

大気・陸面過程を内包した山腹斜面水文モデルの河川流域への適用

金澤 瑞樹*・澤井 信宏*・椎葉充晴*・立川康人・市川 温*

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

これまで河川流域における長期の流出を扱う場合、タンクモデルや応答型モデルが用いられてきたが、これらのモデルでは流域内の各地点における情報を知ることができなかった。本研究では、広域での長期流況評価に必要な要素である蒸発散機構を持つ大気・陸面過程を含んだ山腹斜面水文モデルを、流域地形データをもとに流域を複数斜面要素の集合体として構成した流域地形モデル上に適用することで、河川流域全体での長期流出の再現を実現するとともに、流域内の個々の斜面要素の評価も可能とした。

構成されたモデルは、降雨量、風速、相対湿度、気温、全天日射量、赤外放射量が流域全体としての入力であり、流域からの河川への流出量の総和が出力である。各斜面要素に関しては、表土層水分量、地表面含水率、地表面温度、表土層平均温度、植生遮断水分量を状態量として、その時間変化を計算するもので、流入量が入力であり流出量が出力である。

山腹斜面地形モデルとしては、市川ら(1998)によるモデルが、大気・陸面過程を含む山腹斜面水文モデルとしては、椎葉ら(1999)によるモデルが用いられている。

キーワード：流出モデル、分布型モデル、大気・陸面過程、流域地形モデル

1. 序論

河川流域における水資源の利用、開発を計画、改善するためには、河川流量の変動を長期的に再現する必要がある。したがって水文流出系の分野では、流域土壌から河川への流入水分量を長期的に評価することが一つの重要な課題となっている。広域での長期的な流況を評価するには直接流出機構による水分移動だけでなく、蒸発散機構による水分移動も考える必要がある。

本研究では、河川流域規模での長期の流出を再現することを目的とし、流域全体を複数斜面の集合体と捉えて水分移動を制御する地形モデル上に、長期の流出に必要な蒸発散を考慮した水文モデルを適用

する。

椎葉ら(1999)は、直接流出に加えて蒸発散による水分移動も考慮した水文モデルを構成し、単一斜面要素で検討してきた。この水文モデルは Noilhanら(1988)による大気・陸面過程モデル(Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere, ISBA)を含んでおり、従来の流出モデル中の流量から導出される土層平均含水率をISBA内に用いることで両者を結合している。

市川ら(1998)は複数斜面の流出を考えるために、山腹全体を流域斜面要素の集合体として表現できる流域地形モデルを開発した。また、モデル上の各流域斜面要素に kinematic wave モデルを適用し、流域地形構造に即して上流側の斜面要素から下流側の斜

面要素へと順に流出計算を行った。

市川ら(1998)が各流域斜面要素に用いた kinematic wave モデルは直接流出かつ短期流出のみを考えているので、それに代えて本論文では椎葉ら(1999)が開発した山腹斜面水文モデルを用いることとした。これにより、直接流出機構だけでなく、蒸発散機構も表現することができる長期流況評価に対応した山腹全体のモデルへと改良された。

さらに、島根県高津川流域の地形データを用いて流域地形のモデルを構成し、既知の気象データを入力して得られる計算例を示す。

2. 山腹斜面水文モデルの河川流域への適用

本章では、まず河川流域規模での長期流出を再現する上で基盤となる、山腹斜面地形モデル、並びに ISBA を含む山腹斜面水文モデルについて触れ、これらを統合する。

本研究ではこれらを統合することにより、各流域斜面要素で斜面側方向の水収支に加えて、蒸発散機構を有する鉛直方向の水・熱収支も扱える、広域かつ長期流況評価に即した流域斜面流出モデルへと改良する。このモデルでは、河川流域を斜面要素の集合体とし、流域地形構造に応じて上流側の斜面要素から下流側の斜面要素へと順に流出計算を行なう。

2.1 山腹斜面地形モデル

市川ら(1998)が開発した山腹斜面地形モデルによって、山腹斜面全体を流域斜面要素の集合体として表現することが可能となった。これは、国土数値情報の河川単位流域台帳データと流路位置データを加工することで各斜面要素の地形構造や結合様式が表現された数値地形モデルを作成し、各数値地形モデルに雨水流れのモデルを適用することで、流域地形構造に即して上流側の斜面要素から下流側の斜面要素へと順に流出計算を行なうモデルである。

