

長江上流域-嘉陵江流域-への土砂動態モデルの適用

APPLICATION OF SEDIMENT ROUTING MODEL TO THE JIALINGJIANG WATERSHED UPSTREAM OF THE CHANGJIAN WATERSHED, CHINA

村上正吾¹・林 誠二²・渡辺正孝³・徐 開欽⁴・陳 中原⁵

Shogo MURAKAMI, Seiji HAYASHI, Masataka WATANABE, Kaiqin XU, Zhongyuan Chen

- | | |
|---|------------------------------|
| ¹ 正会員 工博 国立環境研究所 流域圏環境管理研究プロジェクト | (〒305-8506 茨城県つくば市小野川 16-2) |
| ² 正会員 工博 国立環境研究所 水圏環境研究領域 | (同 上) |
| ³ 正会員 Ph.D 国立環境研究所 水圏環境研究領域 | (同 上) |
| ⁴ 正会員 工博 国立環境研究所 流域圏環境管理研究プロジェクト | (同 上) |
| ⁵ 非会員 Ph.D 華東師範大学環境科学院 | (200062, 上海, 中国) |

Since controlling the sediment inflow to Three Gorges Dam reservoir is indispensable to managing its performances and water environments, we proposed a sediment routing model by reconstructing original version of comprehensive watershed management program Hydrological Simulation Program-FORTRAN(HSPF). For the purpose of increasing physical background of erosion model, the sub-model of erosion model along watershed slope was replaced, and the riverbank erosion model was added to original HSPF. We applied the sediment routing model to the Jianlinjiang river basin upstream of the Changjiang river, 1987. Though the model could not explain the violent variation of daily sediment load, it could simulate the mild variation of monthly sediment load. The calculated results indicated that in order to improve accuracy of model outputs we have to develop a down-scaling method of daily runoff to 1-hour runoff with particular reference of climate zone, geophysical features, seasonal characteristics of precipitation and so on.

Key Words : *sediment routing model, surface sediment erosion, Stanford watershed model, Toffaleti total bed material load equation, Jianlinjiang river watershed*

1. まえがき

著者らは、長江流域に適用可能な土砂動態モデルの開発を進めており、これまでに流域での表面侵食型土砂生産モデルを開発した。この地域における代表的な土砂生産の様相として、JICA 長江流域砂防調査団は山地急斜面の高度利用による裸地斜面・耕作地での雨滴侵食、ガリ侵食、表層土壌の崩落を挙げている²⁾。虫明³⁾は、モンスーンアジアでの土砂生産では、突発的な豪雨による、表面侵食ではなく土砂崩壊が主な生産形態と指摘している。しかしながら、三峡ダムへの流入土砂量の約 25%を生産する嘉陵江(Jianlinjiang River)流域の支流域に適用した結果、表面侵食型モデルを用いても年間生産量と月別生産量のオーダー程度の推定が可能であることがわかった¹⁾。

本研究では、この表面侵食モデルを組み込んだ土砂動態モデルを嘉陵江全流域に適用し、その適用性を検討し

た。モデルでは、短時間の強い降雨が土砂生産に及ぼす影響が大きいことから日降水量から時間雨量への変換方法、シルト・クレイ分等の微細粒分による粘着性が土砂生産に及ぼす影響が大きいことへの間接的な考慮が取り込まれている。

2. 流域内土砂動態モデルの概要

降雨、表面流・中間流による流域斜面での土砂生産、河道網系での輸送の概念に沿って土砂の動きを記述できること、地形特性、土壌特性、土地利用状況といった流出過程に及ぼす様々な要因の空間分布を取り込み易いことの 2 つの観点から、河川水系網において合流・分流を端点とする河道区間への集水域を単位流域としてモデル化し、これらを多数接続させることで流域全体を表現す

るベクター型のモデルが、大流域には適当であると著者らは考えている。この時、対象流域の地理・地形・環境情報のデータベースを前提として、流域内での土砂の動態モデル(sediment routing model)は、(i) 流域面での降雨流出モデル、(ii) 流域斜面での土砂生産モデル、(iii) 土砂生産（供給）場としての河岸での侵食モデル、(iv) 河川流・河道網モデル、(v) 河川流砂モデル、の5つのサブモデルより構成されることになる。筆者らは、こうした流域内での水と土砂の動態に加えて、さらに栄養塩、農薬等の環境負荷の動態を記述することを考えており、全体を統合化する枠組みとして、米国環境庁(EPA)が開発したHSPF(Hydrological Simulation Program-Fortran)⁴⁾を採用し、内部の機構モデルを出来るだけ物理的な意味が明確な数理モデルに置き換えて、HSPFを改良している。このとき、上記(i)～(v)のサブモデルに対しては、次のような機構モデルを対応させている。

