

凍結融解現象を考慮した積雪寒冷地における 土砂動態のモデル化

MODELLING OF SEDIMENT ROUTING IN COLD AND SNOWY REGION
WITH PARTICULAR REFERENCE TO FREEZING AND THAWING

村上正吾¹・林 誠二²・渡辺正孝³・亀山 哲⁴

Shogo MURAKAMI, Seiji HAYASHI, Masataka WATANABE and Satoshi KAMEYAMA

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 総合研究官 (〒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 水士圏環境研究領域 主任研究員 (同 上)

³正会員 Ph.D 国立環境研究所 水士圏環境研究領域 領域長 (同 上)

⁴正会員 農博 国立環境研究所 流域圏環境管理研究プロジェクト 研究員 (同 上)

The sediment control throughout the watershed is regarded as one of indispensable tools from the environmental viewpoint of landscape managements in the watershed. The purpose of this paper is to develop the previously-proposed sediment routing model into the framework which can predict the sediment runoff in spring and early summer in cold and snowy region on the basis of the effects of freezing and thawing on both the rainfall runoff and sediment runoff. The model proposed in this paper was applied to the Kuchoro river catchments whose large amount of yielded sediment has a considerable influence on the landscape of Kushiro Mire. Comparing the features of sediment runoff in spring with that in autumn may indicate the possibility that the coarser pore by frost and thaw suppresses the occurrence of surface flow and subsequently reduces the surface erosion, while the decrease in soil strength increases the sediment outflow due to riverbank erosion.

Key Words : sediment routing, frost and thaw, snow-melting season, surface erosion, riverbank erosion

1. まえがき

著者らは、流域環境管理モデルを構成するサブモデルの一つとして土砂動態モデルの開発を進めている。モデルの枠組み・概念化と適用性の検討、および湿原保全管理への応用性の観点から、北海道の釧路川水系久呂川流域を対象としている^{1,2)}。久呂川は、北海道の積雪寒冷地域に位置し、上流は森林山地域であり、中間山地の営農地域である中流から下流域を抜け、釧路湿原に流入する。この久呂川流域での30年わたる農業開発と、それを支える河道改修、河川構造物の設置が、湿原への流入土砂量の急増を惹起し、結果的に釧路湿原の陸地化・湿地面積の減少の大きな要因となったと推測されている³⁾。しかしながら、上流から下流への河道特性変化、流域斜面と河道の土砂生産機構上の役割分担(比率)、人為的開発行為の影響の3者間の相互関係に立脚した土砂動態の解明には至っていないのが現状である^{3,4,5)}。一方、土砂動態の観点からの要因の解明と併行して、釧路湿原保全へ

の速やかな対応という観点から、北海道開発局を中心に、釧路湿原をラムサール条約登録時(1980)の姿に戻すことを長期の保全管理目標として、沈砂池・荒廃地植林・河道の再蛇行化・土砂杆止用水辺林の設置という具体的な対応策による土砂管理の検討が進められている⁶⁾。

長期にわたる流域土砂管理のためには、従来から提案されている短期降雨に対する土砂生産モデルを基本的枠組みとして、これに表層の土壌水分量等の影響を取り込み可能な長期水文流出モデルと組み合わせることが必要と考えられる。さらに、対象流域によっては、冬期の凍結と春期の融解・融雪の影響を、水文事象と土砂移動機構に反映させたモデルが必要となる。こうした点に鑑み、本研究では、長期水文流出モデルとして Stanford Watershed Modelを採用、このモデルが想定する流域斜面での表面侵食・表層滑りと河道での河岸侵食を主要な土砂生産の素過程と仮定し、年間単位での土砂動態を追える枠組みの構成要素として凍結融解現象の影響を組み入れた図-1に示すような土砂動態モデルの展開を試みた。

