

豪雨時の土砂生産

Sediment Yield Due to Heavy Rainfall

宮 本 邦 明

Kuniaki MIYAMOTO

1. はじめに

土砂生産の評価は、土砂流出過程、河床変動の評価とならんで、流域の土砂動態および流域・海域の土砂環境を把握する上で最も重要な項目のひとつである。これまで様々な観点から土砂生産に関する研究が行われているが、流域内の土砂動態の評価といった観点からなされた研究は数少ない。これは、土砂生産、とりわけ崩壊現象を支配する要因が複雑で、なによりもそのメカニズムの解明に重点がおかれていることにもよるが、土砂の流出過程を評価する際の境界条件に土砂生産が相当するため、それを土砂の流出過程の評価手法と切り離して議論することができないからであろうと思われる。

土砂生産は斜面崩壊によるものと河床(溪床)や側岸(溪岸)の侵食によるものとに分けることができる。このうち、後者は河床・河道変動の一部としても評価されるため、河床変動の場として評価する範囲と土砂生産場として評価する範囲を明らかにしておくことが必要となる。前者についてはその発生支配要因の分析がなされる一方で降雨の浸透・流出過程と斜面安定を組み合わせた解析がなされている。さらに崩壊土塊の運動についてもその運動機構、数値計算法ともにいくつかの研究がある。しかし、これらの斜面崩壊に関する研究は必ずしも流域内の土砂動態評価をその目的としていないため、その研究成果を流域の土砂動態評価に利用することが難しい。

本稿では、はじめに流域内の土砂動態評価を目的としたときの土砂生産場の考え方について土砂の流出過程の評価法と関連付けて考察し、生産土砂を評価するためのパラメータについて述べる。次いで、斜面崩壊に焦点を絞ってこれまでの研究を簡単にレビューし理解の現状を取りまとめる。最後に以上の知見をもとに土砂動態の評価を目的とした場合の斜面崩壊による土砂生産の評価を試みる。

2. 土砂生産場と生産土砂の評価

流域内の土砂流出過程は河床変動計算を用いて評価される。河床変動計算は、流水(流れ)の連続式と運動方程式、および流砂の連続式と流砂の運動方程式に対応する流砂量式からなる支配方程式を連立して解くことによって行われる。河床変動計算からみると、土砂生産は上流端や側方からの給砂に相当する境界条件に等しく、境界の設定は河床変動計算に用いる支配方程式により変わってくる。

簡単のため1次元河床変動の支配方程式を考えよう。流れの方程式を不定流で与えると、流砂量式を除く支配方程式は次式のように表される。

連続式：

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial (uA)}{\partial x} = r \quad (1)$$

運動方程式：

$$\frac{\partial(uA)}{\partial t} + \frac{\partial(\beta u^2 A)}{\partial x} = -gA \frac{\partial z_b}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{g}{2} Ah \right) - gA i_e \quad (2)$$

流砂の連続式：

$$c_* \frac{\partial(Bz_b)}{\partial t} + \frac{\partial(Bq_s)}{\partial x} = r_s \quad (3)$$

ここに、 A は流積、 u は流速、 r は横から流入してくる流入流量、 β は運動量補正係数、 g は重力加速度、 z_b は河床位、 h は水深、 i_e はエネルギー勾配、 c_* は移動床堆積層の土砂濃度で間隙率 λ を用いて $c_* = 1 - \lambda$ 、 B は流砂幅、 q_s は流砂量、 r_s は r と同様に横から流入してくる土砂量である。このうち、 r 、 r_s は側方の境界条件として与えられる。

この支配方程式系の適用可能区間の最上流端を、生産土砂を与える上流端境界点として設定することができる。この最上流地点はどのように定められるであろうか。これらの支配方程式は流砂形態によらず流砂を伴う流れが満たさなければならない法則を示しているが、式(1)～(3)のうち、式(2)右辺最終項と流砂量式は流砂と流砂を含む流れのメカニズムを直接的に反映しており、これらが上流端境界条件を与える場の条件を規定している。

河川上流域では流砂を含む流れは土石流と呼ばれる形態をとる。したがって、土石流を中心とする流砂のメカニズムに関する知識が境界条件を与える場の条件を知るためには不可欠である。土石流を中心とする流砂の力学に関する研究は、ここ数十年の間に飛躍的に進展し多くの知見が得られ理論的にも多くの展開がなされている^{1), 2), 3)}。しかし、根本的な点で研究者間の共通見解がまだ得られておらず、それぞれの観点からさらに研究がなされている。ここでは、土石流に関するシンプルな構成則モデルを導き、それを基に高濃度に土砂を含む土石流から掃流砂を含む流れに近い領域まで幅広い範囲にわたって統一的に説明することに成功している江頭らの研究⁴⁾を紹介する。

土石流のように高濃度に固体粒子を含む流れでは清水流の構成則が成り立たない。江頭らは質量、運動量、力学的エネルギー保存則を満たすように土石流の構成則を導いた。その基本的な考え方は、流れの中に導入されたある閉空間の運動を追跡したとき、その運動が質量、運動量、力学的エネルギー保存則を同時に満たさなければならないというものである。図-1のような閉空間の運動を考えると、質量、運動量、および力学的エネルギー保存則はそれぞれ次式のように表される。

質量保存則：

$$\frac{d}{dt} \int \rho \, dv = 0 \quad (4)$$

運動量保存則：

$$\frac{d}{dt} \int \rho u_i \, dv = \int \rho g_i \, dv + \oint \sigma_{ij} n_j \, ds \quad (5)$$

力学的エネルギー保存則：

$$\frac{d}{dt} \int \frac{1}{2} \rho u_i u_i \, dv = \int \rho g_i u_i \, dv + \oint u_i \sigma_{ij} n_j \, ds - \int \Phi \, dv \quad (6)$$

ここに、 $\int dv$ は閉空間内部の体積積分、 $\oint ds$ は閉空間表面の面積積分、 ρ は質量密度、 σ_{ij} は応力テンソル、 n_j は閉空間表面での外向き単位法線ベクトル、 Φ は単位体積あたりのエネルギー消費率である。これらを連立するとエネルギー散逸率が応力のなす仕事率に等しいという次式が導かれる。