流域斜面での降雨流出モデル(i)としては、Crawford & Linselyが開発したタンクモデル Stanford Watershed Model Ver.IV⁵⁾を用いている。このモデルは土地被覆と土壌特性で分類化された単位流域（タンク）を対象全流域内に配置するという形式で、集中型モデルを分布させ、長・短期流出双方への適用を目的としたものである。

流域斜面での土砂生産モデル(ii)としては、(i)の出力である表面流を侵食外力とする次式で表される表面侵食モデルを新たに組み込んでいる。

$$q_B = 1.01 \cdot \{(qI)_* - (qI)_c\}^3 \quad (1)$$

ここで、 $q_B = q_B / \{(\sigma/\rho-1)gd^3\}^{0.5}$ 、 $q_* = q / \{(\sigma/\rho-1)gd^3\}^{0.5}$ 、 $I_* = I / (\sigma/\rho-1)$ 、 σ 、 ρ ：砂及び水の密度、 g ：重力加速度、 d ：代表粒径、 I ：斜面勾配、 q ：斜面下流端での表面流の単位幅流量、 $(qI)_c$ ：無次元移動限界 unit stream power である。ただし、斜面上での土砂移動の平衡状態を仮定して、下流端流量で侵食量を推定しているため、斜面内での地形変化は記述できない。

河岸での侵食モデル(iii)は、元のHSPFには組み込まれていないが、土砂生産・供給源としての河岸の果たす有意な役割を考慮して、新たに組み込んでいる。すなわち、ある規模以上の洪水流によって単位長さ当たり、河岸堆積土砂表面より侵食される土砂量 q_B は次式で表される。

$$q_B = A_1 \cdot p_s \cdot \Delta B. \quad (2)$$

ここで、 A_1 ：土砂の1次元形状係数(球形粒子なら $A_1=1$)、 $\Delta B = \Delta B/d$ 、 ΔB ：河道単位長さ当たりの河岸堆積土砂幅、 p_s ：粘着性土砂の単位時間、面積当たりの侵食率で、次式で与えられる⁹⁾。

$$p_s = F_0 \cdot \sqrt{\tau_*} \cdot \{1 - (0.4\tau_{cc}/\tau_*)\}^3 \quad (3)$$

ここで、 $p_s = p_s/[d\{(\sigma/\rho-1)g\}]^{0.5}$ 、 F_0 ：実験定数 ($=1 \times 10^{-4} \sim 8 \times 10^{-3}$ 程度)、 τ_* ：無次元掃流力 ($=u_*^2/[(\sigma/\rho-1)gd]$)、 u_* ：摩擦速度)、 τ_{cc} ：粘着性土砂の無次元掃流力である。

河川流・河道網系モデル(iv)としては、HSPFの河川流の貯留モデルとネットワーク構築法を用いており、その有効性は長江上流域を対象に既に検証している⁹⁾。

河川での全流砂量モデル(v)は、HSPFではToffaletti式を採用している⁹⁾。この式はEinsteinの全流砂モデルの概念を基本として、掃流砂量 q_B 、浮遊砂濃度 c_s 、流速分布 $u(y)$ に修正を加えたものである。中央粒径の2倍の掃流層に接続する浮遊層を水深方向に3分割($i=1 \sim 3$)し、次式で単位幅当りの全流砂量 q_T を与えている。

$$q_T = q_B + \sum_{i=1}^3 \left\{ \int_{h_i}^{h_{i+1}} c_{si} \cdot u(y) dy \right\} \quad (4)$$

ここで、 q_B ：単位幅当りの掃流砂量、 c_{si} ：領域 i の浮遊砂濃度、 $u(y)$ ：べき乗則型流速分布、 h_i ：領域 i の最下端水深である。