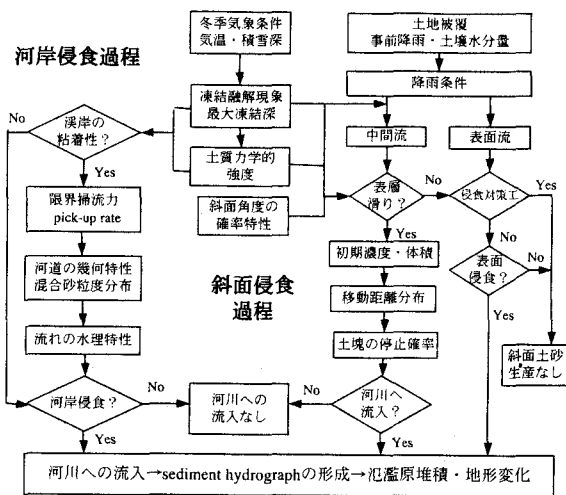


図-1 凍結融解を考慮した土砂生産モデルの概要

2. 久著呂川流域とその土砂状況の概要^{1), 2)}

図-2 は、この 30 年間の河川改修による久著呂川の縦断面図変化と開発状況の概要と観測地点(St.1~4)との関係を示したものである。図中の源流~St.1 は山林域、St.1~St.2 は農地開発とそれに対応した護岸施工区間、St.2~St.3 は農地開発、河道短絡化と連続的落差工の施工区間、St.3~St.4 は農地開発と河道短絡化区間である。図より、土砂生産量の増大の原因は St.2~St.3 の農地開発と河道短絡化による急勾配化、河道末端部(St.4 付近)での河道閉塞と土砂氾濫は河道掘込みによる河道の平準化によるものと推測される。なお、流域内での表面侵食速度は、1990 年当時、St.1 付近で 0.15(ton/ha/yr)、St.4 付近で 0.34(ton/ha/yr)と推定されている⁴⁾。

著者の一人と北海道大学農学研究科砂防学講座は、1995 年 9 月~96 年 8 月の期間中の久著呂川の土砂輸送状況の観測を実施した。図-3 は wash load の月別総輸送量と月積算降雨量との観測結果であり、融雪出水時に流域開発が進んだ中下流域で wash load の輸送が活発であることを示している。図-4 は St.3 での日平均流量と wash load 濃度の 1 年間の観測結果である。2.5~3(m³/s)の流量に対する wash load の濃度は、9~11 月期では 2~5(mg/l)であったのに対し、3~4 月期では 8.5~14(mg/l)であり、融雪出水時には低流量に対してもかなりの濃度応答が認められた。これは従来からの観測結果と一致し、その主な原因は、凍結融解作用による河岸法面と農地土壌の侵食抵抗の低下と考えられている⁷⁾。

3. 積雪寒冷地の土砂動態モデルの枠組み

2.で述べたように北海道のような寒冷地における融雪期の土砂動態は、凍結融解作用による土壌の耐侵食抵抗の低下と融雪水文事象に規定される。著者らは、農業流域での凍結融解を考慮しない土砂動態モデルを提案して

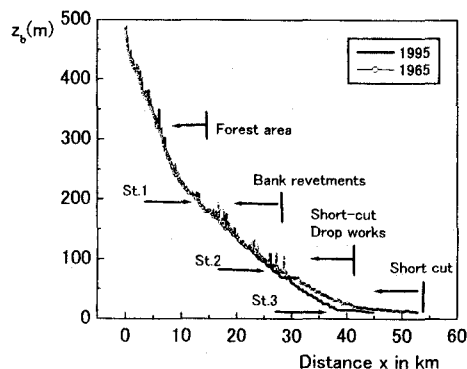


図-2 久著呂川の縦断面図変化と開発状況の概要

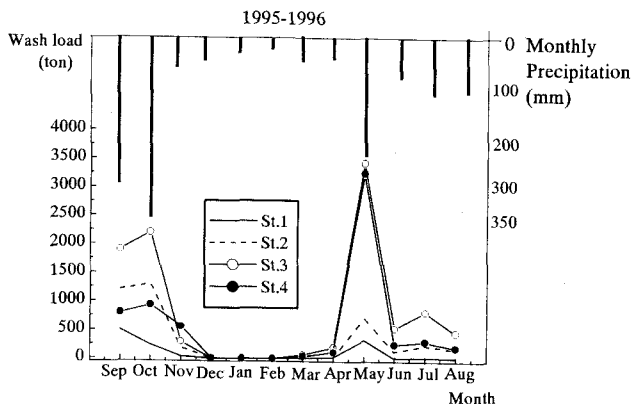


図-3 wash load の月積算量と月降雨量の観測結果

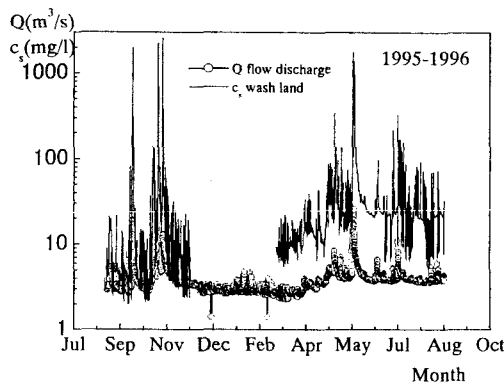


図-4 日平均流量と wash load 濃度の観測結果 (St.3 : 95-96 年)