最上流端から流出計算を開始し、斜面要素の下流端からの流出量を足し合わせ、これを上流端の境界条件として次の斜面要素の流出計算を行なう。これを最下端にあたる斜面要素まで順次流出計算を行なう。そして、最下端斜面要素からの流出量を足し合わせて流域斜面全体からの流出量を求める。さらに各流域からの流出量を河道網に沿って足し合わせることで、河川流域全体からの流出量が再現される。

このモデルでは、流域斜面全体の流出量を計算するので、非常に多くの斜面を扱うことになる。また、市川ら(1998)は各流域斜面に kinematic wave モデルを適用し流域を評価しているが、本研究では長期にわたる河川流域を評価することが目的であるため、

蒸発散機構を扱える大気・陸面過程を含む山腹斜面水文モデルを適用する。このモデルについては次節で述べる。

2.2 大気・陸面過程を含む山腹斜面水文モデル

本研究で取り扱う斜面要素モデルの模式図と主要な変数を、Fig. 1 に示す。

山腹斜面は透水性の高い A 層に覆われているものとする。A 層の鉛直方向の水分分布の不均一性の影響を考慮するために、A 層表面の極く薄い表面層(厚さ d_1 [m]) の土湿量を別に考える。A 層全体の厚さは、 d_2 [m] とする。この地表面層(植生表面を含む)の温度、体積含水率をそれぞれ、 T_s [K]、 w_g [-]、表土層の平均温度、平均体積含水率はそれぞれ、 T_2 [K]、 w_2 [-] とする。 W_r [m] は、植生の貯留水分量である。 q [m²/sec] は、表土層内の単位幅当りの側方への雨水流量である。

降雨強度 P [m/sec]、風速 V_a [m/sec]、大気の相対湿度 H_a [-]、気温 T_a [K]、地表への全天日射量 R_G [W/m²]、大気からの赤外放射量 R_A [W/m²] は、入力として与えられるものとする。

E_r [m/sec] は植生表面からの蒸発量、 E_{tr} [m/sec] は植生からの蒸散量、 E_g [m/sec] は地表面からの蒸発量、 R_r [m/sec] は植生からの流出水分量である。

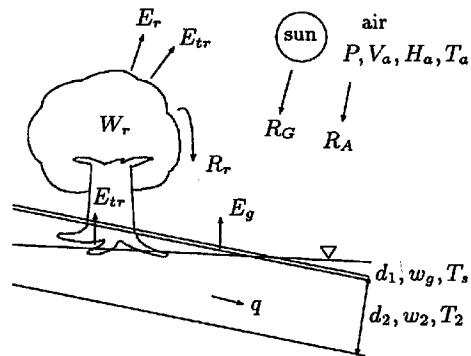


Fig. 1 Schematic diagram of a model slope

(1) 山腹斜面水文モデル

山腹斜面側方向の水の流れについては、椎葉ら(1998)が従来の表面流・中間流モデルに圃場容水量の考え方を導入したモデルを開発し、低水時の流出計算を可能とした。これにより、kinematic wave による流出計算が、洪水時だけでなく、低水時へも、あるいは、低水時から洪水時へ連続的に接続できるようになっている。

山腹表面層に側方向の水の流れが生じるとき、含水率が低い場合は雨水は土粒子の周りに吸着され、含

¹ 変数の後の [] は、その変数の次元を示す。無次元の場合 [-] のように表わす。

水率の増加に伴い雨水は自由水となって流れ出す。このときの含水率 γ_c [-] を圃場容水量と呼ぶ。この圃場容水量を用いると、単位幅当りの鉛直方向の保水量 h [m] と自由水水分量 h_f [m] との関係は $h = h_f + \gamma_c d_2$ と表せる。しかし、実際には含水率が圃場容水量以下の場合でも自由水が発生するため、 $N_f > 1$ なるパラメタを導入し、その関係を

$$h = h_f + \gamma_c d_2 \left\{ 1 - \left(\frac{\gamma_c d_2 - h_f}{\gamma_c d_2} \right)^{N_f} \right\}^{1/N_f} \quad (1)$$