従って、本研究では、斜面と河岸での土砂生産に関する2つのサブモデルの土砂水理学的な物理性を確保した土砂動態モデルの枠組みを提示したことになる。

3. 土砂生産量推定に影響を及ぼす因子

本研究で対象としている嘉陵江のように16万 km^2 に及ぶ大流域における土砂生産量の推定を行う場合には、特に侵食外力と抵抗力についての検討を行う必要がある。

式(1)で表される侵食量式において、 $qI_* > (qI)_c$ を仮定して、侵食外力として降水量を、侵食抵抗力として平均粒径を取り上げ、その影響の大きさについての検討を行う。このとき、式(1)は有次元の形で次のように書ける。

$$q_B = A_0 \cdot \frac{(qI)^3}{d} = A_0 \cdot (fLI)^3 \cdot \frac{r^3}{d} \quad (5)$$

ただし、 $A_0 = 1.01 / \{(\sigma/\rho-1)^2 g^{1/3}\}$ 、 f ：流出係数、 L ：斜面長である。なお、上式の最後の項では表面流出量を流出係数 f と斜面長 L を用いて、直接、降雨強度 r と結びつけた。式(5)は侵食外力としての単位幅当たりの表面流出量 q (あるいは降水量 r) と代表粒径 d の取り方が、推定値に有意な影響を持つことを示している。

次項では、この2つの因子の影響について検討する。

(1) 時間降雨量の推定差が土砂生産量に及ぼす影響

著者らは、全球スケールの水文気象データセット ISLSCP に基づいて計算された1日降水量を24分割した1時間降雨量を用いて、流出計算と土砂生産量の推定を行ってきた。しかしながら、向ら⁹⁾は、長江上流域の降雨特性として、季節的な偏りと集中豪雨を挙げっており、豪雨の継続時間は5～6時間としている。こうした指摘からも、日降水量の24分割値を用いることには問題があり、土砂生産量の推定に大きな誤差を生む可能性がある。

日降水量 $R_{24}(\text{mm/day})$ から T 時間雨量強度 $r_T(\text{mm/h})$ への

変換式として次式の物部式⁹⁾が汎用される。

$$r_T = \frac{R_{24}}{24} \cdot \left[\frac{24}{T} \right]^k \quad (6)$$

ここで、気候帯、季節、高度、地形等の特性は、 k に反映され、日本では、 $1/3 < k < 2/3$ 程度で、平均値としての $k=1/2$ がよく用いられる。長尾¹⁰⁾は、上式の水文統計学的な理論的裏付けを行っている。従って、上式の適用の問題点は、いかに k の値を推定するかにある。

上式で時間降水量が決まると、継続時間は日降水量 R_{24} は一定であるので、継続時間 $Dr(h)$ は次のように書ける。

$$Dr_T = 24 \cdot (T/24)^k \quad (7)$$

次に、日降水量 R_{24} が与えられたとき、土砂生産量推定式に用いる1時間降雨量 r_1 として、等分割値 $R_{24}/24$ によって推定される土砂量 q_{BR24} と、 $T=1$ とした式(6)を用いて推定される土砂生産量 q_{B1} とのおよその差を見積もる。

いま、次の2つの仮定、

(I) 降雨強度・継続時間の違いは流量ハイドログラフの形成に与える影響は小さく、

(II) 表面流発生時間の比は、 $Dr_1/24$ で与えられる、
をおくとき、2つの1時間降水量による土砂生産量の比は

$$r_{qB} = q_{B1}/q_{BR24} = (Dr/24) \cdot \{r_T/(r_{24}/24)\}^k = 24^{2-k} \quad (8)$$

で与えられ、土砂生産量の概略の変化率は k をパラメータとして見積もられることになる。流域内での降雨特性の偏り、土砂生産の強度の空間分布あるいは時期による集中的な生産等が k の空間分布で記述されることになる。

図-1は、 k をパラメータとして日降水量が与えられたときの24分割雨量 $R_{24}/24$ と式(6)による推定値 r_1 との比、継続時間 $Dr(h)$ 、土砂生産量の比率 r_{qB} の変化を示している。 $1/3 < k < 2/3$ 程度で、土砂生産率の変化は $1.75 < k < 4.5$ 程度となり、 k の推定による差は無視し得ないと考えられる。