いる²⁾。このモデルを図-1 に示すように融雪時に拡張するためには、土壌の問題としては、i)凍結融解に伴う土壌特性の変化とその影響範囲である最大凍結深の推定モデル、斜面侵食過程については、ii)融雪時の表層すべりのモデル、iii)表層すべりを開始した土塊の輸送過程モデル、河岸侵食過程については、iv)土壌の粘性低下を考慮した移動開始過程モデル、の 4 つの要素を組み入れる必要があり、以下、これらの要素モデルの検討を行う。

なお、凍結地盤が残っている状態での降雨による表層のすべり・崩壊が危険と認識されているが、本研究では、流出モデルとして Stanford Watershed Model を採用していること、および凍結融解後の土壌流失の方が問題との指摘⁸⁾を考慮して、融雪出水時には凍結層が無いと仮定する。

4. 凍結融解現象の土砂移動への影響

(1) 最大凍結深の推定

非融雪期の斜面安定解析では、すべり厚さとしては通常 A 層厚がとられることが多い。融雪期では凍結融雪履歴効果が顕著な土壌として、冬季の最大凍結深を表層すべり可能な堆積層と仮定するのが妥当と考えられる。

積雪が無く、凍上・融解を伴わない条件下での最大凍結深 Z_0 の推定には、Stefan の解が有効である⁹⁾。積雪地では土と比べて熱伝導率の小さい積雪層が一種の断熱材として凍結の進行を抑制し、厚さ D_{cover} の被覆物(例えば積雪)がある場合の最大凍結深 Z の推定には、定常な熱移動・層内温度分布を考えた次の近似解が用いられる¹⁰⁾。

$$Z = Z_0 - (k_f / k_s) D_{cover} \quad (1)$$

$$Z_0 = \eta_0 \sqrt{F} \quad (2)$$

ここで、 F : 積算寒度(0°C 以下の日平均気温値の積算値、単位 $^\circ\text{C} \cdot \text{day}$)、 η_0 : 土の熱的性質・含水率・凍上に依存する補正係数である。 k_f : 凍土の熱伝導率、 k_s : 積雪の熱伝導率である。なお、凍上がある場合には凍結前線での潜熱発生に伴い凍結の進行は抑制されるため、式(1)の推定値は安全側となる。また、凍結時の初期土壌水分量の影響は、ここでは考慮しない。

(2) 土壌のせん断抵抗強さの推定

凍結時の間隙氷晶の形成・成長、粗大間隙増大のため、凍結融解後の土壌は、団粒径の減少と耐水性の減少、せん断抵抗の減少、透水性の増加が認められる。構造変化に伴うこれらの変化の一般的表示は難しいが、土質力学的強度の粘着力 c 、摩擦角 ϕ については、長澤らの実験の結果¹¹⁾に基づき、それぞれ、 $c = c_0 \cdot [1 - \Delta_c \cdot \{1 - \exp(-n/N_0)\}]$ 、 $\phi = \phi_0 \cdot [1 - \phi_c \cdot \{1 - \exp(-n/N_0)\}]$ という式形を仮定した。ここで、 c_0 、 ϕ_0 : 凍結融解履歴の影響のない土の粘着力、内部摩擦角、透水係数、 Δ_c 、 ϕ_c : 土壌特性・含水比・凍結温度等に依存する変化率、 n : 凍結回数、 N : 緩和定数である。

5. 表層すべり形式の土壌流出モデル

(1) 表層すべりに対する無限長斜面安定解析

非融雪期においても豪雨や事前降雨継続時間が長い状況では、表層の土壌強度が急激に低下し表層すべりが発生する。こうした点を考慮し、年間を通じての土砂動態をへの拡張を考えると中間流成分に起因する表層すべり形式の土砂生産・輸送モデルが必要とされる。ここでは、無限長斜面の安定解析法を適用した沖村¹²⁾のモデルを採用する。すべり面を土層基盤、表層が中間流で飽和された状況を仮定すると、所与の土質力学的強度と斜面勾配に対して、最小のすべり厚 D_{sc} は次式で与えられる。

$$D_{sc} = \frac{c}{\rho g (\sigma_s / \rho - 1)} \cdot \frac{1}{\sin \theta - \tan \phi \cos \theta} \quad (3)$$