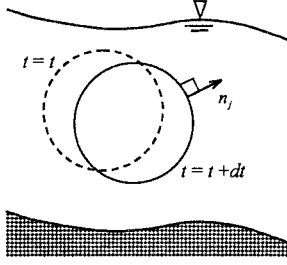


図-1 流れの中の閉空間とその運動の模式図

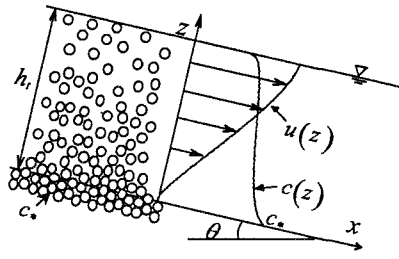


図-2 土石流の流速分布、濃度分布の模式図

$$\int \Phi dv = \int \sigma_{ij} \cdot \frac{\partial u_i}{\partial x_j} dv \quad (7)$$

式(7)から、左辺のエネルギー消費率がなんらかの形で評価されると応力テンソルとひずみ速度テンソルの間の関係、すなわち構成則を決定することができる。ここで対象としているせん断流場では大局的には流速分布は深さの関数となるので、図-2のように座標系を導入すると、ひずみ速度テンソルは du/dz で代表される。エネルギー消費は粒子間摩擦、粒子の非弾性衝突、間隙流体のせん断によって生じ、それぞれのエネルギー消費が生じる空間が粒子表面、粒子内部、および粒子間隙と独立であり、同時にそれらが空間全体を覆っている。そこで、エネルギー消費空間の独立性に着目し、せん断流場でのエネルギー消費を見積もることにより、式(7)から次式で表される構成則を得る。

$$\tau = p_s \tan \phi + k_d (1 - e^2) \sigma c^{\frac{1}{3}} d^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + k_f \rho \frac{(1 - c)^{\frac{5}{3}}}{c^{\frac{2}{3}}} d^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \quad (8)$$

式(8)右辺第1項は粒子表面の固体摩擦に起因するひずみ速度に依存しない静的な粒子間応力、第2項は粒子の非弾性衝突による応力、第3項は間隙流体のせん断による応力であり、流れの応力はこれらの線形和であたえられる。また、 p_s は粒子同士の接触に伴う静的な粒子間圧力、 ϕ は内部摩擦角、 e は反発係数、 ρ 、 σ はそれぞれ間隙流体および砂礫粒子の質量密度、 c は砂礫粒子の体積濃度、 d は粒径、 k_g 、 k_f は定数でそれぞれ0.0828、0.16なる値をとる。

土石流では応力の大部分は第1項の静的な応力により受け持たれている。このことは土石流に含まれる砂礫粒子の体積分率(体積濃度)の深さ方向の断面平均値 $\bar{c}$ が、移動床においては流れの底面で静的な応力と外力がつりあう条件から次式のように導かれることから理解される。

$$\bar{c} = \frac{\rho \tan \theta}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta)} \quad (9)$$

式(9)から勾配 θ が緩くなるにしたがい $\bar{c}$ は小さくなることが分かる。平均濃度が低くなると粒子は流れの中に自らを支えることができなくなり、流れの上層に清水流に近い流れの層が形成され砂礫粒子はその下層を高濃度に保って流動するようになる。このような流れを土砂流、あるいは掃流状集合流動と呼んでいる。図-3はその模式図である。下層の粒子濃度はほぼ一定の値をとりこの領域での流動層全体に占める下層の割合は勾配の関数となる。すなわち、下層の平均粒子濃度と厚さをそれぞれ c_s 、 h_s で表すと、流れの全層にわたる平均濃度が $c_s h_s / h$ と表されることを考慮して式(9)に適用すると次式を得る。

$$\frac{h_s}{h} = \frac{\rho \tan \theta}{c_s (\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta)} \quad (10)$$

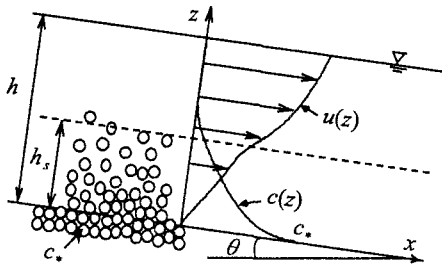


図-3 土砂流の模式図

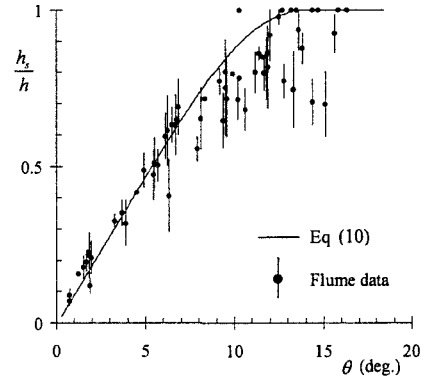


図-4 土砂流の下層厚と勾配の関係

図-4 は $c_s \equiv (1/2)c_*$ としたときの理論，式(10)，と実験とを比較したものである⁵⁾。図-4 から理論と実験結果がよく一致しているのが分かる。これは，土石流から土砂流の領域に至るまで土砂を高濃度に含む流れが同一の応力構造をもっていることを示している。そこで，下層に式(8)を適用し流速分布を求め濃度を掛けて積分すると，無次元流砂量は，良く知られたブラウン型⁶⁾の無次元掃流力の関数として次式のように表される。

$$q_{b*} = \frac{4}{15} \frac{K_1^2 K_2}{\sqrt{f_d + f_f}} \tau_*^{\frac{5}{2}} \quad (11)$$