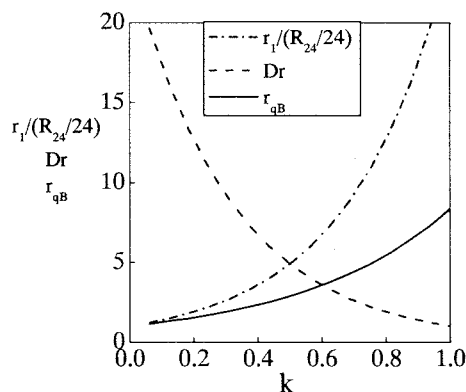


図-1 日降水量の分割の土砂生産量に及ぼす影響

(2) 代表粒径の推定法について

長江、嘉陵江のような大流域を扱う時、土壌特性として粒径分布の空間分布まで与えられることは少なく、通常は、土壌特性としては土壌構成比(砂、シルト、ク

レイ、炭素有機物)の空間分布が与えられることが多く、式(5)が抵抗特性として想定している代表粒径は与えられず、土壌構成比より代表径を推定する必要がある。

ここでは、USLE モデルで用いられる、土壌構成比が与えられたときの侵食抵抗項 K の推定法と、土壌平均団粒粒径 d_m が与えられた時の K の推定法の2つの方法を連立させて、平均団粒粒径の間接的な推定法を提案する。

土壌構成比が与えられたときの侵食抵抗項 $K(\text{ton/m}^2/\text{yr})$ の推定式は次のように近似される¹¹⁾。

$$K = \left[0.2 + 0.3 \exp \left\{ -0.0256 \text{Sand} \left(1 - \frac{\text{Silt}}{100} \right) \right\} \right] \cdot \left(\frac{\text{Silt}}{\text{Clay} + \text{Silt}} \right)^{0.3} \quad (9)$$

$$\times \left\{ 1.0 - \frac{0.25 \text{OrgC}}{\text{OrgC} + \exp(3.72 - 2950 \text{OrgC})} \right\}$$

$$\times \left\{ 1.0 - \frac{0.7 \text{Sn}}{\text{Sn} + \exp(-5.5 + 229 \text{Sn})} \right\}$$

ここで、 $\text{Sn} = 1 - (\text{sand}/100)$ 、 Sand 、 Silt 、 Clay 、 OrgC : 砂、シルト、クレイ、炭素有機物の構成比(%)である。

一方、土壌団粒の平均粒径 $d_m(\text{cm})$ が与えられたときの侵食抵抗項 K の推定式は、次式で近似されている¹¹⁾。

$$K = 7.594 \left[0.034 + 0.040 \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{\log_{10}(d_m) + 1.659}{0.7101} \right)^2 \right\} \right] \quad (10)$$

ただし、 $K > 0.26$ が適用範囲である。

以上の式(9)、(10)に基づく、式(5)の耐侵食特性パラメータである代表粒径 d はこの平均団粒粒径 d_m と同一視するとして、土壌成分構成比($\text{Sand} \cdot \text{Silt} \cdot \text{Clay} \cdot \text{OrgC}$) $\rightarrow$ K -factor $\rightarrow$ 平均粒径 d_m の手順で推定されることになる。ただし、 K は実験圃場、試験地等での多くの観測値より決定されているため、 K には土壌構造、透水係数等に由来する抵抗特性が入っている点に留意する必要がある。

山田¹²⁾は、砂成分が多いクロボク土を対象に、Repchert¹³⁾は米国、ブラジル、オーストラリアのclay成分の多い土壌を対象に、土壌構成比と団粒質量径との関係を調べている。また、木本¹⁴⁾は長江支流の貢水流域に設置している大獲試験地で土壌の粒度解析を行っている。資料数は極めて少ないが、これらの観測データと前述した手順で推定した方法との比較を行った結果が、図-2である。推定値は観測値に比べて平均的に約1.6倍程度、過大評価となっている。式(9)は微細粒子、有機物の割合の増加に伴って K の値が増加する傾向を示す。これは粘着性の効果と推測され、式(10)では見かけ上、団粒径の増加となり、推定値が観測値より大きい原因と推測される。