ここで、 θ : 斜面角度、 c : 土の粘着力、 ϕ : 土の内部摩擦角、 σ_s : 土の飽和時の密度、 ρ : 水の密度、である。

この最小厚さより、すべり可能な層厚が大きい地点で表層すべりが生起、土塊が移動開始するもの考える。

(2) 表層すべり土塊の移動特性

芦田ら¹³⁾は、流域斜面を一定勾配斜面が連続的に変化する場として仮定し、崩壊土砂を質点系とした運動方程式の一定勾配斜面上の解を用いて、移動を開始した表層土塊が停止に至るまでの距離の推定が可能であることを示し、斜面勾配の変化の重要性を指摘している。ところで、水文モデルの Stanford Watershed Model は流域斜面を河道に接続する平面と想定しているため、土塊の停止に関わる斜面勾配の局所性を考慮していない。本研究では、斜面角度を確率変数 $\{\theta\}$ と考え、その平均値が水文モデルの平面を表すと考え、斜面角 $\{\theta\}$ の確率特性は数値標高情報より決定されとの立場を採用する。

移動中の土塊は次の勾配の変化点に至るまでに単位移動距離 (平均値) L_0 だけ動き、移動から停止に至るまでの間に、土塊は継続して勾配変化点を通過しながら停止角 θ_c 以下の斜面に流入する。この時、単位移動距離を継続することで決まる移動距離 $\{\xi\}$ の平均移動距離は $L = L_0 / (1 - p_{suc})$ と表される。ここで、 p_{suc} は移動継続確率であり、 $\text{Prob}[\theta \geq \theta_c]$ 、さらに、 θ_c : 停止可能な斜面勾配であり、

$$\theta_c = \arctan[(\sigma / \rho - 1)c \tan \phi / \{(1 + \chi)(\sigma / \rho - 1)c + 1\}] \quad (4)$$

と書ける。ここで、 c : 移動土塊の体積表示濃度、 χ : 経験定数である。さらに、移動距離 $\{\xi\}$ の変動係数 α_ξ は、 $\{\theta\}$ の変動係数 α_θ を用いて、 $\alpha_\xi = [p_{suc} + (1 - p_{suc}) \cdot \alpha_\theta^2]^{1/2}$ と与えられる。 $\{\xi\}$ の 1, 2 次モーメントが与えられると、例えば、gamma 分布で移動距離 $\{\xi\}$ の密度関数 $f_X(\xi)$ は記述される。なお、本モデルにおける単位移動距離、斜面角の確率密度関数とも、数値標高情報のグリッドサイズによって規定されるため、より小さいグリッドへのスケールダウンについての検討が今後必要と考えられる。

(3) 表層崩壊土砂の河川への流入確率

合流点から合流点の河道区間に対して垂直方向に想定される Stanford Watershed Model の矩形流域斜面の河道との垂直軸方向に沿って、各斜面素片長 Δx ごとに斜面の安定解析を行うと、表層すべりが起きる場合の単位幅当りの移動開始量 V は、すべり厚 D_s (A 層厚か最大凍結深さ) と Δx の積として、 $V = D_s \cdot \Delta x$ と書ける。移動を開始した土塊 V の内、河川へ流入する量 V_m は、障害物等による低減率を γ とすると、

$$V_m = \gamma \cdot V \cdot \text{Prob}[\xi \leq \xi_c] = \gamma \cdot V \cdot \int_0^{\xi_c} f_X(\xi) d\xi \quad (5)$$

となり、土塊の量によって決まる移動距離 $\{\xi\}$ の密度関数 $f_X(\xi)$ と、移動開始点 x_0 から河川までの距離が ξ_c 以下の範囲内で表層すべりした土塊が河川に流入する。

6. 凍結融解履歴のある河岸の侵食モデル

凍結融解履歴のある河岸は、流水抵抗としての粘着力が減少し、その変化は主に土粒子の剥離・離脱事象に影響があるものと仮定すると、その効果は、土粒子の単位時間、面積当りの移動確率密度である pick-up rate の変化としてとらえるのが妥当である。凍結融解の履歴の無い河岸を対象として用いている河岸侵食量推定モデルでは、armor coat の破壊限界水深を閾値としており、この閾値に対応する掃流力は粘着土壌の限界掃流力は超えていると判断され、粘着性を考慮しない形式としている。いま、粘着力の変化がある場合とない場合の pick-up rate をそれぞれ p_s と p_{sn} と書くと、履歴ない場合の側岸侵食量 q_{Bpn} を用いて、融雪出水期の侵食量 q_{Bp0} は、

$$q_{Bp0} = \frac{p_s}{p_{sn}} q_{Bpn} \quad (6)$$

と修正され、粘着性土砂の p_s の評価が次に必要とされる。

今、粘着性土砂の移動を土粒子凝集体としての離脱現象と仮定する。移動限界を単位面積当たりの結合力を考慮した芦田・江頭¹⁴⁾のモデルで与え、pick-up rate p_s の誘導には村上・辻本・中川¹⁵⁾の方法を用いる。ただし、現象を規定するスケールとしては、従来の移動限界時の粘着性土砂の観察結果より土粒子が移動開始可能な配置状況に至る再帰時間間隔が流れの強度に強く影響されることに鑑み、速度スケールとしては摩擦速度 u_* 、長さスケールとしては土粒子径 d を用いた。最終的に pick-up rate p_s の誘導した結果は次のように近似される。

$$p_{s^*} = p_s \sqrt{\frac{d}{(\sigma/\rho - 1)g}} = F_0 \cdot \sqrt{\tau_*} \left(1 - \frac{k_p \tau_{*c}}{\tau_*}\right)^m \quad (7)$$

