

1 はしがき

谷に堆積する土砂は、豪雨に伴なつてしばしば急激にその大量が移動する。この移動形式には種々のものがある。実験による観察においても、土砂の重力に浸透水力が加わつて、それが砂層内のせん断抵抗にうちかつて滑動する、いわゆる土質力学的条件に支配されるものから、斜面上の流れによつて輸送され、その流動が水理学的条件で規定されるものが含まれる。前者はさらに、斜面の全体が一体となつて滑動するものあるいは、斜面の局部に生じた滑動域が波のように伝わるものがあり、後者には、いわゆる掃流とみなされるものから、土砂の移動する深さが粒径の数十倍に及ぶもの、あるいは土砂の移動は掃流でありながら、実験で与えたこう配に無関係に新しく自らこう配を形成するものがある。これらは、いずれも小規模の実験で観察されたものであるけれども、実際の堆積物の流動においてもみることのできるものであろう。そうしてこれらはいずれも土砂を大量に移動せしめるものといえる。

これらの現象は、個々についてはすでにふれられているが、その実態および発生限界は必ずしも明らかでない。上に述べた諸現象のうち、浸透流による斜面の安定については従来から数多くの取扱いがあり、問題は力学的な取扱いより、水分および動的な条件で変るまさつ角のような土砂集合体の特性を適切に求める点にある。これに反して急斜面上の水による輸送は未知の点が多いといえる。

この方面については、すでに椿^{1),2)}、平野^{3),4)}、内村および木村、高橋等による貴重な研究がある。著者もこの問題について若干の実験を行つてきたので、実験の模様を説明し、そのうち水によつて形成されるこう配およびきめでの土砂含有量の大きい流れの生ずる限界についての考察をのべるつもりである。

2 急こう配を有する砂層が移動する形態

急こう配を有する砂層が浸透流または表面流の作用を受けたときの状態を実験の範囲において説明する。

1) 実験の方法

実験に用いた水路の規模は 幅 $25\text{ cm} \sim 7\text{ cm}$ 、長さ $7\text{ m} \sim 3\text{ m}$ の数種である。水路幅は、実験の目的と砂の粒径によつて変えたもので、砂層内の滑動の有無を調べるときには広いものを、表面流による輸送をみるときは、表面で一様な流れが期待できる程度にせまくしたものである。砂層の厚みは、目的に応じて $5\text{ cm} \sim 40\text{ cm}$ 、である。用いた砂の粒径と実験したこう配の範囲を表 1 に示す。

表 1 実験に用いた砂の種類

No.	A	B	C	D	E	F
成 因	人工骨材	自然砂	"	"	"	"
粒 径 mm	15	5.6	3.2	0.64	4.8	7.6
比 重	1.282	2.56	2.56	2.41	2.5	2.56
空隙率 $\%$	45.6	43.0	39.3	32.0	45.0	45.0
まさつ角	$33^\circ 23'$	$47^\circ 45'$	$37^\circ 26'$	$27^\circ 2'$ *	$30^\circ 0'$ *	$33^\circ 0'$ *
実験したこう配の範囲	0.239	0.326	0.504	0.375	0.531	0.531
$\tan \theta$	0.056	0.239	0.239	0.017	0.324	0.324

* 水中安息角

実験の方法は、所定の砂を水締めによつて砂層内につめ、一度排水させたのち所定のこう配にし、上流側から水を供給して 砂層内の滑動の発生の有無を確かめながら、除々に浸潤深さを増し、浸潤線が砂層の表面に達しても滑動しない場合は、さらに砂層上に表面流を起して土砂の移動を調べた。

砂層の上流端は金あみを通して砂層内の深さ方向に様に水が滲透しているようにし、下流端は砂層と同じ高さまで板を挿入し、板には細孔を設けて砂層内の深さ方向に様に排水できるようにした。水路床には砂層内の砂と同じ砂をはりつけて、境界面のまさつが砂層内の粒子間まさつより小さくならないようにした。

ii) 実験の結果

実験の結果を要約するとつぎのとおりである。

1) この実験の範囲では、浸透流だけで滑動した結果は非常に少なく、起つた場合と同じ条件でくり返しても再現性は極めてすくなかつたことから、表面流が生ずるまでは安定であつたといえる。細かい砂（表1のD砂）の場合、こう配を急にすると、局部的に滑動して砂層の再充填が生ずることがあるが、このような場合にはむしろ滑動は生じなかつた。