与える時間降雨強度が等しいとき、式(5)に基づく、実際(真値)の平均粒径 d_{m0} を用いて推定される侵食量 q_{B0} と間接推定される粒径 d_m を用いた侵食量 q_B との関係は、単純に次のように書ける。

$$q_B/q_{B0} = d_{m0}/d \quad (11)$$

従って、この推定法では、 $q_B/q_{B0}=0.6$ 程度、過小評価される可能性が認められる。

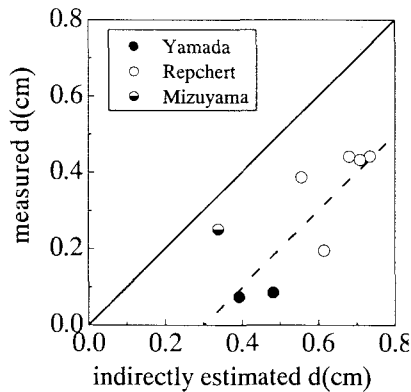


図-2 土壌平均粒径の間接推定法の適合性の検討

4. 嘉陵江への土砂動態モデルの適用

本節では、3節で述べた時間降雨量と単位流域の代表粒径について考慮し、第2節で提案した土砂動態モデルの適用を図る。

嘉陵江流域は、図-3に示すように長江上流域に位置する。その地形、気候、降雨特性、土地利用等については、参考文献1)を参照していただくこととする。

(1) 桃源観測点の降雨量データに基づく検討

嘉陵江流域では、時間単位での降水量観測値は得られず、GCMによる再計算値の日降雨量 R_{24} が与えられる。式(6)の適用が可能であれば、 R_{24} より1時間雨量 r_1 の推定が可能となる。しかしながら、気候帯、地形が異なることより、式(6)の適用性について検討しておく必要がある。

ところで、著者らは、TERRA/MODIS衛星データの地上検証用観測ステーションを長江流域、図-3に示す桃源(Taoyuan; 北緯28.9°, 東経111.9°)に設置している。

本地点は対象とする嘉陵江流域より約600km下流であるが、気候帯は亜熱帯湿潤帯で同じである。この観測点では、2001年以来、30分降水量が計測されており、本研究では2002年の計測データより k の値の推定を試みた。

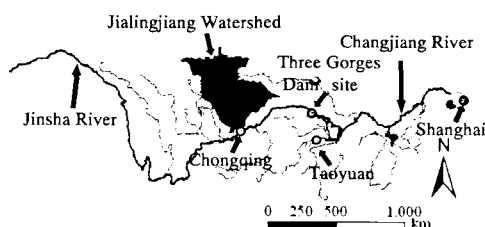


図-3 嘉陵江流域、重慶と桃源観測点の位置

図-4は、2002年の30分間降雨量データに基づいて作成された降雨-継続時間-頻度曲線(IDF-curve)である。図中の実線は、Sherman型のIDF-curve、

$$r_{\max}(T) = \frac{c}{T^k} \quad (12)$$

で、 $k=0.5$ 、 $c=45$ としたものである。ここで、 $r_{\max}(T)$: 降

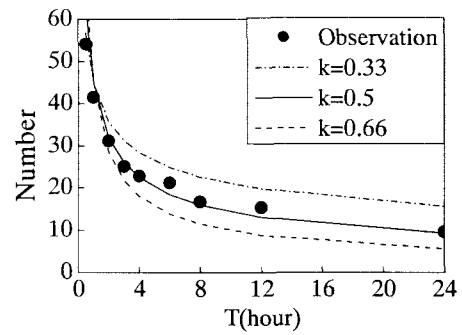


図-4 IDF曲線(桃源観測点 2002年)

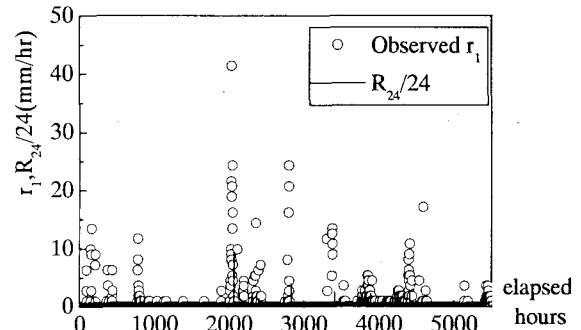


図-5 1時間降水量の推定(単純24分割法)

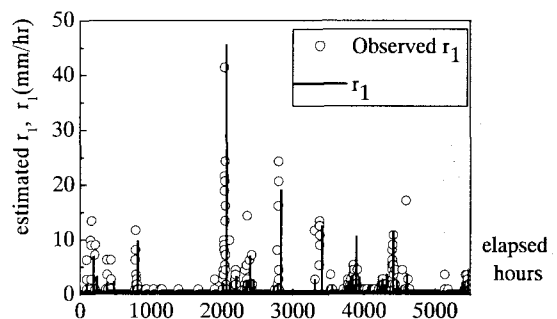


図-6 1時間降水量の推定(物部式)

