

土砂の生産・流出過程

芦田 和 男

1. 土砂の流出現象と人間とのかかわり¹⁾

人類の文明は、肥沃な土壌を多量に運搬する大河の流域に発生したことからわかるように土砂と深いかかわりを持っている。われわれの生存に必要な食糧は地球表面のごく薄い層である土壌の作用に依存している。しかし、その土壌は侵食によって年々失われており、その量は世界的に見て非常に多く、今後の食糧危機をひきおこしかねない問題である。この土壌を保全していくことは、人類が生き続けていくためには不可欠である。

自然界における土砂の流出現象は、自然のスケールから見てそれがごくわずかであっても、土地に依存して生活している人間には非常に大きな影響がある。その種類と程度は、土砂流出の形態と規模ならびに社会的条件により異なり、地域的特性を持って大きく変遷してきた。

人類はその出現以来、常に生活の向上と生活空間の拡大を目ざして自然に対するさまざまな開発を行ってきた。その最も大きなものは林地から農耕地への転換であろう。これによって土砂の流出条件は大きく変化したと言える。さらに、わが国においては近年における急激な経済成長に伴って土砂環境はいちじるしく変化した。

わが国の河川の多くは、以前には山地から流出するおびただしい土砂のため天井川となり、大雨ごとに河岸・堤防の決壊、人家・耕地の埋没などの災害を繰り返していた。また、河川の舟航が盛んで、流出土砂の堆積は舟航の障害となり、その対策が重要な問題であった。

しかし、現在では事情がかなり変化している。たいていの流域には貯水池が造られ、河川への流出土砂量は大幅に減少している。貯水池の堆砂量は年平均5～6千万 m^3 程度で、山地から流出する全土砂量の $\frac{1}{2}$ ～ $\frac{1}{3}$ ぐらいと見なされている。ダム堆砂によって、貯水池機能の低下、上流域の河床上昇の影響、下流への供給土砂の減少による河床低下や海岸侵食への影響、さらに、微細粒子による濁水長期化現象などが生じている。

河川への流出土砂量の減少に加え、河川や海岸部では、高度経済成長時代に多量の砂利採取が行われた結果、多くの河川で大幅な河床低下をきたし、また、海岸構造物の設置の影響もあって海岸侵食の生じている所が多い。

河床低下の進行とともに、河床礫の粗粒化、網状河道の複列ないし単列蛇行河道への移行、さらに、固定した水衝部の局所的な深堀れなどが顕著になっており、河川構造物への影響が憂慮されている。

一方、山間部あるいは山麓周辺の開発、道路網の発達、観光開発などによる土砂災害危険地域における人口・資産の増大、また危険地域を通過したり接近したりする機会の増大によって山くずれや土石流による災害が目だってきている。これらの災害では、人命の犠牲を伴うことが多いのが特徴で、昭和57年7月の長崎水害や、昭和58年7月の島根水害では死者のほとんどは土砂災害によるものであった。土石流危険渓流の数は、建設省と都道府県の調査によると人家5戸以上の所を対象としても全国で7万箇所以上であり、また、がけくずれや地すべりの危険箇所も同様に非常に多数に上っており、これらに対する対策が重要な問題となっている。さらに、流出土砂の溪流河道部における堆積による災害や、水流による河道侵食

による災害の防止も山間部における重要な問題である。

以上のように、土砂の挙動はわれわれと密接なかかわりを持っており、とくに、最近においては、人為的な原因も加わって大きな環境変化がおこり、種々の問題が生じている。したがって、それらに適切に対処することが重要である。しかし、自然の持っている力は大きく、これを力だけで抑え込むことなど出来るはずがない。われわれの出来ることは自然の持っている性質をよく把握して、それによって自然を調節し、自然とうまくつき合っていくことである。すなわち、土砂の生産と流出過程の実態とそのメカニズムの把握、流出土砂量の予測、土砂の輸送過程における河床変化の予測やそれに基づく土砂の調節が極めて大切である。

ここでは、主として土砂の生産と流出過程について述べる。

2. 土砂の生産・流出過程

2-1 生産・流出のシステム

土砂の生産・流出過程は、図-1に示すように、生産、貯留および運搬の要素から構成される一つのシステムと考えられる。生産された土砂礫は一部ウォッシュ・ロードとして流出するものを除いて河道貯留と運搬を繰り返しながら流下する。生産量が河道の土砂運搬能力を大幅に上まわっている場合には河道内に大量に堆積貯留され、これがそれ以降河岸侵食によって生産される土砂源となる。

2-2 生産・流出システムの特徴

(1) 生産土砂量の時系列特性

裸地斜面の侵食は表面流が発生するような降雨ごとにおこる発生頻度の高い現象である。また、崩落には地表の凍結・融解が支配的な因子と考えられ、それによる生産土砂量には年による変動があまり大きくない。これに対して崩壊や土石流は規模が大きくなればなるほど発生頻度は少なくなるが、生産土砂量は多くなる。生産土砂による影響や総量に対して、それぞれの段階の現象がどの程度の比率を持っているかは流域の特性によっても異なるが、一般にはいずれの段階のものも考える必要がある。

生産土砂量は、その外力となる降雨の時系列特性を反映して、図-2のように時系列的に変化する。流砂量は生産量と貯留量に支配される。大崩壊の発生後は河道の土砂貯留量が増加するので、崩壊発生以前に比べて同一流量に対する流砂量は増加する。しかし、時間の経過とともに侵食による貯留量の減少、河

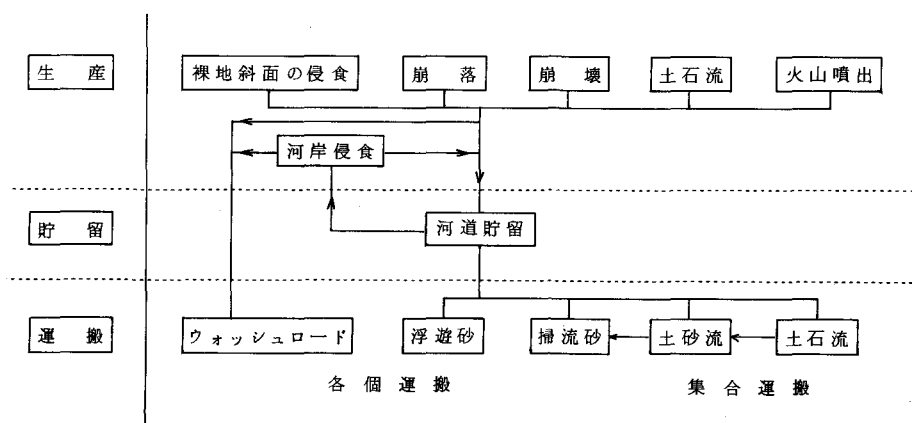


図-1 土砂の生産・流出システム

床面に形成されるアーマ・コートによる土砂流出に対する抵抗力の増加等のために流砂量は発生する外力の大きさばかりでなくその発生の順序によって影響を受ける。

貯水池の堆砂や砂防計画等においては、比較的長期間の土砂流出現象を考えなければならず、確率過程としての取り扱い方が必要である。それにはデータ・チェネレーションの手法により土砂生産の外力となる降雨の時系列を模擬発生させ、これを降雨量と生産土砂量との関係を用いて生産土砂量の時系列に変換する方法が考えられる。