ここに， q_b は単位幅流砂量であり， τ_* ， q_{b*} ， K_1 ， K_2 ， f_d および f_f は，それぞれ次式で表される。

$$q_{b*} = \frac{q_b}{\sqrt{\{(\sigma/\rho) - 1\}gd^3}} \quad (12)$$

$$\tau_* = \frac{\rho gh \sin \theta}{(\sigma - \rho)gd} \quad (13)$$

$$K_1 = \left[\cos \theta \left\{ \left(\frac{c_s}{c_*} \right)^{\frac{1}{5}} \tan \phi - \tan \theta \right\} \right]^{-1} \quad (14)$$

$$K_2 = \frac{1}{c_v} \sqrt{1 - \frac{h_s}{h}} \quad (15)$$

$$f_d = k_d (1 - e^2) \frac{\sigma}{\rho} c_s^{\frac{1}{3}} \quad (16)$$

$$f_f = k_f \frac{(1 - c_s)^{\frac{5}{3}}}{c_s^{\frac{2}{3}}} \quad (17)$$

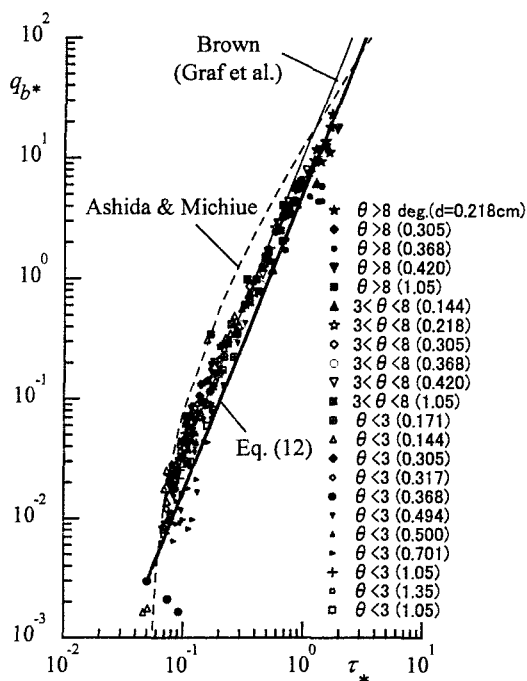


図-5 式(11)と代表的な流砂量式、実験結果との比較

図-5 は式(11)とブラウン式および水路実験結果との比較を示したものの⁷⁾である。式(11)の無次元掃流力の前の係数は6-10程度の値をとり、ほぼブラウン式のそれに等しい。同図には、参考のため、グラーフ式⁸⁾および芦田・道上式⁹⁾も載せている。

土石流と土砂流の境界は式(9)、(10)から、式(9)の $\bar{c}$ を c_s とおいたときの θ の値として、あるいは式(10)の h_s/h を1とおいたときの θ の値として得ることができる。この両者が同じ意味を持つことは容易に確認でき、移動床流れであれば土石流と土砂流を区分するのは河床勾配のみであることがわかる。この境界の勾配は、ほぼ $12^\circ \sim 15^\circ$ の値をとり、高橋によって土石流発生の最小勾配であるとされた勾配¹⁰⁾に等しい。こうして、土石流から土砂流へ、土砂流から掃流砂を含む流れへと連続的に土砂動態を評価することができる。

以上から、式(1)～(3)を用いた河床変動計算の上流端境界条件を与える場所として、土石流の流下区間を設定することができる。この場合、土砂生産空間はこの地点に対応する流域ということになり、流域内の斜面崩壊、河床堆積物の侵食が土砂生産の対象ということになる。しかし、一般に、このように生産された土砂が土石流となってある地点を通過するとき、そのハイドログラフ等の条件(境界条件)を知ることは難しい。

河床勾配を土石流勾配よりさらに急にしてくくと土砂濃度 $\bar{c}$ は次第に大きくなり、ついには c_s にほぼ等しくなる。このとき土砂の運動はもはや土石流のそれとしてではなく崩土の運動としての特徴をもつ。なぜなら土砂の堆積に伴い流れの粒子濃度が小さくなることはなく、土砂の堆積と停止は同じ意味をもつようになるからである。したがって、崩土の運動は、いわば土砂濃度が変化しない、固定床上の土石流のそれで近似することができる^{11), 12)}。この土塊の到達可能地点はその地点の勾配でおおよそ評価することができ、崩壊土塊が飽和している場合の土塊の停止勾配に等しい。それは、たとえば式(9)で評価すると、 $\bar{c}$ を $\bar{c} \cong c_s$ とおいたときの θ で与えられ、およそ 20° 程度である。崩壊土塊は飽和の程度によりこの勾配以上の斜面や河床に分布している。土石流はこのようにして運動してきた土塊が表面流によって流動化したものということがで

きる。上流端境界位置がこの勾配の地点までさかのぼると、かなり曖昧さを排除することができる。土砂生産場の特性としては崩壊が主となり、境界条件としては表面流により生じる土石流を対象とすればよい。

土砂生産場とその特性に関する考え方について土砂流出過程から、とりわけ土石流のメカニズムに関する知識から考察してきたが、その結果、かなりの急勾配の地点が上流端境界位置ということになりそうということが分かってきた。勾配が 20° の地点という、河川（溪流）というよりむしろ斜面であり土砂生産場からの土砂供給は主として斜面崩壊によることになる。ところが、斜面崩壊は間欠的に生じ、降雨に対するレスポンスの評価も難しく、実際にこの条件で境界条件を与えようとする、境界条件を与える非現実的な地点数と、それぞれの地点でのハイトグラフに対応した斜面崩壊の設定という解決困難な課題が待っている。しかも、土砂の流出過程を追跡する河床変動計算は、できれば混合粒径で実施したい。したがって、境界条件としては、降雨の流出過程（ハイドログラフ）に対応した給砂量の時系列として、それも粒径別に設定したいという願望がある。

このような問題に対する解決策としては大きく2つの方向があるように思える。ひとつは斜面崩壊と上流端境界での粒径別の給砂時系列を何らかの簡単なモデルで表現し系を閉じようとする方向で、もうひとつは、最上流におけるこのような不確定要素が強くその評価が困難な境界条件を採用せず、より下流の比較的平衡性の小さい地点で境界条件を設定しようとする方向である。いずれにしても現状では評価の目的や検討範囲、要求される精度などによってその具体的な手法が異なってくるのが容易に想像される。

3. 斜面崩壊に関する研究のレビュー

斜面崩壊に関する理解は上流端境界条件を設定しようとする際の最も重要なポイントのひとつであり、斜面崩壊に関する研究の概略を知っておく必要がある。崩壊に関する研究は、崩壊発生の支配要因、崩壊の発生支配降雨、崩壊面積率と降雨、および崩壊発生のメカニズムについての4つに大きく分けることができる。