と表す。ここで γ_e [-] は有効空隙率で、土層の空隙率を n_e [-] とするとき、 $\gamma_e = n_e - \gamma_c$ と表される。

表面流・中間流による側方向流れの連続式は次のようになる。

$$\frac{\partial}{\partial t}(hw) + \frac{\partial}{\partial x}(qw) = w(P_g - E_g - E_{tr}) \quad (2)$$

ただし、 w [m] は斜面の幅、地表面への流入水量を P_g [m/sec]、地表面からの蒸発量を E_g [m/sec]、表土層からの根による水分の吸い上げ量(植生からの蒸散量)を E_{tr} [m/sec] とする。式(2)で左辺は、表面流+中間流の単位幅当りの保水量 h と流量 q [m²/sec] の時間的、場所的変化を表しており、右辺は地表面への流入を正とした水収支を表している。表土層から下に抜ける浸透は扱っていない。

椎葉(1983)は、採用した表面流・中間流が共存する流れの流量・保水量関係式として導いた式に、圃場容水量を考慮して

$$q = \begin{cases} ah_f, & q \leq a\gamma_c d_2 \\ \alpha(h_f - \gamma_c d_2)^m + ah_f, & q > a\gamma_c d_2 \end{cases} \quad (3)$$

を得た。ただし、 $a > 0$ は中間流の流速、 $d_2 \geq 0$ はみかけの A 層厚である。 $\alpha \geq 0$ 、 $m \geq 1$ は定数で、 h_f は鉛直方向の単位幅あたりの自由水水分量である。 $h_v > d$ のとき、表面流が発生している。

(2) 大気・陸面過程モデル (ISBA)

鉛直方向の水熱収支については、Noilhan ら(1988)が地表面層とそれを内包する表土層における水・熱収支を取り扱い、地表面における蒸発と植生による蒸発散の挙動を提示している。鉛直方向の水熱収支のモデルを提示しているのは Noilhan ら(1988)に限らないが、山腹斜面側方向の水の流れと結合しやすい形式で表土層のモデルが考えられていることに着目し採用されている。

地表面層(厚さ d_1 [m]) では大気と直接水分量のやりとりが行われ、且つ、地中との水分のやりとりも行われる。また、表土層(厚さ d_2 [m]) は大気との水分のやりとりの他に、植生が根から水分を吸い上げることも考慮する。したがって、水収支は地表面層の体積含水率 w_g [-] と不飽和表土層の平均体積含

水率 w_2 [-]、重力と毛管力のつりあった平衡状態での表面平均含水率 w_{geq} [-] によって次のように表わされる (Noilhan ら, 1988)。

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{d_1} (P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau} (w_g - w_{geq}) \quad (4)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{C_1}{d_2} (P_g - E_g - E_{tr}) \quad (5)$$

ここで P_g [m/sec] は林内降雨量、 E_g [m/sec] は地表面での蒸発量である。また、 E_{tr} [m/sec] は根からの吸い上げ水分量(気孔からの蒸散量)である。

w_{geq} は w_2 と飽和含水率 w_{sat} [-] により、

$$w_{geq} = w_2 - a_p w_{sat} \left(\frac{w_2}{w_{sat}} \right)^p \left\{ 1 - \left(\frac{w_2}{w_{sat}} \right)^{8p} \right\} \quad (6)$$

と表されるとする。これは Clapp and Hornberger によってシミュレーションの結果得られた w_{geq} と w_2 の関係式である (Noilhan ら, 1988)。ここで a_p 、 p は土質によって変わるパラメタである。

C_1 は、土壌水分特性が均一であるとし、地表面の水分フラックスが \sin 関数で表せると仮定して得られたものである。 C_2 は、シミュレーションから得られたものである (Noilhan ら, 1988)。

次に、地表面層の温度を T_s [K]、表土層の平均温度を T_2 [K]、1日の周期を τ [sec] とすると、Bhumralkar (1975) によって提案された強制復元法による地表面熱収支は、

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T G - \frac{2\pi}{\tau} (T_s - T_2) \quad (7)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau} (T_s - T_2) \quad (8)$$