斜面が長大なとき、表面から深さ z に地表と平行に浸透流があるとき、浸透水面上の土砂の単位重量を r 、浸透水面以下の土砂の飽和単位重量を r_t 、浸透水面以下の土砂の水中単位重量を r_b とし、土砂のせん断強さを $\tau = C_L + \bar{\sigma} \tan \phi$ ここに C_L は粘着力、 $\bar{\sigma}$ は有効応力とすると、斜面が安定な条件は、周知のようにつぎのように表される。

$$[(H-H_1)r_t + Hr] \sin \theta < C_L + [(H-H_1)r' + H_1r] \cos \theta \tan \phi \quad (1)$$

粘着力がなく、浸透流が地表面まであるとき 上式は、 $\tan \theta = (r_b/r_t) \tan \phi$ (2)

である。この実験では、(1)式あるいは(2)式で与えられる限界より急なこう配でも、表面流が生ずるまでは安定であつた。もちろんこの実験では、斜面の下端で砂を支えている板によつて砂層内に受働域が生じており、その影響が斜面の安定に働いていると考えられる。したがつてつぎに述べる表面流による砂の輸送は、浸透流のみでは安定な斜面上でのものであるといえる。

2) 1)で述べたまだ砂層内での滑動が生ずるに至らない斜面の表面に水がわずかでも流れると、砂は急激に移動を始める。この移動形式は4通りに分けられる。a)は、掃流としての移動で、緩こう配の掃流と変わらず、砂れきの移動層は粒径の1つまたは2つ程度で、斜面の全長にわたつてほぼ一様に生ずる。こう配の比較的ゆるいところで観察された。このケースは従来の掃流公式で予測されるものより流砂量が大きくなると予想されても、本質的にはちがいはないであろう。

b)は、砂の移動は掃流で、移動層の厚さは粒径の1つないし2つであるけれども、流れが斜面の全体に生ずるまえに、流れを生じた地点での砂の移動が盛んで、そこに流れの強さと砂の抵抗との釣合から独自（かりにこれを水成こう配とよぶ）を作り、

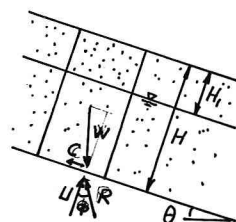


図1 浸透流のある斜面

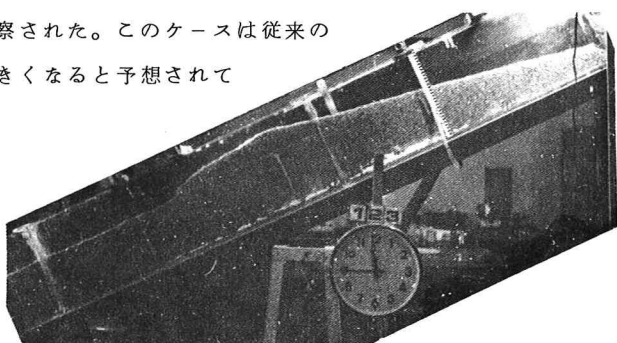


写真1 水成こう配形成の1例

このこう配を保ちながら砂床を浸食する。その結果、水成こう配形成後の余分の砂が、まだ表面流の到達していない下流側に放出され、原こう配とのちがいからそこにみかけ上、砂堆を形成する（写真1）。水路床の浸食に伴って砂堆がみかけ上、上流へと移動する。これはこう配が大きくなると生ずるもので粒径が大きいとき顕著である。これは河床が盛りり、砂が一時的に流過することになる。集合流動の一つの形を示すものと考えられる。これの発生は水成こう配がなにによって規定されるか知り斜面こう配との差を求めれば、河床の見かけ上盛上る高さを知ることができよう。

c)は、このような砂堆の発生に伴なって砂層内に滑動域が誘起されるものである。この場合、滑動域は砂堆の下流側のり先から上流側に向って円弧状に、その深さはこう配が急なとき水路床に達する（図2）が、こう配がゆるいときは限られた領域にとどまる。砂堆の移動に伴なって滑動域も移動する（図3）。これは主として比重の小さいA砂で観察されたもので、粒子比重の違いの影響を明らかにする必要がある。この現象は、局部的な水の存在による負荷の偏在のほか、表面流によるせん断力が砂層内におよぶ場合があることを示唆する。