このうち、支配要因に関する研究は、崩壊の発生・非発生に関する実態と、勾配、斜面規模（長さ）、形状、斜面の向きといった地形要因のほか、湧水の有無、地質、植生、降水量などの要因との関係を、様々な統計手法を用いて解析し¹³⁾、重要な要因を抽出し要因間の関係を明らかにしようとするものである。最近では、ニューラルネットワーク¹⁴⁾やファジー¹⁵⁾、遺伝情報を用いた解析¹⁶⁾など様々な手法が用いられており、手法のちがいによる崩壊発生・非発生の分離性の議論や、普遍性が高くよりよい分離が得られる処理法の探求などが行われている。成果として得られた要因は何らかの斜面の力学的・物理的な状況を結果として反映していると考えられるが、その具体的なメカニズムやプロセスについてはこれらの研究からはでてこない。

崩壊の発生支配降雨に関する研究は、崩壊発生時刻の予測を主たる目的として、降水の流出過程と結びつけることによって行われている。たとえば、斜面表層土層内の飽和浸透過程をキネマティック・ウェーブ法で評価するモデル^{17), 18)}や流域内の貯留量をタンクモデルで表現したモデル¹⁹⁾がある。斜面崩壊の発生支配降雨を評価することが目的であるが、崩壊と土石流を分離することが事実上難しく、解析の対象となる現象に土石流の発生も含んでいたり土石流の発生を対象としていたりすることがある。そういう意味では降雨の流出過程との対応が明瞭ではないが、斜面崩壊の発生・非発生を降雨強度（時間雨量）と降り始めからの連続雨量（あるいはそれに代わる雨量）と組み合わせて整理し支配降雨を評価しようとする研究も行われている²⁰⁾。

崩壊面積率と降水量、あるいは崩壊個数密度と降水量との関係については、崩壊面積・個数が一雨の結果としてしか得られないため、降水量として日雨量や総雨量を用いて整理が行われている^{21), 22)}。この成果は降雨に対応する生産土砂量を与える意味をもっているのが重要であるが、このままではハイドログラフに対応した供給土砂量の時系列は得られない。

斜面崩壊の発生メカニズムに関する研究は浸透流解析と斜面の安定解析を組み合わせる崩壊発生にいたる

プロセスを理解しようというものである。浸透流解析には飽和浸透流解析^{18), 23)}や飽和・不飽和浸透流解析²⁴⁾が用いられ、浸透流の発生に伴う土層の強度変化まで議論がなされている。また、これらの解析に対応した実験も行われており、間隙水圧や不飽和ポテンシャル、地下水面、ひずみなどのデータが計測され解析と比較されている。これらの研究は斜面崩壊の素過程を明らかにしようとするものであり、斜面崩壊の機構に関する本質的な理解を深めるために重要である。

このように、崩壊に関する研究は、互いに関連をもちながらもひとつの概念を構築するまでには至っていない。したがって、土砂動態把握のため、土砂生産場としての斜面を評価しようとしても困難な状況にある。

崩壊要因に関する分析からは、崩壊は主に地形的要因に大きく支配され、斜面勾配が急で斜面長が長いほど、また、集水が容易な凹地形ほど崩壊が発生しやすいこと、また、雨との対応でみると、降り始めからの継続雨量もさることながら降雨強度(時間雨量)との相関が高いというのが一般的な結果である。特に、雨と崩壊の発生・非発生の対応については後に示すような降雨の流出過程を考慮せずに解析が行われているため、総雨量を考える際に重要な降り始めからの時間という視点がなくなり、時間の概念が入った降雨強度(時間降雨)との相関が高くなっている。

崩壊面積率、崩壊個数密度と一雨の総雨量との解析例を図-6²⁵⁾、図-7²²⁾に示す。図-6より、流域が同一であれば、崩壊面積率は総降雨量、あるいは日雨量・24時間雨量の増加関数としておよそ次式で表される²¹⁾ことが分かる。

$$A/A_0 = F(R - R_0)^{1.5 \sim 2} \tag{18}$$

ここに、 A は崩壊面積、 A_0 は流域あるいは斜面の面積、 F は流域に係る係数、 R は総雨量、連続雨量、24時間雨量あるいは日雨量、 R_0 は崩壊発生に要する最小雨量である。