である。

式(10)の G [W/m] は、地表面及び植生表面における熱貯留率で、表面におけるフラックスの総和(流入を+としている)により次のように表される。

$$G = R_n - H - lE \quad (9)$$

ここで、 R_n [W/m²] は純放射量(太陽の放射エネルギーの内、地表面で吸収される分)で、 H [W/m²] は大気からの顕熱フラックス、 l [J/m³] は蒸発潜熱、 E [m/sec] は蒸発量で、その積 lE [W/m²] が潜熱フラックスを表す。また、係数 C_T [K m/J] は、植生の割合によって変わるパラメタである。

降雨があった場合、その一部は植生によって遮断され、植生上に残る雨水も存在する。植生上に残る雨水の量 W_r を植生の貯留水分量 [m] と呼び、その変化は次のように表される。

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = \text{veg}P - E_r - R_r \quad (10)$$

ここで、 P [m/sec] は降雨量、 E_r [m/sec] は植生表面からの蒸発量、 R_r [m/sec] は植生からの流出水分量である。この植生からの流出は、貯留水分量 W_r が最大貯留水分量 $W_{r,max}$ [m] を超えた時に起こる。

(3) (1), (2) 両モデルの結合

ISBAにおける状態量はそれぞれ独立したのではなく、互いに共通な変数をもっており、これらが鉛直方向の水収支を支配する。ISBAと山腹斜面水文モデルを結合するため、表面流・中間流モデルから表土層の平均含水率を導出し、それを表土層の平均含水率 w_2 として用いるというかたちでモデルの結合をはかる。このため、式(5)は用いない。

2.3 山腹斜面地形モデルへの適用

山腹斜面地形モデル上の各斜面要素に前節で説明した水文モデルを用いることで、長期にわたる河川流域規模での流出を再現する。本研究では、流域・季節ごとに土壌や植生のパラメーターが自動的に変化するモデルに改良したため、広域、長期評価の影響を反映したモデルとなっている。

2.4 モデルの入出力と状態量

この流域斜面モデルの各斜面要素の状態量と各流域の入力量は以下のようである。

状態量: 表土層水分量 h (あるいは、表土層側方流量 q)、地表面含水率 w_g 、表面温度 T_s 、表土層平均温度 T_2 、植生遮断水分量 W_r

入力量: 降雨量 P 、風速 V_a 、相対湿度 H_a 、気温 T_a 、全天日射量 R_G 、赤外放射量 R_A

3. モデルの数値解法

本研究では、国土数値情報の河川単位流域台帳データと流路位置データを加工することで対象河川流域を複数の斜面要素に分割し、各斜面要素の地形構造や結合様式を表現した数値地形モデルを作成する。こうして生成した個々の斜面要素に前節で述べた大気・陸面過程を含む山腹斜面水文モデル(斜面要素モデル)を適用する。

斜面要素の水平斜面長 L を等間隔に N 個のグリッドに分けて、時間間隔 Δt ごとに各格子点の状態量の変動を計算する。以下、 $\Delta x = L/N$ 、 $x_i = i\Delta x$ とおく。上流端の格子点は、上流からの流入量を与えるためにのみ設定し、上流端を除く N 個の格子点の状態量の時間的変化を計算する。

以下では斜面要素モデルの各状態量の時間的変化を解く方法を示す。

3.1 2次のAdams公式による常微分方程式の解法

本研究で用いる斜面要素モデルでは、時間積分法として、予測子-修正子法を用いている。予測子としては、2次精度のAdams-Bashforth法を用い、修正子としては、2次精度のAdams-Moulton法を用いてい

る。ただし、導関数が時間のみの関数とそうでない関数との和に書ける場合には、それを利用する以下のような形に書き直した公式を用いている。与えられた常微分方程式を

$$dy/dt = f(y, t) + g(t) \quad (11)$$

とする。2次精度のAdams-Bashforth法は、この場合、

$$y_{k+1}^* = y_k + \frac{\Delta t}{2}(3f_k - f_{k-1}) + \int_{t_k}^{t_{k+1}} g(t)dt \quad (12)$$