(2) 生産土砂量の非均一性

基岩の風化によって生産される材料は、巨礫から粘土鉱物までいろいろの大きさのものから構成されており、その事が土砂礫の流出過程を複雑にする大きな要因となっている。崩壊や土石流では、すべての粒径のものが集合的に運搬され、一般にそれほど大きくない距離を移動した後堆積する。このような堆積物はその中に粘着力を有する微細な粒径成分を含んでいて砂礫の移動限界や侵食抵抗が沖積地河川のそれとかなり異なる場合が多い。こうした場合の侵食や流砂機構の解明は、山地流域における土砂の流出過程を取り扱う上で重要な課題であって、最近これについての研究が進められている。

集合運搬によって流出堆積した土砂礫は流水により侵食され、各個運搬として移動する。この過程において粒子は流体力によって選択的に侵食され細粒分ほど移動しやすく、表層にはいわゆるアーマ・コートが形成される。このアーマ・コートは比較的安定している。とくに急勾配の河床には、大石がかみ合ってステップを作り、それが階段状に連ったアーマ・コートを形成している場合が多いが、これは非常に安定しておりよほど大きな出水がなければ破壊されない。アーマ・コート河床上においても、上流あるいは側岸から河床を構成している粒径より細い成分が供給されると、河床上を堆積と移動を繰り返しながら流送される。また、出水時、アーマ・コートの部分的な破壊があると、そこで生産された細粒成分は上と同様な形態で流送される。このような場合、流砂の形態は掃流砂であるが、生産量だけ輸送されるという点ではウォッシュ・ロード的であって、その流砂量の推定は非常に困難である。

アーマ・コートが破壊されるような出水時には、河床を構成しているすべての粒径範囲のものが移動するようになり流砂量は急増する。

このように、アーマ・コートの形成とその部分的破壊や全面的な破壊を通して砂礫は分級されながら輸送されることになる。輸送過程においては、砂礫は静止、掃流および浮遊のいずれかの状態を取るが、その状態確率によって流下する距離が異なる。掃流砂⇄浮遊砂の遷移限界の粒径による相異やアーマ・コートの形成と破壊過程における粒子の選択的流出が流下過程における砂礫の分級の原因である。

(3) 地域特性

土砂の生産・流出現象は、地形・地質・気候条件の相異や人間活動の影響により大きな地域特性を有する。現在、地球上で火山活動や地形変動が最も活発な地域は、アルプス・ヒマラヤ造山地帯と環太平洋地帯であって、これらの地帯は地形勾配も急峻であり、土砂の生産・流出現象は極めて活発である。これらの地域の中でも、点在する火山周辺と構造線沿いの地域や人間活動によって裸地化した地域は特に活発で

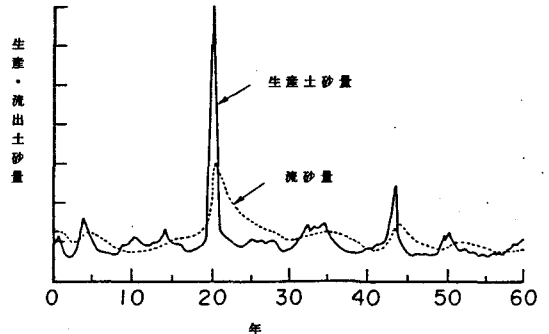


図-2 生産土砂量と流砂量の時系列

ある。

侵食現象はまた地形条件に大きく支配される。豪雨による崩壊は 30° 以上の勾配の所、特に $35 \sim 45^\circ$ の斜面で地下水の集中する所に起こりやすい。これらの土砂は $25 \sim 30^\circ$ の傾斜で堆積している場合が多い。土石流は $15 \sim 30^\circ$ の勾配の所から発生するから上述の堆積物は土石流源となる。土石流は 10° 程度の勾配の地点から堆積しはじめ、たいてい $3 \sim 4^\circ$ より急な所で堆積し終わり、土砂流や掃流砂、浮遊砂の供給源となる。

一方、気候条件の相違も土砂流出現象における地域性的原因となっている。侵食に関する主要な営力は、低・中緯度地帯においては台風やサイクロンによる豪雨であり、高緯度地帯においては氷河や融解の作用である。

地質的条件に支配される生産土砂の粒度分布特性も土砂の流出過程に大きな影響を与え、地域性を生じる原因である。例えば黄土高原が広く分布する黄河流域では、生産される土砂はほとんど細粒分であって、生産されたものはほとんど河川へ流出する。これに対して、生産土砂に石礫が含まれる場合には、その流出過程において貯留効果が重要な意味を持っている。

道路建設、森林の伐採、農耕地、宅造など人為的に作られた裸地は、崩壊等による自然的な裸地とともに土砂生産源である。このように、土砂の生産には人間活動が影響を持っている場合が多い。

3. 土砂礫の移動形態の領域区分

山地流域においては、土砂礫は地形勾配、粒径および水理条件によって各種の移動形態を示す。その領域区分を明確にすることは意義深い。まず、勾配がある限界よりも急になると砂礫の移動形態は各個運搬から集合運搬へ移行する。両者の違いは、前者では粒子に作用する抗力や揚力等の流体力が粒子運動の原因となっているのに対して、後者では、表面流および浸透流の水分と砂礫層の重量に基づく流下方向の作用力が、砂礫層の移動に対する抵抗力を上廻って移動が生じていることである。したがって、集合運搬の発生限界は図-3のような砂礫層における作用せん断力と抵抗力の平衡条件の考察から求められる。²⁾ 図

において、 h : 表面流の水深、 h_b : 掃流砂移動層厚、
 c_b : h_b 内の掃流砂濃度、 c_* : 静止砂礫層の粒子容積濃度、 τ : 作用せん断力、 τ_L : せん断抵抗力、
 a : τ と τ_L の交点の静止砂礫層表面から測った深さ、である。砂礫層の深さ a 点における作用せん断力 τ と抵抗力 τ_L はそれぞれ、次式で表される。ただし、粘着力がない場合について考えている。

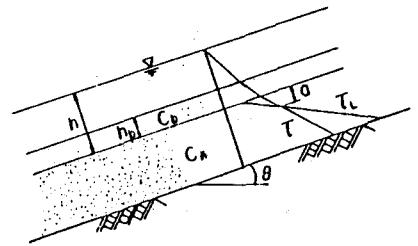


図-3 砂礫層における力の釣合い

$$\tau = g \sin \theta [(\sigma - \rho) (c_* a + c_b h_b) + \rho (a + h)] \quad (1)$$

$$\tau_L = g \cos \theta (\sigma - \rho) (c_* a + c_b h_b) \tan \phi \quad (2)$$

集合流動は、深さ a が砂礫層の粒径 d よりも大きいときであると考えられるから、その発生条件は式 (1) および (2) から、

$$\tan \theta \geq \frac{(c_* + c_b h_b / d) (\sigma - \rho)}{(c_* + c_b h_b / d) (\sigma - \rho) + \rho (1 + h / d)} \tan \phi \quad (3)$$