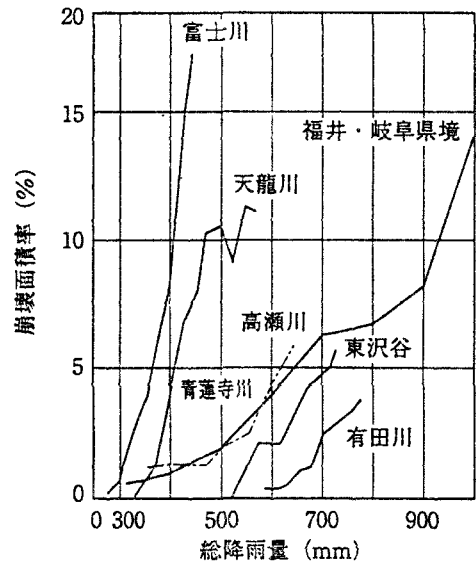


図-6 崩壊面積の累積頻度分布

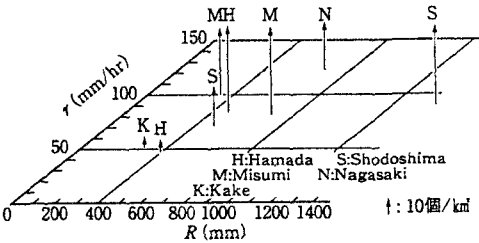


図-7 一時間最大雨量と連続雨量の平面上における崩壊個数密度

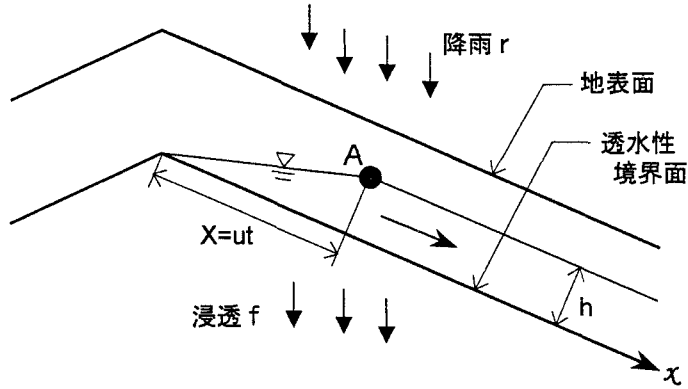


図-8 斜面における浸透流の模式図

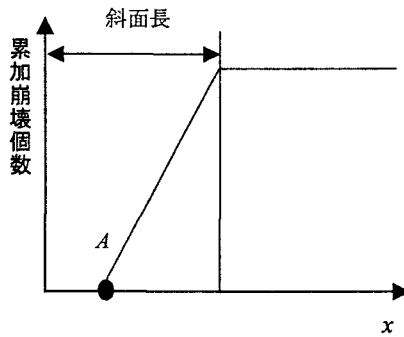


図-9 斜面の最上部からの距離と累加崩壊個数との関係

降雨の浸透に伴う浸透流解析にキネマティック・ウェーブ法を用いて崩壊発生支配降雨を検討した例を紹介する¹⁷⁾。浸透流解析には飽和浸透流が仮定されダルシー則が適用されている。図-8のような有限な長さを持つ一様な斜面を考える。斜面方向の地下水流(浸透流)の連続式は次式で表される。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{u}{\lambda_e} \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{r-f}{\lambda_e} \quad (19)$$

ここに、 h は地下水深、 u/λ_e は斜面方向の地下水の流速、 λ_e は有効間隙率、 r は地表から地下への浸透流量、 f はより下層への浸透速度である。 r は降雨強度が地表からの浸透速度より小さければ降雨強度を、そうでなければ浸透速度をその値に取る。また、速度 u はダルシー側を用いて次式で与えられる。

$$u/\lambda_e = K \cdot i \quad (20)$$

ここに、 K は透水係数、 i は勾配である。式(20)から一様な勾配の斜面では地下水の斜面方向の速度は一定である。式(19)を物質微分で表すと次式のようになる。

$$\frac{Dh}{Dt} \left(\equiv \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{u}{\lambda_e} \frac{\partial h}{\partial x} \right) = \frac{r-f}{\lambda_e} \quad (21)$$

物質微分によって表される水深の時間的変化は、地下水の運動に乗って移動座標系から観察したときの水深を表すから、 Dh/Dt は時間 t だけの関数となり容易に積分ができて、次式を得る。

$$h = \int \frac{r-f}{\lambda_e} dt \quad (22)$$

h を与える位置は、観測点が時間の経過とともに流速 u で斜面に沿って移動してゆくから、式(22)で求める地下水深の位置は次式で与えられる。

$$x = \int u dt = K \cdot i \cdot t \quad (23)$$

一様斜面に一様な降雨があったとき、地下水の水面形は図-8の模式図に示したような形を取る。崩壊を発生させる地下水深はこの条件下では場所によらず一定値をとるから、崩壊発生の確率が斜面の位置によらず一定であるとする、地下水深が崩壊に必要な水深に達したとき、斜面の上端からの距離と崩壊の累積個数との間に図-9に模式的に示すような線形の関係が成り立つ。斜面最上部には地下水面が発達するための、崩壊が発生しない領域が存在する。この区間は図-8の最上端から点 A までの区間に相当する。もし、降雨強度が小さく点 A が斜面より出てしまうような場合があると、同じ降雨強度でどんなに長い間降雨があっても崩壊が発生しないことになる。したがって、式(22)の積分時間は上限があり斜面長に関係していることが分かる。この積分時間 T_0 は地下水の斜面の最下部への到達時間に等しく斜面長を L_0 とすると次式で表される。

$$T_0 = \frac{L_0}{u} \quad (24)$$

こうして、崩壊発生支配降雨は斜面長によって決まる到達時間内の総雨量で与えられることになる。以上の説明の中には鉛直浸透に要する時間や、不飽和による浸透速度のちがいなどによる影響は議論していないが基本的な考え方は大きく変わるものではない。

同じ考え方を3層構造の土層に拡張して解析した例を紹介する¹⁸⁾。この解析では斜面長は十分に長く降雨の継続時間に比べ到達時間が十分長いと仮定されている。土層構造は図-10に示すように A, B, C 層の3層で各層の透水係数、土質強度とも異なった値を持っている。特に透水係数は下層ほど小さい値をとる。崩壊は A 層と B 層の境界、あるいは B 層と C 層の境界で発生する。雨は一様な降雨強度で降ってくるものとして解析がなされている。解析結果から崩壊支配降雨は連続雨量と雨量強度の空間上で図-11に示すような曲線となることが示されている。図-11で特徴的なのは支配降雨を示す曲線が一部多価関数として振舞うことである。同図から、降雨強度が C 層の透水係数 i_c より小さければ崩壊は発生しないこと、大きければ十分長い時間があれば(それに足るだけの十分な斜面長があれば)崩壊が発生することがわかる。また、 i_c が0であれば図中の破線1で示した $R = \text{Const.}$ がこの区間の崩壊発生支配降雨となる。図中の破線2は A 層と B 層の境界で崩壊が発生しないとした場合(たとえば樹木の根系が B 層まで十分に発達しているような場合)の発生支配降雨である。

降雨の流出モデルにタンクモデルを用いてタンク内貯留量と崩壊の発生・非発生を検討した事例を紹介する¹⁹⁾。タンクモデルとしては石原・小葉竹が花崗岩地域の山地流域に対して提案している図-12に示すような3段のモデル²⁶⁾が用いられている。タンクの各定数は表-1に示すとおりである。このモデルを用いて計算するときは降り始めの時のタンク内貯留量が重要となるため、対象とする降雨のかなり以前から計算を行う必要がある。3段のタンク内貯留量の様々な組み合わせを行った結果、3段すべての貯留量の合計と崩壊の発生・非発生との対応が良いことが分かっている。崩壊発生支配降雨に対応する貯留量は、広島県呉市の風化