という予測式を与える。ただし、 $y_k = y(t_k)$ 、 $f_k = f(y_k, t_k)$ 、 $\Delta t = t_k - t_{k-1}$ と置いた。 y_{k+1}^* は、 y_{k+1} の予測値である。

2次精度のAdams-Moulton法により、得られた予測値 y_{k+1}^* を用いて、

$$y_{k+1} = y_k + \frac{\Delta t}{2}(f_k + f_{k+1}^*) + \int_{t_k}^{t_{k+1}} g(t)dt \quad (13)$$

として、 y_{k+1} を再計算する。ただし、 $f_{k+1}^* = f(y_{k+1}^*, t_{k+1})$ と置いた。

3.2 山腹斜面側方流れ(流量)の解法

地表面含水率 w_g 、表面温度 T_s 、表土層平均温度 T_2 、植生遮断水分量 W_r の変化を記述する式は、当該地点の値のみに依存し、本質的には、常微分方程式であると考えてよいので、前項で述べた方法で積分できる。しかし、山腹に沿う雨水の流れ(流量)を記述する式は、空間座標による偏微分を含んだ方程式である。そこで、つぎのような方法をとることにした。簡単のため、式(2)右辺を F と書き、空間微分について上流側差分をとり、式(2)を

$$\frac{\partial h_i}{\partial t} = \frac{F}{w(x_i)} - \frac{[wq]_{x_i} - [wq]_{x_{i-1}}}{w(x_i)\Delta x} \quad (14)$$

と近似する。ただし、位置 x_i での表土層水分量 h を h_i と書いた。最上流端の q は、境界条件として既知なので、上流から下流方向に逐次計算していくことにすれば、 x_{i-1} での q の値は既知と考えてよい。したがって、式(14)は、 h_i に関する常微分方程式とみなすことができ、前項で述べた解法が適用できる。

3.3 表面温度の解法

前項で、流量以外の各状態量の変化を記述する式は常備分方程式であるとみなせるため、前前項の方法で解けばよかった。しかし、表面温度に関しては、式(2)中の熱貯留率 G の変化に大きく依存するため変動が激しくなり、他の状態量と同様の解法では発散を生じてしまう。

そこで、陰的台形公式を時刻 t_k から t_{k+1} に適用し、陰的台形公式を二分法によって解くことで表面温度を決定する。

つまり、式 (2) 右边を μ とおき陰的台形公式を適用すると、

$$T_s(t_{k+1}) - T_s(t_k) = \frac{\Delta t}{2} (\mu(t_k) + \mu(t_{k+1})) \quad (15)$$

が得られるが、ここで

$$F = (\text{上式左辺}) - (\text{上式右辺}) \quad (16)$$

とし、 F が $T_s(t_{k+1})$ の増加関数であることに注意して $F=0$ となる $T_s(t_{k+1})$ を二分法により求める。

他の状態量と条件を平等にするため、予測段階として、式 (2) で $F=0$ となる $T_s(t_{k+1})$ を求める。ここで、 $T_s(t_{k+1})$ 以外の状態量の時刻 t_{k+1} の値は使わない。次に、修正段階として、 $T_s(t_{k+1})$ 以外の状態量の時刻 t_{k+1} の予測段階の値を用いて $T_s(t_{k+1})$ を計算する。

4. 数値計算例

島根県高津川流域で収集された 1995 年 3 月 22 日から 29 日までの 7 日間の気象データを用いて、匹見川流域の支流である生山川を対象とし、本研究で作成した数値計算モデルにより、流域斜面要素の各状態量の変動と生山川流域からの総流出量を計算した。入力データの一部である降雨強度、全天日射を Fig. 2, Fig. 3 に示す。また、国土数値情報データを加工して得た生山川流域の斜面要素の様子を Fig. 4 に示す。流域斜面要素数は 3421、流域面積は 5.7 km² である。今回考察の対象として採用する斜面は中流域左端に示された一連の斜面要素群であり、山頂と河道の間が 14 の斜面要素で結ばれている。考察対象斜面要素間の接続関係を各斜面要素の上流域面積を Fig. 5 に示す。ただし、以下で単に上流・中流・下流斜面要素と呼ぶ場合は、山頂から 1 番目、5 番目、9 番目の要素、つまり、Fig. 5 の網掛番号で 2148、38、9 と表示されている斜面要素を指す。