雨継続時間 T 内での平均降雨強度の最大値(mm/hr)、 c 、 k : 地域による経験定数である。 c および k の値に、気候帯、季節、高度、地形等の特性が反映されている。Sherman型のIDF-curveが認められると、所与の日降水量 R_{24} に対し物部式型の降雨量変換の式の適用が可能となり、1時間降水量は式(6)、継続時間は式(7)に基づいて推定される。

図-5に、日降水量を単純に24分割した1時間降雨 $R_{24}/24$ と観測された1時間降雨量 r_1 とが比較されている。図より明らかなように、単純24分割では降雨量は過小評価となっている。式(6)にもとづくと1時間降水量は $r_1 = R_{24}/24^{0.5}$ で与えられ、図-6は観測値と推定値との対応を示しており、式(6)の適用性は十分に認められる。一方、継続時間は、式(7)にもとづくと $Dr=4.9 \div 5$ 時間と推定される。図-7は降水の継続時間の頻度分布を示したもので、単純平均継続時間は $Dr=2.9$ 時間で、2時間以上の条件付きでは平均継続時間は $Dr=4.8(h)$ であった。

以上の検討より、式(6)、(7)にもとづく推定手法は、 k の値を適切に評価することで、亜熱帯湿潤気候帯におい

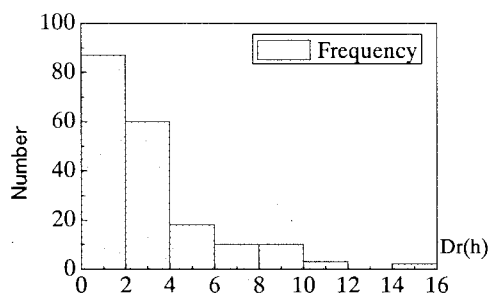


図-7 降水の継続時間の頻度分布

ても十分な適用性が認められるものと考えられる。

嘉陵江流域における時間降雨量の観測データが無い
ため、 k についての検討が行えない。従って、気候帯が同じ
であれば、 k の値は大きく変化しないものと仮定して、
 $k=0.5$ を用いて日降水量を変換することとした。

(2) 嘉陵江流域への土砂動態モデルの適用

1987 年を対象に、第 2 節で述べた土砂動態モデルを嘉
陵江に適用し、全流域での土砂動態の再現計算を行った。

長江上流域、約 100 万 km^2 の降雨流出の計算時に⁹⁾、等
質な水文流出流域と見なせる 29 に分割した単位流域上で
土砂生産モデルを適用した。

数値標高データ(DEM)は、山地域については 1km の水
平解像度 Global Land One-km Base Elevation (GLOBE)
Project のデータ¹⁵⁾を、低平地については中国科学院地理
資源研究所が作成した 50m の水平解像度データを用いた。
図-9 に示される数値河道網は、中国科学院地理資源研究
所が 5 万分の 1 および 10 万分の 1 の地形図より作成した
ものである。土地被覆データセットは、中国科学院遥感
応用研究所が Landsat TM データを用いて作成した 1990
年代初期のものを用いた。なお、被覆状況は農地、森林、
低木、高密度草地、低密度草地の 5 分類とした。入力用
の気象データとして、全球スケールの水文気象データセ
ット、ISLSCP Initiative I CD-ROM Set の $1^\circ \times 1^\circ$ を用いた。
また、計算時間ステップを 1 時間とした。

本研究では、侵食外力としての表面流と、抵抗特性と
しての粒径の 2 つの効果が土砂動態計算に及ぼす影響を
検討しており、以下の計算条件を設定した。

土壌構成は中国科学院南京土壤研究所が作成したデー
タを用いた。平均粒径の条件は本本らの大獲試験地での
実測値 $d_{m0}=0.25(\text{cm})$ ¹⁴⁾が全流域で同じと仮定した場合と、
単位流域毎に間接推定値を適用した 2 通りとした。なお、
大獲試験地の推定値は $d_m=0.34(\text{cm})$ であった。