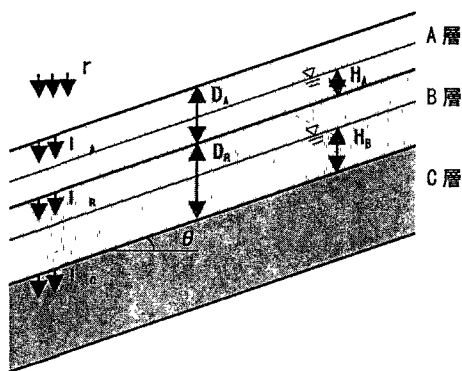


図-10 3層の表層土層モデル

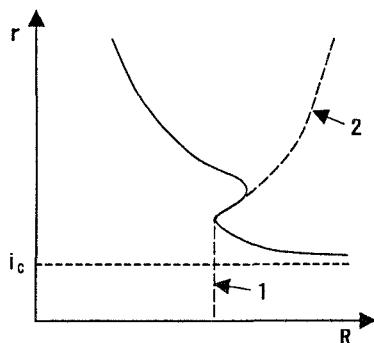


図-11 3層の表層土層モデルから得られた崩壊発生支配降雨

表-1 解析に用いられたタンクモデルの定数

	1 段目	2 段目	3 段目
貯留孔高 (mm)	$L_1=15$ $L_2=60$	$L_3=15$	$L_4=15$
流出係数 (1/hr)	$\alpha_1=0.1$ $\alpha_2=0.15$	$\alpha_3=0.05$	$\alpha_4=0.01$
浸透係数 (1/hr)	$\beta_1=0.12$	$\beta_2=0.05$	$\beta_3=0.01$

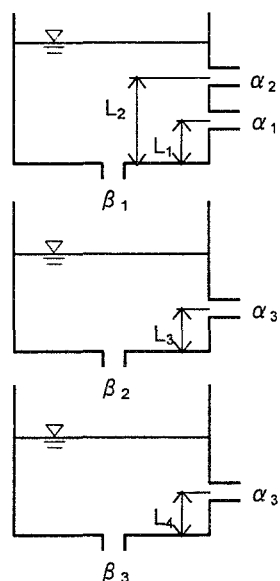


図-12 3段タンクモデル

花崗岩地帯で70mm, 中国地方の引原町の風化花崗岩地帯, 島根県浜田市および鳥取県で125mm程度の値となっている。これは、ある程度の広がりをもつ流域で見たとき、流域内に貯留されている降水量と斜面崩壊の発生はよく対応していることを示している。

飽和・不飽和浸透流解析, あるいは浸透流解析と安定解析を組み合わせ安全率が1を下回った領域と崩壊発生箇所とを比較した例¹⁸⁾を図-13に示す。時系列的に安全率の推移を調べ崩壊土砂量に結びつけることにより崩壊による生産土砂量の時系列的把握が理論的には可能になる。しかし、計算には数多くのパラメータの空間分布が必要で、その与え方によって結果が左右されるため精度としてはいまだ実用の段階にはない。

以上見てきたように、斜面崩壊については精力的に研究が続けられており、知見も飛躍的に増加しているが、本稿の目的とする土砂動態把握のための境界条件としての土砂生産という観点からみると、ほとんど未知の領域であるといっても過言ではないように思える。

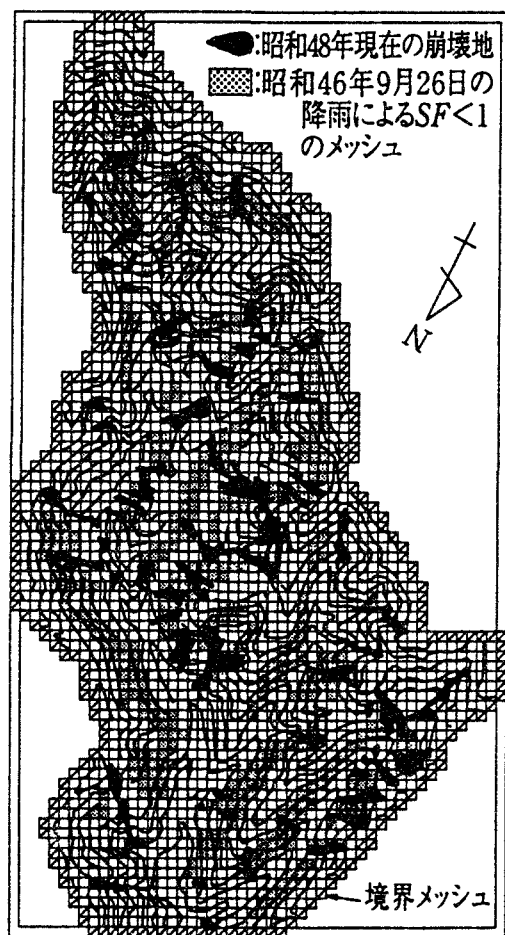


図-13 山地小流域における飽和浸透流解析と斜面安定解析を組み合わせた解析例

4. 土砂生産の評価の試み

さて、前章までの議論から土砂生産の評価を試みよう。第2章で、斜面崩壊に伴う生産土砂量が時系列的に与えられれば、最も曖昧さがなく上流端境界位置を飽和崩壊土塊の到達勾配で設定することができることを示した。しかしながら、第3章の崩壊に関する研究成果のレビューによると、そのような条件を満たす生産土砂に関する情報を得ることは困難である。そこで、ここでは2通りの境界条件の与え方を考えてみる。なおこれから記述する内容は、日頃感じていることや研究事例が雑多に混ざっているもので、具体的な成果として示せないことを先に述べておく。

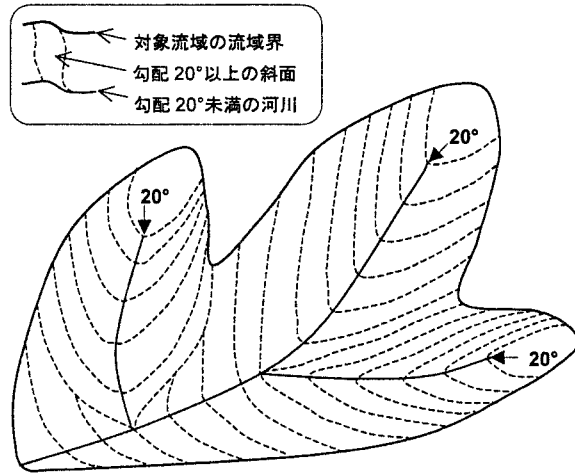


図-14 飽和崩壊土塊の到達勾配を境界条件地点とする場合の流域モデル

第2章において、上流端境界条件の実際的な与え方は、以下に示す2方向に分けられることを示した。

- (1) 境界条件を与える位置を飽和崩壊土塊の到達勾配の地点に設定し、降雨に伴う崩壊生産土砂量の時系列を与えるモデルを検討することにより系を閉じる方法
 - (2) 境界条件を与える地点を流砂の平衡性がある程度保たれる勾配の地点まで下げる方法
- 以下、それぞれの方法について考えてみよう。