となる。ここに、 σ, ρ :それぞれ砂礫および水の密度、 ϕ :砂礫の摩擦角。

上式より、 θ が大きくなるほど、一定の h に対して a が大きくなって行く。 a が大きいくほど粒子の分散厚さは大きくなり、 a が $(0.7 \sim 1)h$ 程度以上になれば、全流動層に粒子がほぼ均等に分散して土石流が形成される。すなわち、土石流は、

$$\tan \theta \geq \frac{(\sigma - \rho) c_*}{(\sigma - \rho) c_* + \rho (1 + \kappa^{-1})} \tan \phi \quad (4)$$

が満足されるとき発生する ($\kappa = 0.7 \sim 1$)。ただし、式(4)では掃流砂の影響は無視している。

さらに、浸透流によって砂礫層に崩壊が発生する条件は、

$$\tan \theta \geq \frac{c_* (\sigma - \rho)}{c_* (\sigma - \rho) + \rho} \tan \phi \quad (5)$$

であり、粘着力を持たない静止砂礫層が存在できない条件は、

$$\theta \geq \phi \quad (6)$$

である。

各個運搬の領域における砂礫の移動限界については、従来数多くの研究が行われているが、ここでは、急勾配を含む領域をも対象として求められている限界掃流力式³⁾を示しておく。

$$\frac{\rho u_{*c}^2}{(\sigma - \rho) g d} = 0.034 \cos \theta \left[\tan \phi - \frac{\sigma}{(\sigma - \rho)} \tan \theta \right] \times 10^{0.32(d/h_c)} \quad (7)$$

ここに、 u_{*c} : 砂礫の掃流限界摩擦速度、 h_c : 移動限界における水深である。

勾配が急になれば砂礫に作用する重力効果によって砂礫は移動しやすくなるのではないかと考えられるが、式(7)は、逆に移動しにくくなることを示している。これは勾配が急な浅い流れでは、流水に対する抵抗が緩勾配のものよりも大きくなる結果である。

以上の結果を総合して、図-4に土砂礫の各種移動形態の発生領域を示している。ただし、 $c_* = 0.7$ 、 $\sigma = 2.65 \text{ g/cm}^3$ 、 $\rho = 1.0 \text{ g/cm}^3$ 、 $\kappa = 0.7$ 、 $\tan \phi = 0.8$ としており、式(3)中の $c_b h_b$ は著者らの掃流砂量式⁴⁾から算定している。

土石流は図-4に示すような領域(通常は 15° 以上の勾配を持つ領域)で発生するけれども、一旦発生すれば、砂礫層に含まれていた微細粒子が浮遊して流体の密度 ρ が大きくなり、

$$\tan \theta = \frac{c_d (\sigma - \rho)}{c_d (\sigma - \rho) + \rho} \tan \alpha$$

(8)

のような勾配地点まで、堆積を生ずることなく流下

しうる。式(8)で例えば $c_d = 0.3$ 、 $\sigma = 2.6 \text{ g/cm}^3$ 、 $\rho = 1.3 \text{ g/cm}^3$ 、動摩擦係数 $\tan \alpha = 0.6$ とすれば

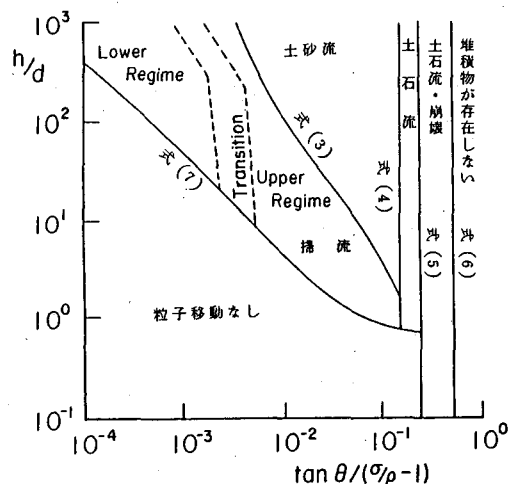


図-4 土砂礫の各種移動形態の発生領域図

$\theta \doteq 8^\circ$ となり、かなり緩い所まで流下できることがわかる。

4. 土石流と土砂流

土石流は全断面にわたって集合流動の形式で輸送されるものであるのに対して、土砂流は、図-5に示すように集合流動の層と水流層とからなり、集合流動層があたかも掃流砂層の厚さが増大したような形を示すので掃流状集合流動とも呼ばれる。土砂流は土石流と掃流砂の中間的な領域で発生し、土石流堆積物の水流による再侵食の過程においても見られ、山地部における土砂移動の重要な形態である。

土砂流において、河床面に作用するせん断力 τ_0 は

$$\tau_0 = (\sigma - \rho) c_d h_d g \sin \theta + \rho g h \sin \theta \quad (9)$$

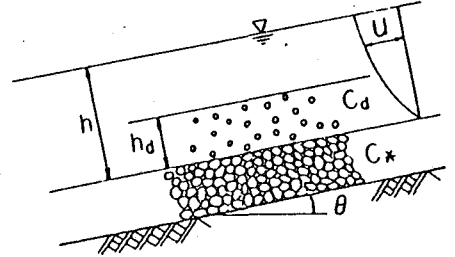


図-5 土砂流の流動

である。

河床が洗掘も堆積も生じない平衡状態にあるとすれば、作用せん断力 τ_0 は、粒子流動層内の粒子同士の接触によって受けもたれるせん断力と、流動している粒子の間に存在する流体によって受けもたれるせん断力の和と釣合っている。流体によって受け持たれるせん断力は河床粒子の限界掃流力 τ_c に等しいと考えられるから、

$$\tau_0 = (\sigma - \rho) c_d h_d g \cos \theta \tan \alpha + \tau_c \quad (10)$$

が成立する。

土石流では、 $h = h_d$ 、 $\tau_c \doteq 0$ であり、式(9)および(10)から、勾配 θ に対する土石流の平衡濃度 c_d は、

$$c_d (= c_{d\infty}) = \frac{\rho \tan \theta}{(\sigma - \rho) (\tan \alpha - \tan \theta)} \quad (11)$$

となる。実験によれば、式(11)中の $\tan \alpha$ は $\tan \phi$ とした方がよく合う。式(11)によれば、 θ が小さくなると c_d は小さくなるが、 c_d があまり小さくなると粒子が水深全体に分散することが難しくなり、ある厚さ h_d にのみ集中するようになって土砂流となる。したがって、土砂流の粒子流動層内の砂礫濃度は土石流発生限界勾配における砂礫濃度 c_{dc} に等しく保持され、

$$c_{dc} = \frac{c_*}{1 + \kappa^{-1}} \quad (12)$$

で与えられる。また、式(10)と(11)から

$$\frac{h_d}{h} = \frac{c_{d\infty}}{c_{dc}} \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*} \right) \quad (13)$$

が得られる。ここに、 $\tau_* = u_*^2 / sgd$ 、 s : 砂礫の水中比重。

粒子流動層内ではダイラタント流動モデルが適用でき、上層の水流のみの部分では通常の乱流モデルが

適用できるものとして、土砂流の流砂量式および抵抗則が次のように求められている⁵⁾。

流砂量式：

$$q_{s*} = \frac{q_s}{u_* d} = \frac{2}{3} \frac{(4.2 - 0.75 c_{dc})}{\cos^2 \theta (\tan \phi - \tan \theta)^2} \tau_*^2 \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*}\right)^2 \quad (14)$$