1 時間降水量は、24 時間均等分割値 $R_{24}/24$ と、式(6)、
(7)に基づいて推定される降雨強度 r_1 と継続時間 $Dr(=5)$ の
2 通りを与えた。なお、モデルパラメータの初期設定値の
影響の除去のため、この 2 年間の気象データを 2 回繰り
返し与えた降雨流出計算を行った後、土砂動態計算を含
む計算を実施した。モデルの検証は、長江との合流点、
重慶 (Chongqing) の北碚観測点での流量、浮遊土砂濃度

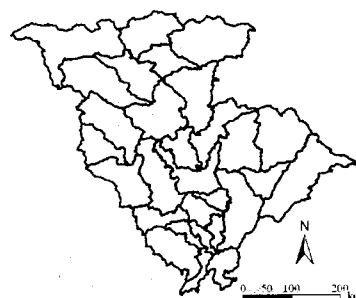


図-8 数値模擬に用いられた嘉陵江の単位流域

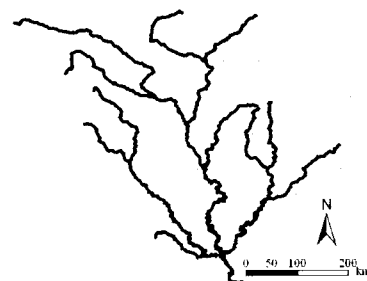


図-9 数値模擬に用いられた数値河道網

を用いて行った。

図-10 は、北碚における日流量変動の観測結果と、 $R_{24}/24$
と r_1 を用いた計算結果とを比較したもので、日変動スケ
ールの河川流量の差は小さく、嘉陵江の流域スケールで
は 3.(1)の仮定(1)の成立が認められた。ただし、両計算と
も $R_{24}/24$ を基準にとって同定されたモデルパラメータを
用いた点に関する検討を今後行う必要がある。

図-11 は、降水量を単純分割値 $R_{24}/24$ として、代表粒径
を一定とした場合と、単位流域毎に間接推定値を与えた
場合の浮遊砂濃度を比較した結果である。シルト・クレ
イ・有機物の土壌含有量が多い嘉陵江流域では、実際の
値より d_m は大きく推定される。従って、流出土砂量は
 $d_m=0.25(\text{cm})$ の場合より少なく見積もられ、浮遊土砂濃度
にもその結果が反映した計算結果となっている。

図-12 は、平均粒径を単位流域毎に与えた場合に 1 時間
降水量の与え方の違いが土砂濃度に及ぼす影響の違いを
示している。単純分割値 $R_{24}/24$ を入力降雨とした場合に
は、特に濃度のピーク値が過小評価となるのに対し、式(6)
に基づく r_1 を用いるとかなり改善されることが分かる。

図-11, 12 に見られる日単位の変動が緩和するために、
月単位の土砂輸送量の観測値と計算値を図-13 に示した。
時間雨量として r_1 を用いたことによる斜面での生産量の
増加と、大きめに推定された代表粒径 d_m による生産量減
少との 2 つの相反する効果により、モデル計算値と観測
値との対応は良好なものとなっている。

5. おわりに

本研究では、大流域への適用を指向した土砂動態モデ

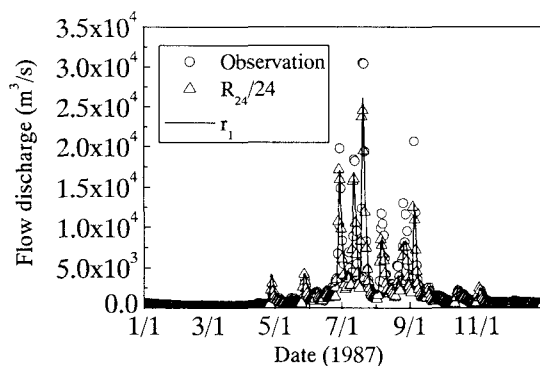


図-10 水文計算に及ぼす時間降水量推定の影響

ルの開発を行い、時間降水量と土壌平均粒径の与え方が河川流の土砂濃度に及ぼす影響について、長江上流域の嘉陵江流域を対象に検討を行い、両者の推定の必要性を指摘し、各々の推定における問題点を指摘した。今後は、河川流砂モデルの精度の向上を図る予定である。