4.1 飽和崩壊土塊の到達勾配を境界条件地点とする場合

飽和崩壊土塊の到達勾配を境界条件地点とする場合、河道の最上流端地点の勾配はおよそ 20° であり 20° 以下の勾配を持つ場所は河道として認識される。したがって、流域は図-14に示すように 20° 以上の勾配を持つ斜面と 20° 以下の勾配を持つ河道網から構成される。最上流端に接続する斜面からは上流端境界条件としての土砂が供給される。河道はあらかじめ河床変動計算のため数多くの区間に区切られており、それぞれの河道区間には左右両岸に 20° 以上の斜面が接続している。上流端の斜面、河道の両岸に接続するすべての斜面は小流域を形成している。この小流域からの崩壊生産土砂量の時系列が得られれば、一応系を閉じることができる。

斜面崩壊を支配している斜面に関するパラメーターは、およそ、斜面長、斜面勾配、斜面表層の層厚、透水係数、および土質強度定数(粘着力 C 、内部摩擦角 ϕ)であろう。ここで、斜面長は、地形的な意味での斜面長ではなく局所的な崩壊に關する水文環境に対応した斜面長であり、単一の小流域内で分布を持っている。したがって、勾配や層厚、透水係数も分布を持っていることが容易に想像される。さらに、土質定数も分布を持っているので、これらのパラメーターはすべて分布を持っているものとして取り扱われなければならない。したがって、流域特性や地域特性は、これらの統計を特徴付けるパラメーターの組み合わせとして評価される。またこの統計量は、降雨に対する斜面崩壊のレスポンスを通して評価されなければならない。

雨に対する斜面崩壊のレスポンスは、斜面長に対応する到達時間に依存するので、降水量と到達時間はペアで評価する必要がある。まず到達時間を変化させて到達時間内の総雨量を評価するため降雨資料から1時

間最大雨量, 2 時間最大雨量, … T 時間最大雨量のコンター図を作成する. これを崩壊実績図と比較することになるが, この崩壊実績図は斜面勾配ごとに整理する. この両者を比較して, 斜面勾配ごとの到達時間と到達時間内の総雨量に対応する崩壊面積率あるいは個数密度を求めることができる.

以上より, ハイエトグラフに対応した崩壊生産土砂量の時系列を作成することが可能であり, そういう意味で一応の目的が達成される. しかしながら, 流域特性をより普遍的に把握しようとするれば, 場の持つ統計量を明らかにする必要がある. 場の特性を表す統計量を変化させながら, 支配降雨に対する斜面崩壊のレスポンスを求め, 崩壊実績と比較することにより最適な統計パラメーターの組み合わせを得る. そのためには, 統計量と斜面特性との関係についての考察が重要である.

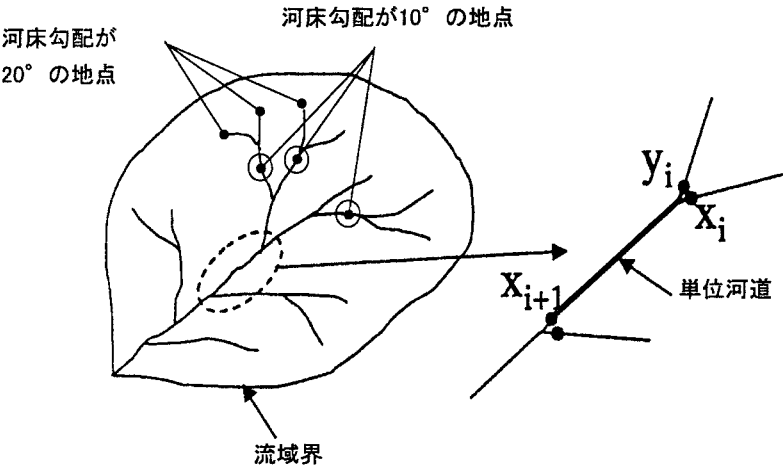


図-15 流砂の平衡性に着目して境界条件を設定する場合の流域モデル

4.2 流砂の平衡性に着目して境界条件を設定する場合

斜面崩壊により生産された土砂は河道に供給され河道の表面流によって土石流化する. 土石流は土砂流区間に入ってくると, 急速に土砂を堆積させながら流下してゆくことが第 2 章に示されている. 土砂流区間は土石流が運んできた大量の土砂の堆積域で, 別の表現を用いると, 上流の土石流区間と下流の掃流区間とのバッファ・ゾーンとなっておりある程度平衡性が保証される区間ということができよう. 土石流区間と土砂流区間の境界となる勾配は, 一方では土石流の発生領域の下限としての意味を持つが¹⁰⁾流域の土砂動態といった観点からはバッファ・ゾーンの入り口としての意味を持つ. したがって土砂流区間を上流端境界として設定することが現実的な境界条件を与える地点として考えることができよう. 図-15 はそのモデルの例²⁷⁾であるが, 土砂流区間として勾配 10° の地点が河川の上流端境界位置として設定されている. このとき, 境界条件である生産土砂の時系列はこの地点での平衡流砂量となる. 流砂量関数に芦田・道上式などを適用し混合粒径で計算を行えば, 形式的に粒径別の供給土砂量が求まり, アーマーコートの発達や破壊に伴う土砂供給量の中・長期の時間的変化も一応は追跡できることになる.