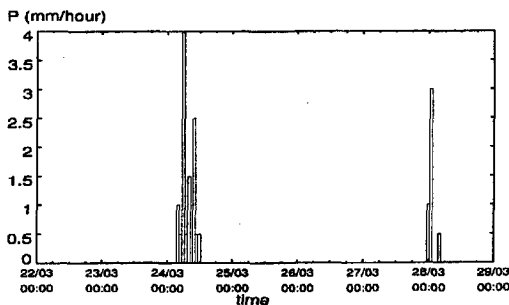


Fig. 2 降雨量

計算結果の一部を Fig. 6 から Fig. 5 に示す。

Fig. 6 は表土層側方流量を示している。降雨開始時から中流斜面要素、下流斜面要素の流量が増加している。上流斜面要素も増加を見せたが中流・下流

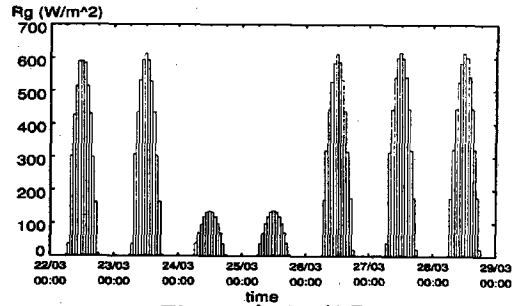


Fig. 3 全天日射量

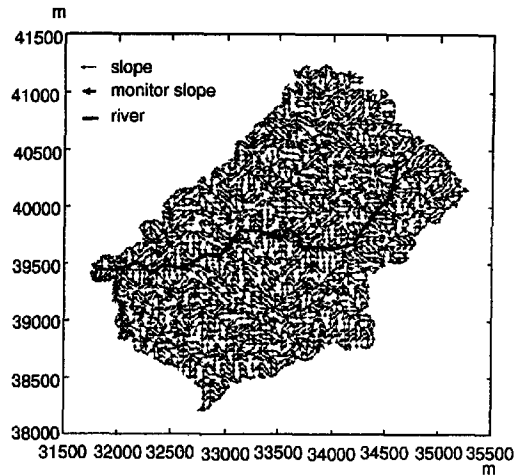


Fig. 4 生山川周辺地形

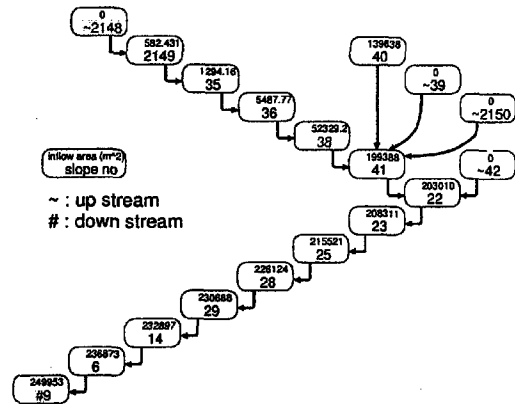


Fig. 5 斜面要素の接続状況

に比べて値が小さかった。Fig. 6 からわかるように、斜面要素 41 番で複数の斜面群が合流するというように、下流に向かう程、上流域面積が大きくなるため、斜面要素を流れる流量は増加する。また、水分量が下流に移動する時間があるため、上流斜面と下流斜面では流量の挙動に時間的なずれが生じる。降雨のピークが 24 日の午前 6 時頃におとずれているが、その影響が下流斜面に現れるのは午後 3 時頃という結果になった。