ここで、 F_0 : 実験定数 ($1 \times 10^{-4} \sim 8 \times 10^{-3}$ 程度)、 $k_p=0.4$ 、 $m=3$ とした。 $p_{s^*}/(\tau_{*c})^{1/2} \sim \tau_*/\tau_{*c}$ 軸で表示された図-5 は、式(7)と澤井¹⁶⁾、長田¹⁷⁾の実験値を比較したもので、ほぼ実験値の傾向を説明しているものと判断される (図中、 $F_0=1 \times 10^{-4}$ 、 3×10^{-4} 、 8×10^{-3} としている)。

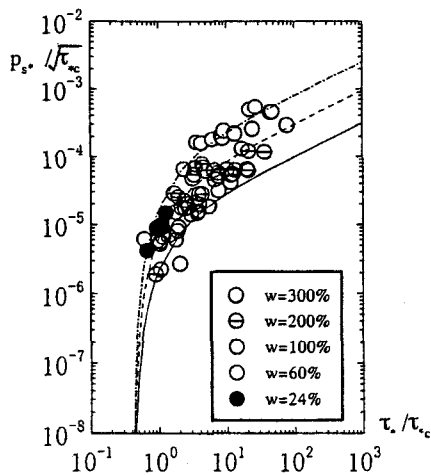


図-5 pick-up rate 推定式の検討 ($p_{s^*}/(\tau_{*c})^{1/2} \sim \tau_*/\tau_{*c}$ 軸)

計算に当って、底面せん断応力の変動係数は 0.5、 τ_{*c} は澤井、長田の実験値を与えた。式(7)は、 $\tau_* \rightarrow \infty$ の時、 $p_{s^*} \rightarrow (\tau_*)^{1/2}$ であり、澤井の実験結果 (u_* が大きいとき、侵食速度 $\propto u_*$) と一致する。 F_0 は土壌含水比の影響と流れ強度と相関の強い平均離脱時間間隔の効果を示すと判断される。

7. 凍結融解を考慮した土砂生産モデルの適用

(1) 秋期と春期の降雨流出過程の比較

著者らは、既に土砂生産モデルを用いて久著呂川流域の秋期 (1995 年 9 月 27 日～30 日) における土砂動態を検討している²⁾。この秋期の 4 日間に対比させる形で、1996 年 5 月 22 日～25 日の融雪期の土砂輸送状況に、本研究で提案したモデルを適用した。両期の 4 日間の降雨状況は、図-6 に示されるように降雨の総量は、95 年 9 月が 131mm、96 年 5 月が 129mm でほぼ同一、最大降雨強度はそれぞれ 41mm/hr、7mm/hr と前者は後者の約 6 倍であった。生産、河道内堆積の場所的な傾向については秋・春とも同一であった。また、St.2 以下の流域の開発区間では、95 年 9 月降雨に比べて 96 年 5 月降雨で、微細土砂生産、流出率が大きいことは、図-2, 3 より推定される。

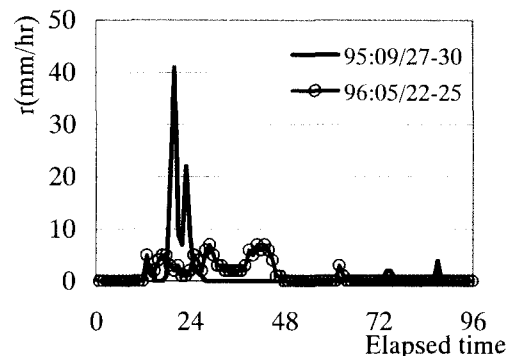


図-6 4日間の降雨量時系列の比較 (96 年 9 月と 96 年 5 月)