抵抗則：

$$\frac{u}{u_*} = (0.23 + 0.65 \tan \theta) \frac{h}{d} \quad (15)$$

また、著者ら⁴⁾による掃流砂量式は、

$$q_{s*} = \frac{12 - 24 \sqrt{\tan \theta}}{\cos \theta} \tau_* (1 - \sqrt{\tan \theta}) (1 - \alpha^2 \frac{\tau_{*c}}{\tau_*}) (1 - \alpha \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\tau_*}}) \quad (16)$$

で与えられる。

ここに、

$$\alpha^2 = \frac{2 (0.425 - \frac{\sigma}{\sigma - \rho} \tan \theta)}{1 - \frac{\sigma}{\sigma - \rho} \tan \theta} \quad (17)$$

である。

図-6は、掃流砂および土砂流の発生領域における流砂量の実験値と理論値の比較であり、両者の一致は良好である。この図からまた流砂形態が掃流砂から土砂流に遷移すると流砂量は急増することがわかる。

5. 崩壊土の運動

山腹斜面の崩壊によって生産された土塊は滑動の過程において変形が進み次第に内部構造が破壊されて行き、土粒子が分散した状態になる。この場合十分な水の供給があると土石流を形成して流下する。上の過程において粒子の分散がおこる前に、滑動を停止するような地形の所にくると土塊は停止する。

崩壊土の滑動・停止条件、運動則、粒子の分散が生じて土石流化に必要な滑動距離等についての研究が行われている。

図-7は斜面上における土塊の挙動の模式図である。図中 u_f ：土塊の滑動速度、 u_1, h_1 ：土塊後方の表面流の流速および水深、 A_f ：土塊背面における表面水を含めた土塊の断面積である。

土塊の運動は質量保存則と運動量保存則を用いて解析される。ここで最もむずかしいのは斜面と土塊

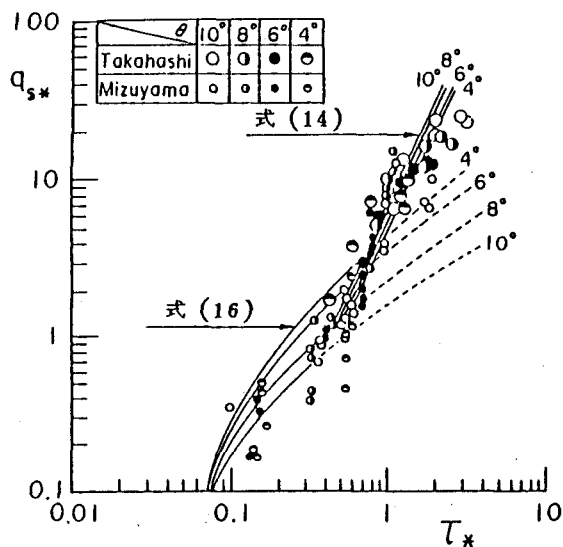


図-6 掃流および土砂流の流砂量の実験値と理論値の比較

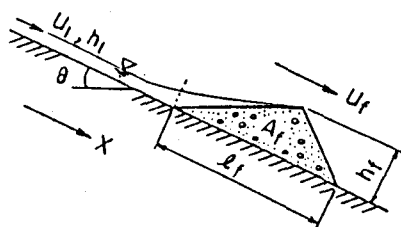


図-7 斜面上を滑動する土塊

の界面における摩擦力の評価方法である。これに対して速度に依存しない項と速度の2乗に比例する項を考え、前者には摩擦係数を後者には抵抗係数を用いる方法によって実験結果を比較的よく説明しうる^{6), 7)}。ただし、抵抗係数の適切な推定法についてはさらに今後の研究が必要である。

上述の取扱いから、滑動土塊の加速、定常、および減速運動に関する傾斜角の条件が次のように求まる。⁶⁾

$$\tan \theta \leq \frac{\rho_s - \rho}{\rho_f} \mu (1 - \lambda) + \frac{\rho}{\rho_f A_f g \cos \theta} \{ f_b l_f u_f^2 - (u_1 - u_f)^2 h_1 - \frac{1}{2} g h_1^2 \} \quad (18)$$

ここに、 ρ , ρ_s : 水および土粒子の密度, ρ_f : 断面 A_f の平均の密度, $\rho_f = \rho_s (1 - \lambda) + \rho \lambda$, λ : 土塊全体の空隙率, μ : 摩擦係数, f_b : 抵抗係数。

さらに、土塊が減速して停止する条件および初速 0 のときの滑動開始の条件は、式(18)において $u_f = 0$ として、

$$\tan \theta_c \leq \frac{\rho_s - \rho}{\rho_f} \mu (1 - \lambda) - \frac{1}{\kappa_a} \frac{\rho}{\rho_f \cos \theta_c} \{ F_1^2 + \frac{1}{2} \} \quad (19)$$

ここに、 $\kappa_a = A_f / h_1^2$, $F_1 = u_1 / \sqrt{g h_1}$ である。

図-8 は、滑動開始あるいは停止角度に及ぼす表面流の影響を見たものである。曲線の下側が停止領域である。ただし、 $\lambda = 0.25$, $\rho_s = 2.65 \text{ g/cm}^3$, $\rho = 1.0 \text{ g/cm}^3$, $\mu = 0.762$ として算定している。 $\theta > 22.8^\circ$ において飽和状態の土塊は滑動する。また、土塊の容積 A_f したがって κ_a の値が小さくなると表面流の影響が顕著になり、かなり緩い勾配においても滑動することがわかる。

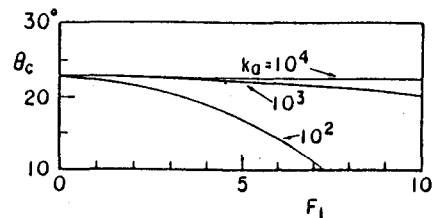


図-8 土塊の滑動限界勾配に対する表面流の影響

土塊の内部構造が破壊されて流動化するのに必要な滑動距離 x_{fl} は、土塊と斜面の境界摩擦を通して供給されるせん断変形のエネルギーが土塊全体の変形エネルギーの限界値を上まわったとき、内部構造の破壊が完了し、もしその時点で土石流を形成するのに必要な水が供給されていれば流動化が生じるとの考えのもとに、次のように求められている。⁶⁾

$$\frac{X_f}{h_f} = \frac{\alpha}{\kappa_\mu} \left\{ \frac{\cos(\pi/4 + \phi_s/2) \tan \phi_s}{3 \mu} + \frac{1}{\mu (1 - \lambda) (1 - \rho/\rho_s) \cos \theta} \frac{f_{c*}}{\rho_s g h_f} \right\} \quad (20)$$

ここに、 f_{c*} は土塊内部の無次元粘着力であって、 $f_{c*} = c / \rho_s g h_f$ である。 c : 粘着力, ϕ_s : 内部摩擦角, 式(20)には未知の係数 α / κ_μ が含まれているが、 $f_{c*} = 0$ の材料を用いた実験の結果、 $\alpha / \kappa_\mu = 23 \sim 37$ 程度の値が得られている。図-9 は X_f に関する実験値と理論値の比較であり、粘性性材料の含有率 $p_f = 0.148$, 含水比 $w = 0.8$ の土塊に対しては $c = 3.0 \text{ gf/cm}^2$, $p_f = 0.207$, $w = 0.67$ については $c = 5.4 \text{ gf/cm}^2$ を用いている。