5. おわりに

本稿では豪雨時の土砂生産について流域の土砂動態の評価という観点から考察してきた。筆者の圧倒的な力不足から土砂生産に関する明快な解決手法や重要な事項、必要な事項を示すことができなかった。たとえば、土砂生産といっても本稿で問題としてあげた斜面崩壊以外に、ガリーやリル侵食、シート・エロージョン、地すべりや大規模な崩壊によるもの、火山噴火時など特殊な条件下での土砂生産など多くの場合があるが、それらについては割愛されており、さらにはその調査方法など多くの話題があるにもかかわらず本稿では取り上げられなかった。そのいずれもが流域の土砂動態を把握するためには重要であるが触れることができなかった。参考文献にせめて代表的な研究成果のリストをあげようかとも考えたが膨大な量の文献を整理することすらできないまま、本文に関連の深い研究についてのみリストとしてあげることとなってしまった。また、本稿で取り上げた斜面崩壊問題についても、流域土砂動態の把握以前の問題として深刻な課題が山済みの状況にある。事実、相変わらず、予想だにもなかったような災害が発生しており崩壊を含む土砂生産の問題の難しさと深さを示している。

内容が、かなり偏ってしまったのではないかと恐れながらも、議論の一助となれば望外の幸である。

参考文献：

- 1) たとえば、高橋 保・里深好文：慣性土石流の統一モデル，京都大学防災研究所年報，第 42 号 B-2，pp. 201-209，1999.
- 2) たとえば、椿 東一郎・橋本晴行・末次忠司：土石流における粒子間力と流動特性，土木学会論文報告集，第 317 号，pp. 79-91，1982.
- 3) たとえば、江頭進治・芦田和男・矢島 啓・高濱淳一郎：土石流の構成則に関する研究，京都大学防災研究所年報，第 32 号 B-2，pp. 487-501，1989.
- 4) 江頭進治・宮本邦明・伊藤隆郭：掃流砂量に関する力学的解釈，水工学論文集，第 41 巻，pp. 789-794，1997.
- 5) 江頭進治：流砂および流砂を伴う流れの力学 (2. 掃流状集合流動)，混相流，第 11 巻，3 号，pp. 258-262，1997.
- 6) Brown, C. B. : Engineering Hydraulics, edited by H. Rouse, John Wiley & Sons, Inc., New York, N. Y., 1950.
- 7) 伊藤隆郭・江頭進治：流砂量に及ぼす砂粒子径の影響，水工学論文集，第 45 巻，pp. 649-654，2001.
- 8) Graf, W. H. and L. Suszka: Sediment transport in steep channel, Jour. Hydroscience and Hydraulic Eng., JSCE, Vol. 5, No. 1, pp. 11-26, 1987.
- 9) 芦田和男・道上正：移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究，土木学会論文報告集，No. 206，pp. 59-69，1972.
- 10) 高橋 保：土石流の発生と流動に関する研究，京都大学防災研究所年報，第 20 号 B-2，pp. 405-435，1977.
- 11) 芦田和男・江頭進治・神矢 弘・佐々木 浩：流動土塊の堆積機構に関する研究，京都大学防災研究所年報，第 29 号 B-2，pp. 329-342，1986.
- 12) 道上正規・宮本邦明・片嶋啓介・植村 慎：土塊の運動機構と 1 次元数値解析法，水工学論文集，第 42 巻，pp. 925-930，1998.
- 13) たとえば，広兼道幸・古田 均 他：斜面の崩壊危険度診断事例からのラフ集合を用いたルール型知識の抽出方法，土木学会論文集(II)，No. 582，pp. 285-294，1997.
- 14) たとえば，菊池英明・古川浩平・他：ニューラルネットワークによる切土のり面の豪雨時のリアルタイ

- ム崩壊予測と予測に用いる降雨要因に関する一考察, 土木学会論文集(II), No.616, pp.63-76, 1999.
- 15) たとえば, 大野 研: 数値地形情報とファジィ理論を用いた斜面崩壊危険域の予測, 農業土木学会誌, Vol. 60, No.11, pp. 1027-1030, 1992.
 - 16) たとえば, H. Furuta, N. Tanaka, et al. : Genetic Algorithm Based Knowledge Acquisition Method from Diagnosis Data of Slope-Failure Danger Level, 関西大学学術フロンティア・センター研究成果報告書, pp.311-319, 1999.
 - 17) 平野宗夫: 土石流の発生予測と流出解析, 土砂移動現象に関するシンポジウム論文集ー芦田和男先生退官記念ー, pp. 23-38, 1992.
 - 18) 高橋 保・中川 一: 豪雨性表層崩壊の発生とその生産土砂量の予測, 第 30 回水理講演会論文集, pp.199-204, 1986.
 - 19) 道上正規・小島英司: 集中豪雨による崖崩れの発生予測に関する研究, 鳥取大学工学部研究報告, 第 12 巻, 第 1 号, pp. 167-178, 1981.
 - 20) 瀬尾克美・原口勝則・菊池稔宏・吉田真也: 土砂災害警戒避難基準雨量の課題と改良について, 砂防学会誌, Vol. 53, No. 6, pp. 37-44, 2001.
 - 21) 吉松弘行: 山腹崩壊の予測式について, 新砂防, Vol. 29, No. 3, pp. 1-9, 1977.
 - 22) 芦田和男・江頭進治: 崩壊・土石流の発生と土砂災害の危険範囲, 1988 年 7 月島根・広島豪雨災害の調査研究 (研究代表者 芦田和男), 文部省科学研究費 (No. 63115045), 突発災害調査研究成果, No. B-63-2, pp. 8-21, 1989.
 - 23) 小川紀一朗・松村和樹・菊池稔宏・井良沢道也: 山地流域における土砂生産・流出の実態と解析, 新砂防, Vol. 41, No. 6, pp. 4-13, 1989.
 - 24) 八木則男・谷田部龍一・山本浩司: 雨水浸透による斜面崩壊, 土木学会論文報告集, 第 330 号, pp. 107-114, 1983.
 - 25) 土木学会編: 水理公式集, 平成 11 年版, 土木学会, p. 142, 1999.
 - 26) Ishihara, Y. and S. Kobatake : Runoff model for food forecasting, Bull., D. P. R. I., Kyoto Univ., Vol. 29, 1979.
 - 27) 江頭進治・松木 敬: 河道貯留土砂を対象とした流出土砂の予測法, 水工学論文集, 第 44 巻, pp. 735-740, 2000.