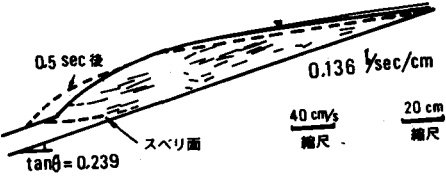


図2 滑動域内の滑動速度と方向の1例

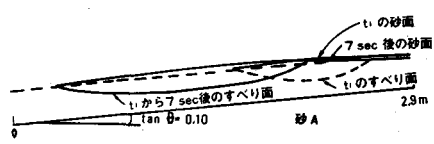


図3 砂堆の移動に伴う滑動域の移動例

d)は、細かい砂（D砂）において明瞭に観察されるもので、表面を流下する間に流れが多数の砂をとり入れ、容積濃度が極限に達し、流れの状態がペースト状を示すようになる。これについてはその発生条件および流動特性を知ることが重要になる。

以上、急こう配を有する斜面が浸透流および表面流によって移動する形態について述べた。つぎにこれらのうちb)の水成こう配とd)高濃度流について、さらにくわしくのべることにする。

3 水成こう配の限界

1) 実験とその解析

任意のこう配上に水を流したとき、水が独自で作るこう配を知るために、比較的粗い一様砂を用いて、種類の任意こう配を与えて水成こう配を形成せしめた結果は図3に示すとおりである。まさつ速度に対する限界まさつ速度（急こう配、相対水深の減小の影響は考えず、 $u_*^2 / \{ (\sigma/\rho) - 1 \} g d = 0.05$ とした）との比の2乗が0.33から0.13の範囲において、水成こう配は水深の増加によって小さくなるが、ここに用いた砂については、 $13^\circ 31'$ から $12^\circ 30'$ の値を示す。いずれの場合も、砂の移動深さは粒径1つ分で、動いている砂の速度は早い。さて、このような水成こう配はなにによって規定されるのであろうか。

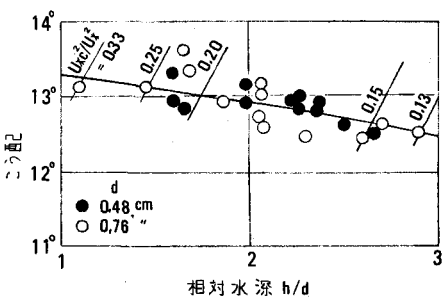


図4 水成こう配の測定結果

ここでは Bagnold の考え方を用いて、実験値との比較を試みる。すなわち Bagnold は、河床面でのみせん断が行なわれるのは、作用するせん断力の深さ方向のこう配よりせん断抵抗の深さ方向

のこう配のほうが大きいからであることを指摘した。

ここに扱うようなこう配の急な流れでは、流体中にとり入れられた砂の重力の流れ方向の要素が、流体のみによって作用するせん断力に寄与する。

水路床に働く流体のせん断力を τ_f 、単位面積上、単位体積中に含まれる砂の濃度を C とすると、平衡な状態で、力の釣合いはつぎのようになる。

$$\tau_f + (\sigma - \rho) g \sin \theta \int_y^{\infty} c dy = (\sigma - \rho) g \cos \theta \int_y^{\infty} c dy \mu_s + \tau' \quad (3)$$

ここに左辺は流れに作用する力で、右辺第1項は砂の運動に費される力、第2項は流体の流動に費やされる力である。 σ 、 ρ はそれぞれ砂、流体の密度、 θ はこう配、 μ_s はまさつ係数である。

$r = (\sigma - \rho) g d \cos \theta$ 、 $y = h d$ 、 d は粒径を用いて(3)式を無次元表示すると、河床に作用する力は

$$\tau_o/r = \tau_f/r + \tan \theta \int_h^{\infty} c dh$$

となる。一方、静止している砂層内のせん断抵抗は、粘着力がないとき、 $\tau = \bar{\sigma} \tan \phi$ 、 σ は有効応力、 $\tan \phi$ はまさつ角より、河床より $-y$ の深さのせん断抵抗 τ_L は、

$$\tau_L = [(\sigma - \rho) g \cos \theta C_d + (\sigma - \rho) g d C_* y] \tan \phi \quad (5)$$

