹琢馬：中間流出現象とそれが流出過程に及ぼす影響について，土木学会論文集，第79号，昭37.
- 3) 石原藤次郎・石原安雄・高棹琢馬・頼干元：由良川の出水特性に関する研究，京大防災研究所年報，第5号A，昭37，pp. 147-173.
- 4) 高棹琢馬：出水現象の生起場とその変化過程，京大防災研究所年報，第6号，昭38.
- 5) Betson, R. P. and J. B. Marius : Source Area of Storm Runoff, *Water Resources Research*, Vol. 5, No. 3, 1969, pp. 574-582.
- 6) Dunne, T. and R. D. Black : Partial Area Contribution to Storm Runoff in a Small New England Watershed, *Water Resources Research*, Vol. 6, No. 5, 1970, pp. 1296-1311.
- 7) 金丸昭治：流出を計算する場合の山腹斜面系の単純化について，土木学会論文集，第73号，昭35，pp. 7-12.

- 8) Woolhiser, D. A. : Overland Flow on a Converging Surface, *Trans. ASAE*, Vol. 12, No. 4, 1969, pp. 460-462.
- 9) Singh, V. P. and D. A. Woolhiser : A Nonlinear Kinematic Wave Model for Watershed Surface Runoff, *Journal of Hydrology*, Vol. 31, pp. 221-243.
- 10) 高棹琢馬・椎葉充晴・北村英和 : 分布型モデルによる流出のシミュレーションおよび流域の集中化スケール, 土木学会第31回年講概要集2, II-86, 昭51, p. 163.
- 11) 矢嶋信男・野木達夫 : 発展方程式の数値解析, 岩波書店, 応用数学叢書, 昭52.
- 12) 上田光三郎 : 不等号制約条件下の多変数非線形関数の最大値の直接探索法 (コンプレックス法), 京都大学大型計算機センター利用の手引き—プログラムライブラリ編—, 昭55, pp. 71-78.
- 13) 高棹琢馬・椎葉充晴・北村英和 : 河道分布が出水に及ぼす影響, 土木学会第29回年講概要2, II-59, 昭和49, pp. 125-127.