この方法を長崎水害における山腹崩壊土の挙動の解析に適用して、崩壊土が流動化するかどうかをかなりよく予測しうる事が明らかにされている。⁷⁾

6. アーマ・コートや階段状河床形状の形成と流砂機構

混合粒径の河床において、粒径の大きい方の成分が一部移動しないような掃流力のもとでは細かい粒径成分が選択的に流出して河床表面の粗粒化がおこり、いわゆるアーマ・コートを形成することは周知のとおりである。アーマ・コートの粒度分布はその下の層の粒度分布といちじるしく異なる（図-10）。アーマ・コートは一粒程度程度の厚さであり、河床砂礫の粒径がかなり大きいように見える山地河川においても、アーマ・コートを取り除くとその下に細粒分が意外に多量存在する。アーマ・コートはその平均粒径に対する限界掃流力以下では破壊されないが、そのような場合でも上流や側岸から細粒成分が供給されると、それらの粒子はアーマ・コートの固定床上を掃流砂あるいは浮遊砂の形式で輸送される。

掃流力がアーマ・コートの平均粒径の限界掃流力以上になると、アーマ・コートの石礫は活発に移動するようになり、アーマ・コートの下層との混合や河岸の侵食が生じて、河床面の粒度分布は細粒成分の多い下層のそれに近づいていき、流砂量も急増する。また、崩壊や土石流が多発するよう大洪水時には山地から多量の土砂が供給され、河道内に堆積するので、河床の粒度分布は生産地のそれに近く細粒分がかなり多くなるが、その後の出水によって細粒分が流出し、次第にアーマ・コートが形成されることが天竜川において確認されている。⁸⁾

このように、生産土砂の河道への供給状況とアーマ・コートの形成と破壊状況により、河床の粒度分布は変化し、これが直接流砂量に影響を与える。山地河川におけるアーマ・コートは大きな礫を含み比較的安定しており、その形成と破壊過程をぬきにして流砂の問題を議論することはできない。

とくに、巨礫を含み勾配の急な河床においては、アーマ・コートの形成過程において、巨礫がかみ合ってステップを作り、いわゆる階段状の縦断形状を形成するが、これは非常に安定しており、かなりの大きな出水でないと破壊されることもなく、流砂機構に非常に大きな影響を与える。図-11は穂高砂防観測所の観測流域のヒル谷（河床勾配約1/5）に形成されている階段状河床形状である。⁹⁾ ステップの下流側にはプールが見られる。上流側には崩壊地があって、そこで侵食された砂礫が、安定した階段状河床の上をプール内に貯留されながら流下するのがこの流域の特徴である。しかし、これは特殊な状態ではなくて、山

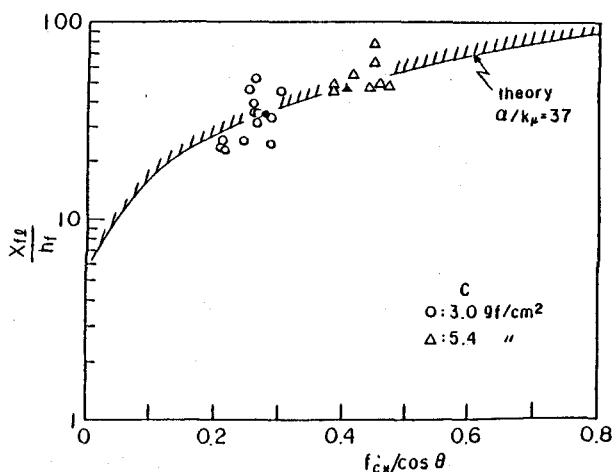


図-9 滑動土塊の流動化に必要な滑動距離に関する実験値と理論値の比較

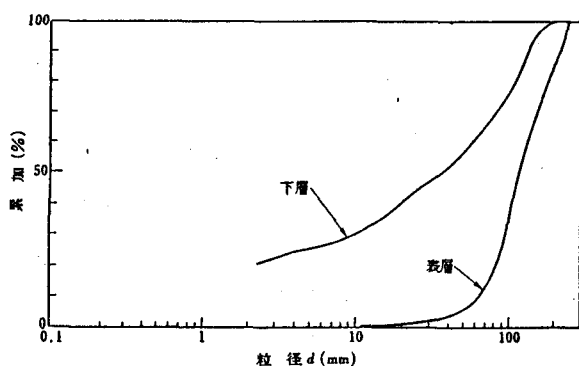


図-10 アーマ・コートおよびその下の層の粒度分布の例（天竜川 141.4 km）

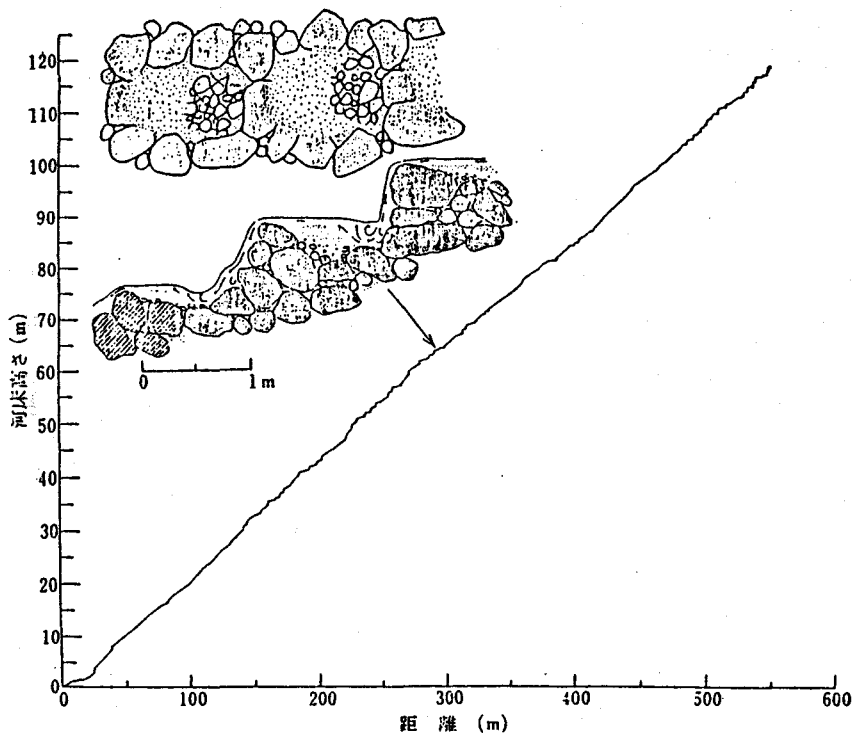


図-11 階段状河床形態の例（穂高砂防観測所ヒル谷）

地河川におけるかなり一般的な形態であると考えられる。

この場合の流砂量はプール内の流水のエネルギー勾配に支配され、これは、プール内の土砂礫の貯留量によって変化し、かつ平均河床勾配に比べて非常に緩いのが普通である。したがって、流砂量は流量のほかにプール内の土砂礫の貯留量に大きく支配される。土砂礫の貯留量は、生産土砂量と河道の輸送量の差であるから、結局、流砂量の算定には、生産土砂量の推定とともに、階段状河床形態上の流砂機構の解明が必要である。