参考文献

- 1) 村上正吾・林誠二・渡辺正孝・徐開欽・陳中原：表面侵食モデルによる嘉陵江流域の土砂生産量推定-長江(揚子江)上流域を対象として、水工学論文集、第48巻、pp.1117-1122、2004。
- 2) 虫明巧臣：モンスーンアジアにおける総合的水管理／流域管理と日本の経験の発信、水循環シンポジウム講演集、pp.5-12、2003。
- 3) 財団法人日中経済協会：中国長江流域砂防調査報告書、国際協力事業団、1989。
- 4) Environmental Protection Agency：Hydrological simulation program: FORTRAN, Users manual for Release 10,1993。
- 5) Crawford, W.H. and Linseley, R.K.：Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV, Tech. Rep. 39, Dept. Civil Engrg., Stanford Univ., 1966。
- 6) Hayashi, S., Murakami, S., Watanabe, S. and Xu Bao-Hua：HSPF simulation of runoff and sediment loads in the upper Changjiang river basin, Journal of Environmental Engineering, ASCE, Vol.130, No.7, pp.801-815 2004。
- 7) Toffaleti, R. B.：Definitive computations of sand discharge in rivers, Journal of the Hydraulic Division, ASCE, Vol.95, No.HY1, 225-246, 1969。
- 8) 向治安・喻学山・劉載生・陳時岩：長江土砂の来原、輸送と堆積特性についての分析、第13回日中河川会議論文集、pp.211-228、1998。
- 9) 本間仁・安藝渥一編：物部水理学、pp.567-568、1972。
- 10) 長尾正志：確率雨量配分曲線の理論的推定、土木学会論文報告集、第243号、pp.33-46、1975。
- 11) USDA, Erosion rate estimates by USLE, Web Online Document (<http://www.nhq.nrcs.usda.gov/land/tables>)
- 12) 山田宣良：団粒の形成と保持に関する諸因子について、農業土木学会論文集、第164号、pp.41-45、1993。

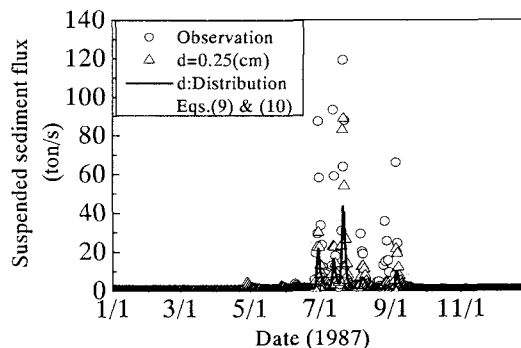


図-11 土砂動態計算に及ぼす平均粒径の推定の影響

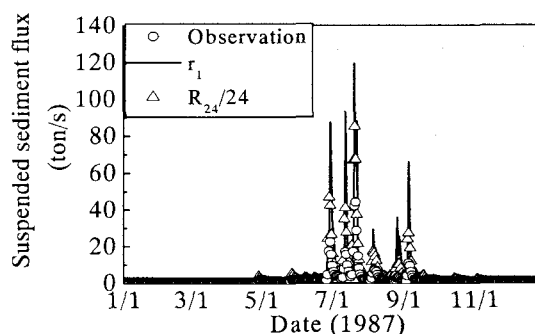


図-12 土砂動態計算に及ぼす時間降水量推定の影響

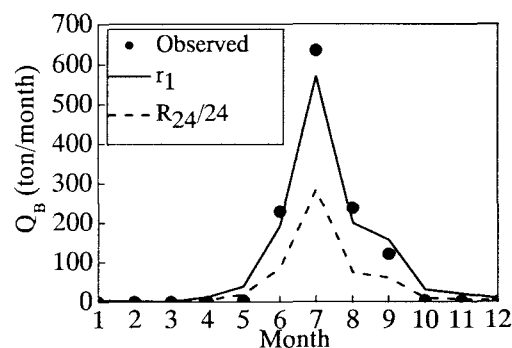


図-13 月単位での土砂輸送量推定

- 13) Repchert, J. M. and Norton, L. D.：Aggregation stability and rain-impacted sheet erosion of air-dried and prewetted clayey surface soil under intense rain, Soil Science, Vol. 75, pp.159-169, 1994。
- 14) 木本秋津・内田太郎・水山高久・李昌華：花崗岩荒廃山地における流出土砂量の算定、砂防学会誌、Vol.52, No.4, pp.13-18、1999。
- 15) GLOBE Task Team.：The Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model, Version 1.0., National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 1999。

(2004. 9. 30 受付)