96 年 5 月の表面流と中間流の配分については、Stanford Watershed Model を用いて推定した。同モデルは積雪・融雪過程を模擬するサブモデルを有しており、その適用性は著者らによって既に検討されている¹⁸⁾。融雪出水の過程を模擬する上で、融雪期の表層の浸透能の評価が重要となるが、これを飽和透水係数と同程度とみなし、中間流を伴う kinematic wave 理論より推定される有効 A 層厚 γD 、空隙率 γ の変化より推定することとした¹⁹⁾。すなわち、秋期の空隙率 γ_0 が凍結融解に伴う土壌空隙の粗大化によって、春期に γ に変化すると仮定する。この時、透水係数の推定式として Kozeny 型を用いると、秋期と春期の透水係数 k 、 k_0 の関係は、 $k/k_0 = (\gamma/\gamma_0)^3 \cdot \{(1-\gamma_0)/(1-\gamma)\}^2$ で与えられる。表-1 は、95 年 9 月、96 年 5 月の出水に対して各観測点でのハイドログラフの低減部曲線を用いて推定された久著呂流域の有効 A 層厚で、混在した土地利用の 3 地点 (St.2～4) での平均的な空隙率の変化は $\gamma/\gamma_0=1.25$ であっ

た。秋期を $\gamma_0=0.45$ とすると、 $k/k_0=2.3$ となり、融雪期の土地利用別浸透能は秋期に調整された値の2~3 倍とした。図-7 は表面流と中間流の流出計算結果で、春期の対象期間内では、降雨強度が低い状況と相俟って、表面流が減少、中間流が増加し、その配分率は秋期と逆の傾向にあり、長澤らの野外実験の結果と定性的に一致している⁸⁾。

表-1 有効 A 層厚の季節変化

	$\gamma D(\text{mm})$		$(\gamma D)_{96}/(\gamma D)_{95}$
	1995.9	1996.5	
St.1	11.4	39.6	3.47
St.2	23.2	28.6	1.23
St.3	12.2	17.7	1.46
St.4	7.0	7.8	1.12

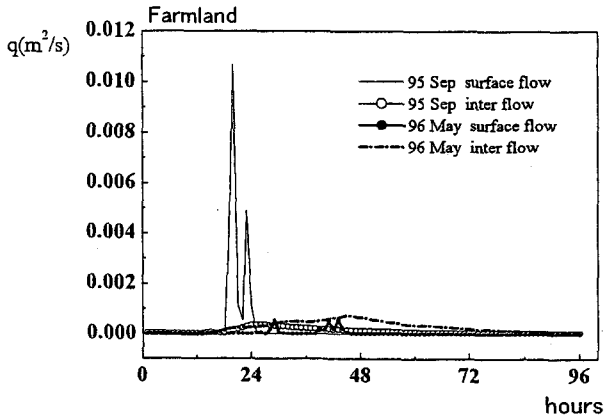


図-7 表面流出と中間流出の比較 (96 年 9 月と 96 年 5 月)

(2) 秋期と春期の土砂流出過程の数値模擬的検討

融雪期の表層すべり厚さスケールとなる最大凍結深の推定に当たっては、久喜呂川下流に位置する鶴居村での AMeDAS の日平均気温と積雪深データと、式(1), (2)を用いた。積雪による凍結抑制を考慮した最大凍結深は31cm と推定され、すべり可能性厚さとして $D_s=31\text{cm}$ とした。この時の積雪深は22cm で、東の積雪効果の指摘と一致する²⁰⁾。計算に当たって、 $\eta_0=2.7$ 、 $k_f=1.8\times10^3\text{ cal/cm}\cdot^\circ\text{C}\cdot\text{sec}$ 、 $k_s=8.8\times10^{-4}\text{ cal/cm}\cdot^\circ\text{C}\cdot\text{sec}$ とした¹⁰⁾。

単位流域別、土地利用別の平均斜面角とその変動は、国土数値情報データを用いて推定され、その結果、土地利用に依らず斜面角度の平均斜面角からの変動は、ほぼ正規分布に従い、その変動係数は平均斜面角が小さい程ばらつき、開発された土地では小さく、自然地で大きい傾向が認められた。斜面角変動の影響はすべり開始にも及ぶと考え、式(3)の斜面角 θ の影響項($g(\theta)=\sin\theta-\tan\phi\cos\theta$)に、変動の影響を考慮させた計算結果を図-8 に示す(変動効果を入れた $g(\theta_m)$ と平均値のみの $g_a(\theta_m)$ の比で表示)。内部摩擦角を $\phi=20, 30(^\circ)$ とし、変動係数 $\alpha_\phi(=\sigma_\theta/\theta_m)$ を変化させたものである。平均値のみの解析では、斜面角が内部摩擦角より大きい時にしか表層すべりが起こらないの