である。ここに C_d は河床単位面積上の移動中の砂の容積、 C_* は砂層内の砂の単位容積である。(5)式の無次元表示は、

$$\tau_L/r = (C_d + C_* h) \tan \phi \quad (6)$$

となる。さきにのべた Bagnold の考えでは河床上では $d(\tau_o/r)/dh < d(\tau_L/r)/dh$ となる。

$$-d(\tau_o/r)dh = d(\tau_f/r)dh + C \cdot \tan \theta$$

$$-d(\tau_L/r)dh = C_* \tan \phi$$

となる。したがって

$$C_* \tan \phi > \frac{d(\tau_f/r)}{dh} + C \cdot \tan \theta \quad (7)$$

開水路では、 $d(\tau_f/r)/dh = \tan \theta (\frac{\rho}{\sigma - \rho})$

$$\text{より、} \tan \theta = \frac{C_* \tan \phi}{\{\rho/(\sigma - \rho)\} + C} \quad (8)$$

となる。河床面では $C_* \div 0.4$ 、 $\tan \phi$ はきわめてルーズな場合を考えると、Bagnold の実験資料から $\tan \phi = 0.4$

とすると、 $C = 0$ 、 $\sigma = 2.65$ のとき、 $\tan \theta = 0.267$ 、 $\theta = 15^\circ$ となる。この値は

図4の実験値よりも少し大きい、ほぼ以上の考え方がなりたつようである。

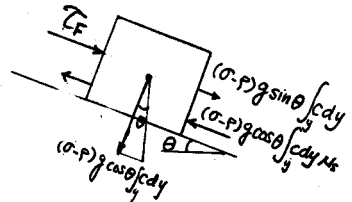


図5 急こう流れの力の釣合い

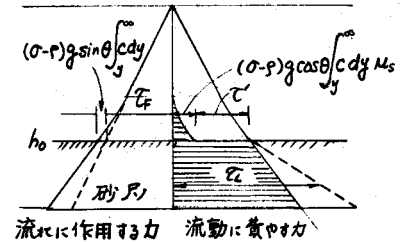


図6 せん断応力の分布

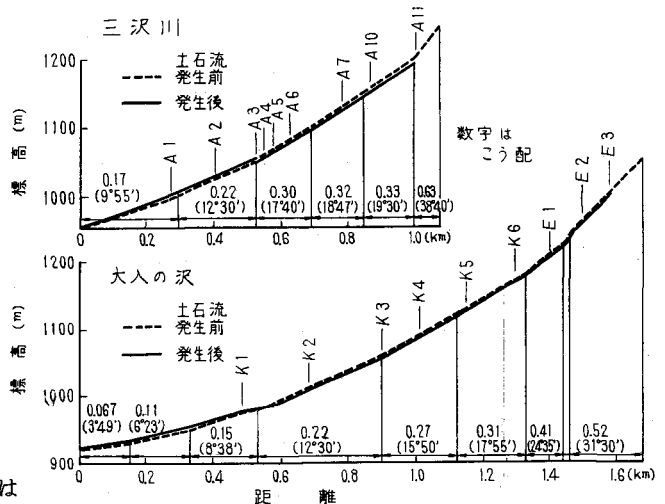


図7 西湖周辺土石流による河床の変動

ii) 実際例との対比

ii) 図7は、西湖における土石流発生前後の河床縦断の比較である。西湖における土石流は著者の調査では、普段、流水のない堆積上をせいぜい数10cmの水深の流れが生じて発生したものと思われる。したがって土石流発生過程は水成こう