階段状河床形態がどのような条件のもとでどのような機構によって形成されるかについて述べよう。¹⁰⁾

崩壊や土石流などによって形成された巨礫を含む堆積物に、平均粒径以上の石礫は活発に移動するが、最大粒径の移動限界あるいはそれ以下の掃流力が作用すると、石礫の分級が生ずる。この場合、流れが射流で反砂堆河床波が形成される領域にあると、巨礫は掃流力の小さい河床波の峰付近に集中し、巨礫同士の咬み合いを生じてステップが形成され、河床波とはほぼ等しい波長を持った階段状河床形態ができる。

以上により、階段状河床形態の形成条件は、

- i) 混合砂、ii) $F_r > 1$ 、iii) 初期河床の平均粒径程度より大きい礫が移動し、かつ iv) 最大粒径の限界掃流力以下、である。

河床勾配の急な山地河川では、大体上の条件を満足するので、階段状河床形態が形成されている。

階段状河床形態の破壊限界については今後の検討を必要とするが、ほぼ、ステップを構成している礫の移動限界に対応すると考えられる。

7. 粘着性材料を含む流路の侵食と流砂機構

裸地斜面、溪床、河岸等の堆積物中には通常若干の粘土やシルト等の微細な成分が含まれているが、これらの粒子による粘着力のため砂礫の移動限界や流砂機構は、沖積地河川のそれと異なる。粘着性材料の成分がそれほど多くなく、砂礫が粒子同士の内部摩擦と微細粒子の粘着力で保持されていると考えられる場合には、粘着性材料を含む砂礫の限界掃流力 τ_{cc} は粘着性材料を含まない場合の限界掃流力 τ_c に粘着力による増分 $\Delta\tau_{cc}$ だけ大きくなる。 $\Delta\tau_{cc}$ は粘着性材料の種類、粘土の含有量と粘土内の含水比などにより変化する。芦田・江頭ら¹¹⁾は粘着性材料が砂礫の周りに一様に付着し、かつ粘着性材料の接触面積に応じた粘着力が作用するとしたモデルによって、 $\Delta\tau_{cc}$ を求め、これを次のような無次元の形で表した。

$$\Delta\tau_{*cc} = \frac{3}{2} n \frac{\tau_{*c}}{\tan \phi} \frac{f_c}{(\sigma - \rho) g d} \left[\left\{ 1 + \frac{1}{1 - \lambda} \frac{p_f (1 + s \cdot w)}{p_f \cdot s \cdot w + 1} \right\}^{2/3} - 1 \right] \quad (21)$$

ここに、 $\Delta\tau_{*cc} = \Delta\tau_{cc} / (\sigma - \rho) g d$ 、 $\tau_{*c} = \tau_c / (\sigma - \rho) g d$ 、 p_f 、 w はそれぞれ粘着性材料の含有率および含水比、 s ：砂および粘土の比重、 σ 、 ρ はそれぞれ砂および水の密度、 f_c ：単位面積当りの粘着抵抗力、 ϕ ：内部摩擦角、 d ：砂礫の粒径、 λ ：空隙率、 n ：粘着抵抗に関与する接点の数。図-12 は粘着性材料としてパルクレイを用いた場合の $\Delta\tau_{*cc}$ と p_f および w の関係の実験結果である。理論曲線は実測値に適合するように f_c を定めたものであるが、 f_c は p_f および w によって変化せず、 $f_c = 110$ dyne/cm² としている。また、実測の結果 $n = 3$ 、 $\tan \phi = 0.765$ としている。

側岸侵食の問題を取り扱う場合には側岸斜面上における砂粒子の移動限界が重要である。非粘着材については多くの研究がある。その中例えば平野¹²⁾の成果に上述の粘着性材料による移動限界の増加の効果を導入することにより、そのような材料を含む側岸斜面上における砂粒子の移動限界を次式のように表すことができる。

$$\tau_{*sc} = (\tau_{*c} \cos \theta_1 + \Delta\tau_{*cc}) \sqrt{1 - \left(\frac{\tan \theta_1}{\tan \phi} \right)^2 \left(\frac{\cos \theta_1}{\cos \theta_1 + \Delta\tau_{*cc} / \tau_{*c}} \right)^2} \quad (22)$$

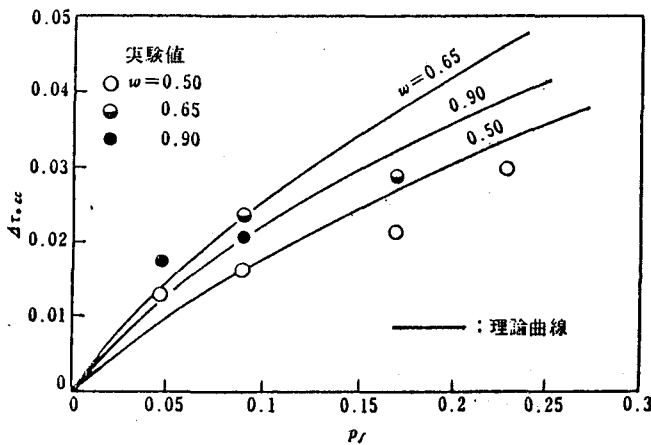


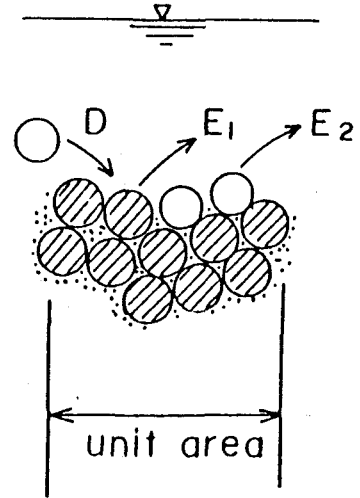
図-12 パルクレイに対する $\Delta\tau_{*cc}$

ここに、 $\tau_{*sc} = \rho u_{*s}^2 / (\sigma - \rho) g d$ 、 u_{*s} : 側岸の摩擦速度、 θ_1 : 側岸の傾斜角である。上式において粘着性材料を含まない場合は $\Delta\tau_{*c} = 0$ であって、Lane・Carlsonの式に一致する。

次に、流砂機構について述べる。¹¹⁾ 堆積物中にある剝離経験のない砂粒子には粘着力が作用して移動限界は上述のとおり増加するが、一旦剝離すると粘着力の作用は消失する。したがって、河床には剝離経験のない粒子とある粒子とが混在する。図-13に示すように、剝離経験のない砂粒子の単位時間、単位面積当たりの侵食量 E_1 、剝離経験のある砂粒子のそれを E_2 、堆積量を D とすると流砂の連続式は次のようである。

$$dq_B/dx = E_1(x) + E_2(x) - D(x) \quad (23)$$

図-13 砂粒子の侵食・堆積モデル



ここに、 q_B : 粘土分を除外した単位幅・単位時間当りの流砂量である。式(23)から流砂量の縦断分布として次式が得られる。

$$\frac{q_B(x)}{q_{Be}} = 1 - \left(1 - \frac{q_{B0}}{q_{Be}}\right) \exp \left[-\frac{p_{s1}}{p_{s2}} \frac{x}{A_e} \right] \quad (24)$$