Fig. 11 は、対象流域からの総流出量を示している。降雨開始とともに増加しており、自然な挙動と

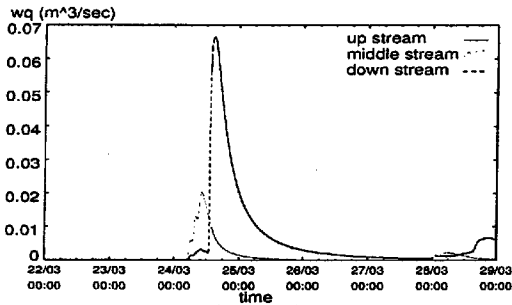


Fig. 6 斜面側方向水分量

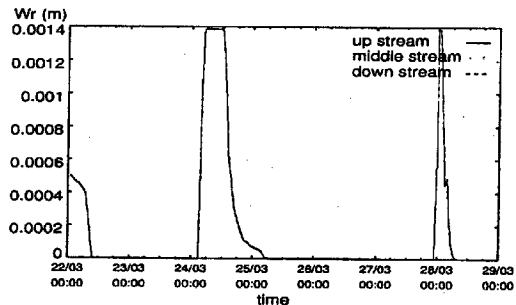


Fig. 10 貯留水分量

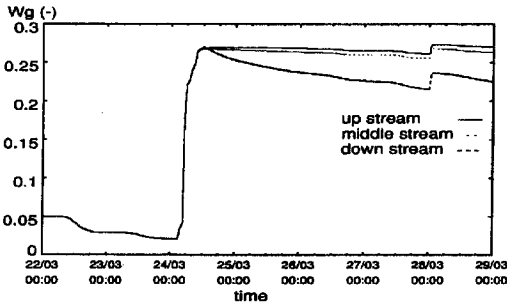


Fig. 7 地表面含水率

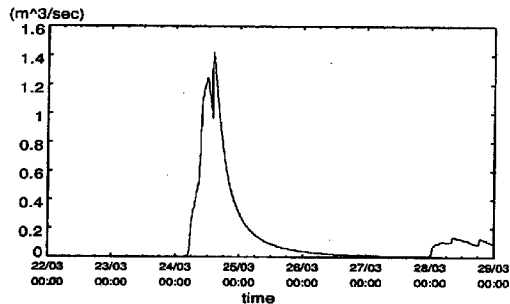


Fig. 11 流域からの総流出量

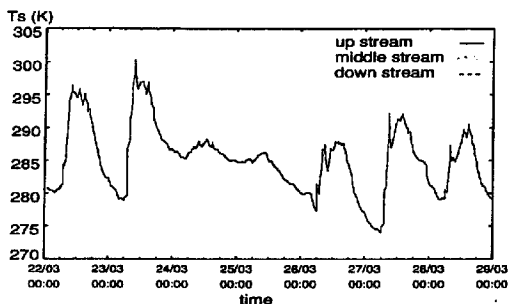


Fig. 8 表面温度

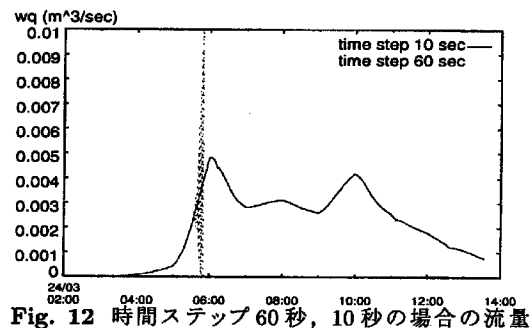


Fig. 12 時間ステップ 60 秒, 10 秒の場合の流量

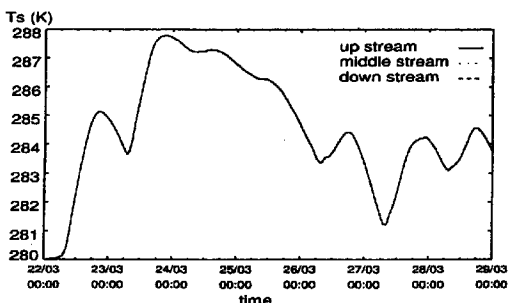


Fig. 9 土層の平均温度

思われる。

本論文で対象とした生山川流域 (5.7 km²) で計算ステップ一回分の計算を行うのに 20 秒かかる²。また、後述するが計算ステップが 10 秒程度でないと計算が安定に行えない。したがって、流量が観測されている流域規模 (52.2 km²) を計算対象とすることができず、計算流量と観測流量を比較することができ