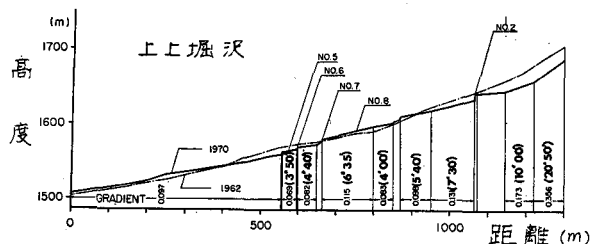


図8 焼岳土石流による河床の変動

配形成の過程とほぼ同じと考えられる。図7が示すようにこの配 $12^{\circ}30'$ を境にしてそれよりこの配の急なところは浸食され、これよりゆるいところは堆積しているのは、この水成こう配にならうとしている過程といえるのでないだろうか。図8は焼岳における例で同じ傾向を示す。もちろん条件のちがうものを比較することは無暴であるが、一応の参考になろう。

4. 高濃度流の限界

粒径が細かいとき、流れによって輸送される砂の移動層は、こう配が急になると大きくなり、最終的には水面にまでおよび、流れはペースト状を示すようになる。土砂の集合流動と呼ぶのには最も近い状態といえる。図9は砂Dを用いて、幅8cm、長さ4.6mの水路を用いて、砂面上に水を流し、そのときに生ずる砂の移動層の厚みを、表面の水の部分を含めた全移動層の厚みで除して、相対移動深さで表現したもので、相当するこう配を参考までに記入した。この砂面上の流れは、こう配が $\tan \theta = 0.017$ 程度、水深が1.0～1.6cmの範囲で、 $u_m / u_* = 2.5$ 程度で、もし同じ抵

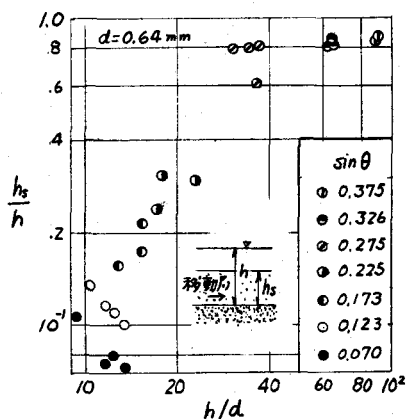


図9 高濃度流れによる移動層の厚み

抗をもつ固定床ならば、この配の急なところでは水深がせいぜい数mmで流下すべきものである、砂が流れる模様は、この配がゆるいときは砂が断続的に動く掃流で、その移動層は1粒径分である。この配が増すにつれて、移動層の深さは変わらずに砂が一面に流れるようになり、一層で飽和になると次第に厚さを増していく、その流れ方は層流状態に近く、濃度がいわゆる砂を最充填した程度に近付くとペースト状となる。

流れの中に含まれる砂の濃度はエネルギーの平衡から論ぜられる。すなわち(3)式左辺第2項がなす仕事 E_1 は、砂の流速を u_s とすると、

$$E_1 = (\sigma - \rho) g \bar{C} \cdot \sin \theta \cdot u_s \cdot h$$

一方、砂面上の砂を流れの中に維持する仕事 E_2

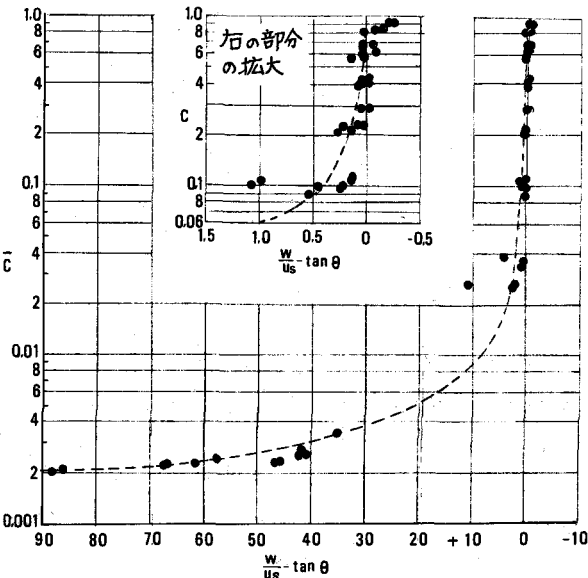


図10 濃度と $(w/u_s - \tan \theta)$ の関係

$$E_2 = (\sigma - \rho) g \bar{C} \cdot \cos \theta \cdot w \cdot h$$

である，両者の差

$$E_1 - E_2 = (\sigma - \rho) g \bar{C} (\tan \theta - \frac{w}{u_s}) \cdot h \quad (9)$$