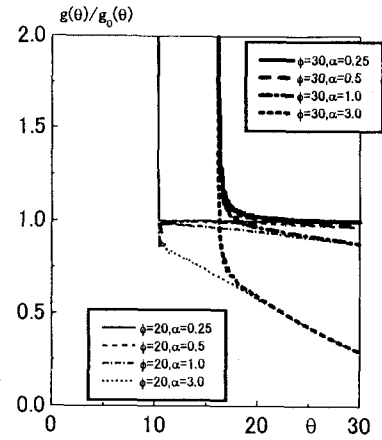


図-8 斜面傾斜角変動の表層滑りへの影響

に対し、変動を考慮すると緩斜面角度においてもすべりが起こることが認められる。

凍結融雪による土壌のせん断抵抗力の低減係数としては、長澤らの実験結果を参考に、 $N_c=3$ 、 $N_\phi=13$ 、 $\Delta_c=0.7$ 、 $\Delta_\phi=0.25$ とし、凍結回数が不明のため、 $n\rightarrow\infty$ とした。このとき、 c_0 、 ϕ_0 はそれぞれ元の30%、75%に減少する。

最小すべり厚の評価に当たっては、通常の乾燥土の粘着力を $c_0=0.1\times9.8\times10^4\text{ N/m}^2$ 、内部摩擦角を $\phi_0=20(^\circ)$ とした。この時、凍結融解後の土壌の表層すべりが起こる可能性のある最小厚さは、変動を考慮した $g(\theta_m)$ と式(3)より、 $D_{sc}=56\text{cm}$ と推定された。この値は凍結深 $Z=31\text{cm}$ より大きく、流域斜面での表層すべりによる生産量は零とした。

一方、図-7 に示されるように、今回対象とした期間での表面流の最大流量は秋季の1/15 程度であったため、96 年5月の表面流侵食はほとんど起こらないと計算された。

河岸侵食については、芦田・江頭のモデルを適用するためのデータが収集できなかったため、凍結融雪後の土壌の粘着力の低下により無次元限界掃流力も低下するものと単純に仮定した。すなわち、対象土壌の仮定された無次元限界掃流力($\tau_{c0}=0.3$ 程度)に対し、粘着力の通減率(30%)を掛け、 $\tau_c=0.09$ とした。pick-up rate 推定式中の F_0 は土壌の含水比を100%と見なし、 $F_0=3\times10^{-4}$ とした。

著者らは、wash load の流送過程に江頭ら²¹⁾ のモデルを用いた検討を行い、その有効性を確認している²⁾。表面侵食量と河岸侵食量を流入土砂量として、このモデルを適用した結果を図-9 に示す。St.3での95年9月の結果は、濃度の立ち上がり部は比較的模擬されるが、低減部の応答は良くない。96 年5月の結果は、粘着性の低下により移動限界を減少させたため、低水量に対する濃度応答はある程度模擬された。ピーク時の差については河岸崩壊に近い減少が生じたことによると考えられる。なお、河岸の崩壊可能区間等の条件は秋春で同一とした²⁾。

これらの仮定に基づいて推定された95 年秋と96 年春の土砂生産量と発生場の流域内変化の様子を示したものが、図-10 である。図は、全体的な傾向として、融雪時には表面流発生が抑制されるため流域斜面での土砂

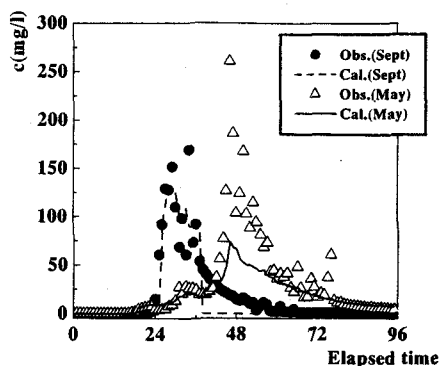


図-9 wash load 濃度の計算例 (St.3: 1995 年秋と 1996 年春)

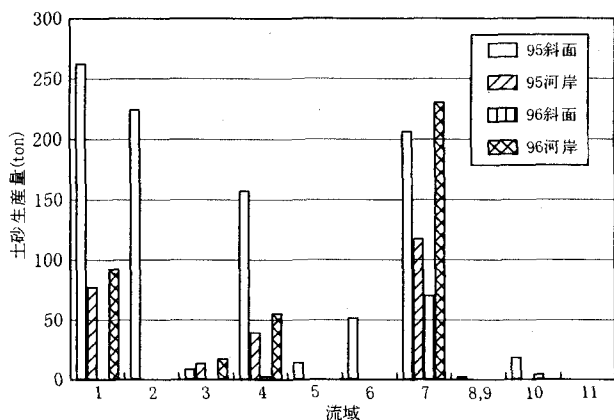


図-10 土砂発生場と生産量の推定 (1995 年秋と 1996 年春)