² CPU が Pentium Pro 334.09 MHz のコンピュータを用いた。

なかった。

Fig. 7 は、上流・中流・下流の各々の斜面要素における地表面含水率の時間的変化を示している。上流・中流に比べて下流における変化が大きくなった。

Fig. 8, Fig. 9, Fig. 10 はそれぞれ上流・中流・下流の各々の斜面要素における表面温度, 土層平均温度, 貯留水分量を示している。上流・中流・下流の各々の斜面要素で表面温度, 土層平均温度, 貯留水分量にはほとんど変化が見られなかった。

また、流量以外で斜面要素内の変化はほとんど見られなかった。

以上のグラフは、時間ステップを 10 秒で計算した結果を示したものである。時間ステップを増やすと状態量, 特に流量の変動が激しい降雨時や急勾配地点では計算がうまくいかない場合がある。時間ステップを 60 秒とした時のある斜面要素のある時刻の流量の様子は、降雨開始後しばらく経つと Fig. 12 のように発散してしまう。参考として、時間ステップ

が60秒の場合の同斜面要素の同時刻の流量の様子も示しておく。

5. 結論

本研究では、市川ら(1998)による山腹全体を複数斜面要素の集合体として表現できる地形モデル上に、椎葉ら(1999)による大気・陸面過程を含んだ山腹斜面水文モデルを適用して、長期にわたる河川流域規模での流況評価に対応したモデルを構成した。

前章で見たように、現在は時間ステップを10秒程度にしないと、場所や時刻によっては状態量の変化が大きいため計算がうまくいかない。したがって、状態量の変化が大きい場合には、場所と時刻によって時間ステップを変化できるシステムの導入が必要である。

計算時間短縮のため、斜面要素内の各グリッドで変動が小さい地表面含水率、表面温度、平均温度、貯留水分量に関しては斜面要素で1つとすることが考えられる。また、地形モデル構成の際、50mグリッドで一つの斜面要素を構成したが、より粗いグリッドで一つの斜面要素を構成しても計算結果が変わらないならば斜面要素数を減らすことができ、計算時間を短縮できると考えられる。

また、河川全体での流況を評価するため、各流域からの流出量を河道網に沿って足し合わせる河道網系モデルとの結合作業が必要である。

参考文献

- 椎葉充晴・立川康人・市川温・堀智晴・田中賢治(1998) : 圃場容水量・パイプ流を考慮した斜面流出計算モデルの開発, 京大防災年報, 第41号, B-2, 1998.
- Noilhan, J. and S. Planton (1988) : A Simple Parameterization of Land Surface Process for Meteorological Models, Monthly Weather Review, Vol. 117, pp. 536-549.
- 椎葉充晴・立川康人・田中賢治・市川温・金澤瑞樹(1999) : 大気・陸面過程モデルと山腹斜面水文モデルの結合, 京大防災年報, 第42号, B-2, 1999.
- 市川温・小椋俊博・立川康人・椎葉充晴(1998) : 山腹斜面流 kinematic wave モデルの集中化, 京大防災年報, 第41号, B-2, 1998.

Application of a Slope Hydrological Model which has a Land Surface Process to the River Basin

Mizuki KANAZAWA*, Nobuhiro SAWAI*, Michiharu SHIIBA*,
Yasuto TACHIKAWA and Yutaka ICHIKAWA*

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

To evaluate long term runoff in a river basin, the Tank Model and the response-type models have been used. These models give the information like discharge from the basin, but do not give the information like discharge, evaporation and transpiration, at each point within the basin. So in this study we combined a slope hydrological model which considers a land surface process and long term runoff with the topographical basin model which has many slopes made from basin data. Long term runoff at each slope in the basin can be evaluated.

The inputs to the model are rainfall intensity, wind velocity, relative humidity, air temperature and solar radiation. The output is runoff from the basin. In each slope unit, the state variables are storage in the foliage, water content and temperature in the thin ground surface soil layer, water storage and mean temperature in the soil layer, where dynamic changes of those state variables are calculated. For these slope units, input is inflow from the upstream slope units and the output is runoff from the slope unit.

The basin ground model by Ichikawa et. al (1998) and the slope hydrological model which has a land surface process by Shiiba et. al (1999) are used.

Keywords: runoff model, distributed model, soil-atmosphere-vegetation interaction, basin ground model