から， $\tan \theta > w/u_s$ のとき，流れの中に含まれる砂が流れを加速し，さらに濃度を増す。これは Knapp⁷⁾ および Bagnold⁶⁾ によっていわれてきたことである。水路下流端で測定された含砂量をもって砂の平均速度を求め， $w/u_s - \tan \theta$ と濃度の関係を求めた結果が図 10 である。こう配が急になる，すなわち $w/u_s - \tan \theta$ が 0 に近付くにつれて，濃度は急激に増加し，その最大は $C = 0.85$ を示している。この状態では砂はベースト状になり，むしろ押されて流下する状態といえる。

このような含砂率の増大は，(4)式でのべた河床に作用する

$d(\tau_0/r)/dh$ の値が，河床の抵抗 $d(\tau_L/r)/dh$ にほぼ近くな

り，河床から流れによって砂がとりあげられるだけでなく，せん断力のこう配の増加から，河床が崩壊を起しているとも考えられる。

以上の測定による流砂量を慣用の方法で整理したのが図 11 であって，このような流れを合理的に表現しているかどうか問題があるが，掃流砂量公式の延長上にあつて，この図でみる限りは流砂量がそれほど大きく出ていない。これはこう配が増しても濃度の増加で流速が減少しているためである。

この場合，流れが速度 u で流動を続けるためには，さらに流速 u に維持する力が必要である。

$$\rho(1-\bar{c})gh \sin \theta u + \bar{c}(\sigma - \rho)gh \sin \theta u_s = (\sigma - \rho)g\bar{c} \cos \theta w + \tau_0 u$$

$u \doteq u_s$ とすると

$$\bar{c}(\sigma - \rho)gh \left(\sin \theta - \cos \theta \frac{w}{u} \right) - \bar{c} \rho gh \sin \theta > \tau_0 u$$

$\tau_0 u = \rho u^3 \cdot f(u_* h / \nu_s, \mu_s)$ とすると，

$$\frac{\bar{c}(\sigma - \rho)gh [\sin \theta - \cos \theta (w/u)] - \bar{c} \rho gh \sin \theta}{\rho u^3} = f\left(\frac{u_* h}{\nu_s}, \mu_s\right) \quad (10)$$

となる。このような流れの u/u_* の関係が流体抵抗的な要素 $u_* h / \nu_s$ ，あるいは剛体抵抗的なまざつ係数 u_* のいずれによって支配されるか，いままでの実験のみでは明確でないが，もしこれをきめることができれば，(10)式を満足する u の値が，最高容積濃度を生ずる流れをみたすものであろう。

参考文献

- 1) 椿，平野，田中； 溪谷堆積土砂の流動について，第 8 回災害科学シンポジウム 1971.10
- 2) 椿，平野，内村； 溪谷堆積土砂の流動（第 2 報）土木学会年次学術講演概要，昭 47.10
- 3) 木村； 土砂の集合運搬に関する二，三の実験，同 上 昭 46.10
- 4) 木村，高橋； 土砂の集合運搬に関する二，三の実験，同 上 昭 47.10
- 5) Bagnold, R. A.； The Flow of Cohesionless Grains in Fluid, Philo Trans. Royal Soci, Vol.249, 1957
- 6) 土石流研究グループ； 土石流の総合観測，京大防災研年報，14号B，昭 46.4.
- 7) Knapp, R. T.； Energy-Balance in Stream-flows Carrying Suspended load. Trans. A. G. U., 501, 1937

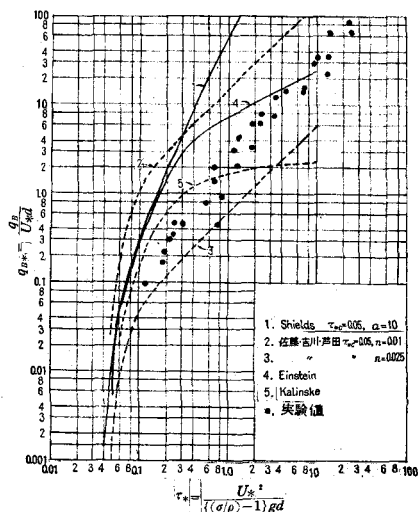


図 11 流砂量の無次元表示