生産量は減少、一方、河岸侵食量は粘着抵抗の減少のため増加傾向にあること示している。計算結果と図-2, 3 に示される 95 年秋と 96 年融雪期の土砂動態との比較から土砂生産場については、次のことが推測される(流域番号については文献 2) を参照)。St.1 への流入量の減少は流域 1,2 からの表面侵食量が減少、同様に St.2 への流入量の減少も流域 3,4,5 からの表面侵食量が減少したことによるものと推測される。St.2~St.3 で微細土砂の生産が活発で、この区間に対応する流域 7 の計算結果は生産場が河岸であったことを示唆している。

8. おわりに

本研究では、積雪寒冷地の農林流域での土砂産場として、流域斜面と河岸を想定、土壌の凍結融解による土質力学的変化の影響を考慮した土砂動態モデルの基本的な枠組みを展開した。流域斜面内での土砂移動スケール、土地利用・土壌構造等を考慮すると、今後はグリッド型のモデル展開も指向する必要性が示唆された。

参考文献

- 1) 村上正吾・林誠二・渡辺正孝: 降雨による農地斜面からの土壌流出モデルに関する基礎的検討, 水工学論文集第 44 巻, pp.699-704, 1999.
- 2) 村上正吾・林誠二・亀山哲・渡辺正孝: 河川流域内農林地

域における土砂動態モデルに関する基礎的検討, 水工学論文集第 45 巻, pp.799-804, 2000.

- 3) Nakamura, F., Sudo, T., Kameyam, S. and M. Jitsu: Influence of channelization on discharge of suspended sediment and wetland vegetation in Kushiro Marsh, northern Japan, Geomorphology, Vol.18, pp.279-289, 1997.
- 4) 環境庁自然保護局: 湿原生態系保全のためのモニタリング手法の確立に関する研究, 1993.
- 5) 中村太士: 釧路湿原周辺の土地利用変化に伴う土砂流入と湿原植生の変化, 文部省科学研究費 基盤研究(B)研究成果報告書 (代表: 中村太士), pp.119-130, 1998.
- 6) 釧路湿原の河川環境保全に関する検討委員会: 釧路湿原の河川環境保全に関する提言, 2001.
- 7) 長沢徹明・梅田安治・水谷環: 積雪寒冷地域の傾斜農地における融凍期の浸食問題, 北海道大学農学部邦文紀要, 第 15 巻, 第 3 号, pp.282-292, 1988.
- 8) 長沢徹明・梅田安治・李里漫: 融雪・融凍期の侵食特性 - 北海道における土壌侵食抑制に関する研究(II) -, 農業土木学論文集第 166 号, pp.83-88, 1993.
- 9) 長沢徹明: 農業土木における凍害と対策(1), 農業土木学会誌第 51 巻, 第 2 号, pp.49-57, 1983.
- 10) 木下誠一・福田正巳・矢作裕: 北海道における土の凍結深の分布, 自然災害資料解析, 5, pp.5-10, 1978.
- 11) 長沢徹明: 農業土木における凍害と対策(2), 農業土木学会誌第 51 巻, 第 3 号, pp.45-52, 1983.
- 12) 沖村孝: 地形要因を考慮した豪雨による山腹崩壊位置の予知システムについて, 土木学会論文集, 第 338 号, pp.131-138, 198.
- 13) 芦田和男・江頭進治・矢島啓: 土石流の流動・堆積機構, 京都大学防災研究所, 第 31 号 B-2, pp.411-422, 1988.
- 14) 芦田和男・江頭進治・加本実: 山地流域における侵食と流路変動に関する研究(1), 京都大学防災研究所, 第 25 号 B-2, pp.349-361, 1982.
- 15) 村上正吾・辻本哲郎・中川博次: 河床砂礫の pick-up rate 推定式について, 土木学会論文集, No.443/II-18, pp.9-16, 1992.
- 16) 澤井健二: 粘着性流路床の変動機構に関する土砂水理学的研究, 京都大学学位論文, 1977.
- 17) 長田信寿: 流路変動過程の数値解析法とその応用に関する研究, 京都大学学位論文, 1998.
- 18) 林誠二・村上正吾・渡辺正孝: Stanford Watershed Model による流出特性に関する検討, 水工学論文集第 44 巻, pp.133-138, 1999.
- 19) 角屋陸: 流出解析法 - 中間流出モデルによる洪水流出解析 -, 農業土木学会誌 48 巻, 第 7 号, pp.51-55, 1980.
- 20) 東晃: 北海道の土壌凍結, 農業物理研究所報告, No.34, 1954.
- 21) 江頭進治・松本敬: 河道貯留土砂を考慮した流出土砂の予測法, 水工学論文集第 44 巻, pp.735-740, 2000.

(2001. 10. 1 受付)