ここに、 p_{s1} 、 p_{s2} : E_1 と E_2 に対応する砂粒子の pick up rate、 A_e : 砂粒子の平均跳躍距離、 q_{Be} : 剝離した砂粒子によって河床が覆れているときの平衡流砂量、 q_{B0} : $x = 0$ における流砂量。ここで問題になるのは p_{s1} 、 p_{s2} および A_e の値である。 p_{s2} は、中川・辻本¹³⁾によると次式で表される。

$$p_{s2} \sqrt{d/(\sigma/\rho - 1)g} = F_0 \tau_* (1 - \tau_{*cc}/\tau_*)^3 \quad (25)$$

ここに、 F_0 : 実験定数で $F_0 = 0.03$ 。粘着性材料を含む砂礫の pick up rate p_{s1} については、式(25)中の τ_{*c} の代りに、その材料に対する値 τ_{*cc} を用いることによって求められるものと仮定する。すなわち、

$$p_{s1} \sqrt{d/(\sigma/\rho - 1)g} = F_0 \tau_* (1 - \tau_{*cc}/\tau_*)^3 \quad (26)$$

式(25)、(26)を式(24)に適用し、さらに、 $A_e = \lambda_e d$ とおくと、 $q_B(x)/q_{Be}$ は次のようになる。

$$\frac{q_B(x)}{q_{Be}} = 1 - \left(1 - \frac{q_{B0}}{q_{Be}}\right) \exp \left[-\frac{1}{\lambda_e} \left(\frac{\tau_*/\tau_{*c} - \tau_{*cc}/\tau_{*c}}{\tau_*/\tau_{*c} - 1} \right)^3 \frac{x}{d} \right] \quad (27)$$

上式によると、流砂の非平衡性は、主として τ_{*cc}/τ_{*c} および τ_*/τ_{*c} によって規定され、 τ_*/τ_{*c} が小さいほど、また、 τ_{*cc}/τ_{*c} が大きいほど非平衡性が卓越する。図-14は式(27)において、 $\lambda_e = 100$ 、 $q_{B0} = 0$ と置き、 τ_{*cc}/τ_{*c} および τ_*/τ_{*c} をパラメーターとして $q_B(x)/q_{Be}$ と x/d の関係を見たものである。同図より、 τ_{*cc}/τ_{*c} が大きくなると流砂の非平衡性が卓越し、 τ_*/τ_{*c} が大きくなると、流砂

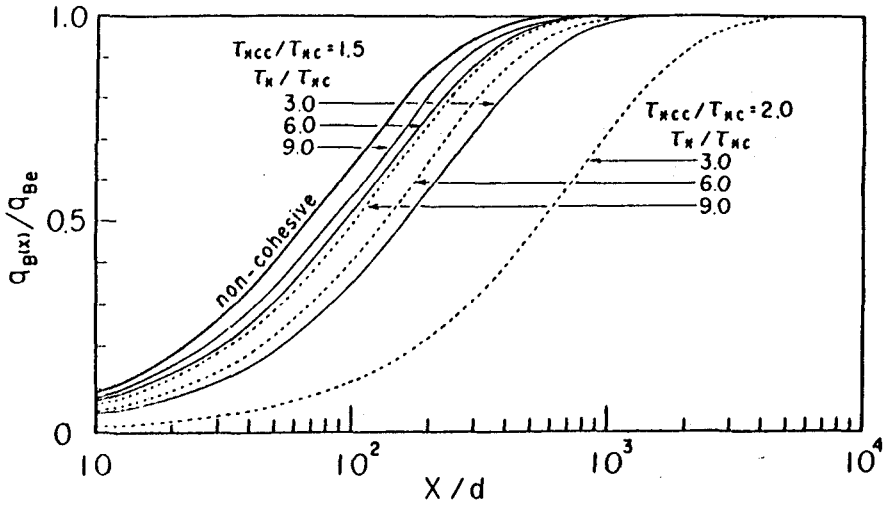


図-14 粘着性材料を含む河床の流砂分布

特性は非粘着性材料のそれに近づくのがわかる。また、式(27)は実験値とかなりよく一致することが知られている。

側岸侵食の問題に関しては、流路の横断形状とそれに応じた掃流力の分布を適当に仮定し、砂粒子の移動速度とその軌跡ならびに移動層厚などに関する土砂水理学的知見に基づいたいくつかの研究成果がある^{14), 15)}。これらは非粘着性路床を対象としたものである。ここでは、粘着性材料を含んだ場合をも含め、かつ側岸の掃流力をその平均値で代表させる比較的簡便な方法を示しておこう。

流路横断形状を図-15のようにモデル化し、潤辺に沿って p 軸、砂粒子の運動軌跡を s 軸とする。これらの軸上の流砂の連続関係は、式(23)から

$$\frac{dq_p}{dp} = \frac{dq_s}{ds} = E_1 + E_2 - D \quad (28)$$

側岸近傍の横断形は一般にほぼ相似形を保持していることが知られている。これは、側岸侵食現象において侵食過程が卓越していることを意味するもので、 E_1 が現象を支配していると見なされる。 E_1 は pick up rate を用いて次のように表される。

$$E_1 = \frac{2}{3} d \cdot p_{s1} = \frac{2}{3} F_0 \sqrt{(\sigma/\rho - 1)gd} \cdot \tau_{*s} \left\{ 1 - \frac{\tau_{*sc}}{\tau_{*s}} \right\}^3 \quad (29)$$

ここに、 τ_{*s} 、 τ_{*sc} はそれぞれ側岸における無次元掃流力および無次元限界掃流力。

水際より上部の河岸は、側岸の侵食に伴い崩落してその砂礫は河床に供給される。側岸および水際上部河岸の後退が平行におこるものとすれば、単位河道長当たり両岸からの側岸侵食量 q_p は次式のように書ける。

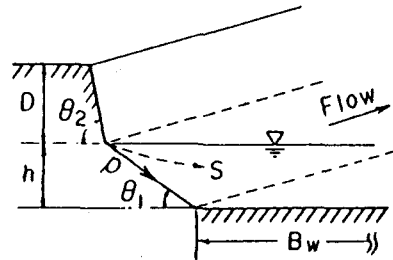


図-15 流路横断形状と記号

$$q_p = 2 \int_0^{p_B} E_1 dp + 2 \int_{-p_0}^0 E_1 \frac{\sin \theta_2}{\sin \theta_1} dp \quad (30)$$

ここに、 p_B 、 $-p_0$ は、それぞれ側岸と河床の交点および河岸頂部の座標である。

ここで、 τ_{*s} に側岸全域の平均値を用いることにし、河床の無次元掃流力 τ_* を用いて $\tau_{*s} = \varepsilon^2 \tau_*$ とおくと、式(30)から次式を得る。

$$\frac{q_p}{u_* d} = \frac{4 \varepsilon^2}{3} \cdot F_0 \tau_*^{\frac{1}{2}} \left(1 - \frac{1}{\varepsilon^2} \frac{\tau_{*sc}}{\tau_*} \right)^3 \frac{h}{d} \frac{1}{\sin \theta_1} \left(1 + \frac{D}{h} \right) \quad (31)$$

上式は、実験により粘性性材料を含む場合と含まない場合のいずれに対してもほぼ適合することが確かめられている。ただし、 $\varepsilon^2 \div 0.5$ 程度であり、 $F_0 = 0.03$ 、また、 τ_{*sc} は式(22)から求められる。

流れが2次元の場合には側岸の掃流力を求めることは比較的容易であって、式(31)より側岸侵食量を予測することができるが、実際には流れの集中や流路の湾曲、蛇行等のために、側岸の掃流力を的確に推定することはなかなか困難である。したがって、側岸侵食量の予測には、実際の流れにおける側岸の掃流力の分布の的確な評価が最も重要である。これについては現在盛んに研究されている所であって、今後の発展が期待される。

8. 砂礫の運動形態の遷移

砂礫の流出過程は、その砂礫がどのような運動形態を取るかによって支配されるので、運動状態の遷移条件を明らかにすることは、砂礫の流出・堆積現象を取り扱う上で極めて重要である。ここでは、とくに掃流砂と浮遊砂の遷移条件について述べる。

粒子の浮遊現象は底面付近の乱れの特性に支配されるので、両者の関連を直接調べることが重要である。最近可視化の手法を用いて底面付近の乱れの構造とくにバースティング現象のような乱れの組織的な構造やその特性値などが明らかにされてきているが、これと同時に底面付近の粒子の運動を高速度ビデオ等を用いて調べる研究が行われている。¹⁷⁾ それによると、底面に存在する粒子は揚圧力による大きな加速度を受けて浮上するとともに同時に発生する強い上昇流の影響を受けて浮遊する。浮遊砂の運動の軌跡は上昇流の強さとその断続時間によって支配される。これらの結果に基づいて、上昇流の強さと断続時間の分布をモデル化することにより、粒子の運動軌跡の解析が進められている。

上の過程において、粒子が浮遊する限界条件は、河床付近の乱れの分布と粒子の特性に支配され、かつ粒子の存在位置の影響を反映して、一様粒径の場合と粗粒子の間に対象とする細粒子が存在する場合とは異なる。

まず、一様粒径の場合について、シルトから細砂領域での各種の粒径に対して、流砂の形態の遷移限界を実験的に調べた結果¹⁸⁾は図-16のとおりである。図中、 u_{*c} 、 u_{*s0} 、 u_{*st} はそれぞれ、粒子の掃流限界、粒子が浮遊し始める限界、全流砂量の中で浮遊砂量の影響が無視できなくなる限界（ここでは浮遊砂量が全流砂量の4%程度の所を取っている）の摩擦速度を示している。

粒径 d が $0.01 \sim 0.02$ cm よりも小さいか大きいことによって粒子の運動形態の遷移状況が大きく異なる。前者においては、粒子の浮遊限界は掃流限界をごくわずか上まわった値であり、かつ、摩擦速度のわずかな増加で浮遊砂は急激に増加する。一方、後者においては、粒子の浮遊限界は掃流限界よりも大きく、その開きは粒径が大きくなるにつれて大きくなる。また、摩擦速度の増加による浮遊砂量の増加の様子は緩

やかである。 u_{*st} の値はほぼ $u_{*st} = w_0$ であり、 u_{*st} と u_{*s0} の開きは粒径が大きくなるほど大きくなる。

一樣粒径の場合には、上述のように粒子は静止→掃流→浮遊のような遷移を行うが、粗粒子の間に存在する細粒子ではその存在高さによっては静止→浮遊のように掃流状態を経ずに遷移する場合もある。

以上のことより、粒径が(0.01～0.02 cm)以下の細粒子は主として浮遊形式で輸送され、それより大きい粒子は、掃流と浮遊の両形式で輸送され、その割合は粒径と掃流力によって変化する。(0.01～0.02 cm)以下の粒子が河床砂礫中にはほとんど存在せずウォッシュ・ロードとなるのはこのためである。

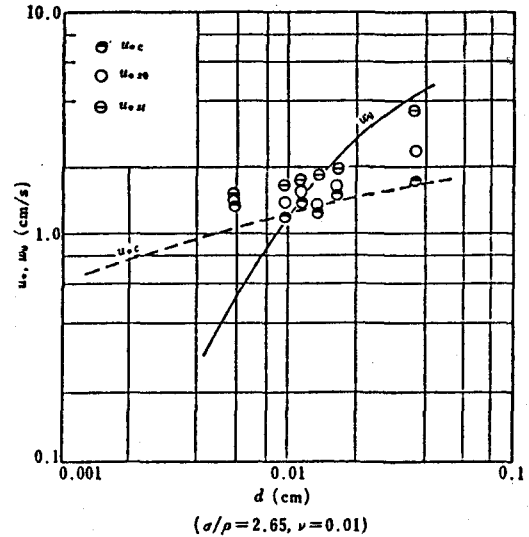


図-16 掃流限界・浮遊限界と粒径との関係

参考文献

- 1) 芦田和男・高橋 保・道上正規：河川の土砂災害と対策，森北出版，1983.
- 2) 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，20号B-2，1977.
- 3) 芦田和男・高橋 保・水山高久：急勾配水路における混合砂礫の移動限界掃流力に関する研究，新砂防，103，1977.
- 4) 芦田和男・高橋 保・水山高久：山地河川の掃流砂量に関する研究，新砂防，107，1978.
- 5) 高橋 保：土石流の停止・堆積機構に関する研究(3)―土石流扇状地の二次侵食―，京都大学防災研究所年報，25号B-2，1982.
- 6) 芦田和男・江頭進治・大槻英樹：山腹崩壊土の流動機構に関する研究，京都大学防災研究所年報，26号B-2，1983.
- 7) 江頭進治：昭和57年7月豪雨による土砂災害について，京都大学防災研究所年報，26号A，1983.
- 8) 建設省中部地方建設局：水系における土砂動態と流出土砂の管理に関する検討，1983.
- 9) 芦田和男・高橋 保・沢田豊明：山地流域における出水と土砂流出に関する研究(9)，京都大学防災研究所年報，23号B-2，1983.
- 10) 芦田和男・江頭進治・安東尚美：階段状河床形の形成機構と形状特性に関する研究，28回水理講演会論文集，1984.
- 11) 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)―粘着性材料を含む砂礫の移動限界と流砂量―，京都大学防災研究所年報，25号B-2，1982.
- 12) 平野宗夫：拡幅に伴う流路変動について，土木学会論文集，210号，1973.
- 13) 中川博次・辻本哲郎：水流による砂礫の移動機構に関する基礎的研究，土木学会論文集，244号，1975.
- 14) 藤田裕一郎：直線流路の側岸侵食機構，京都大学防災研究所年報，20号B-2，1979.

- 15) 長谷川和義：非平衡を考慮した側岸侵食量式に関する研究，土木学会論文集，316号，1981.
- 16) 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(2) — 流路の側岸侵食機構 —，京都大学防災研究所年報，1983.
- 17) 芦田和男・藤田正治・向井 健：粗面上の粒子の浮遊機構，28回水理講演会論文集，1984.
- 18) 芦田和男・岡部健士・藤田正治：粒子の浮遊限界と浮遊砂量に関する研究，京都大学防災研究所年報，25号B-2，1982.