

# 土石流の停止・堆積機構に関する研究 (2)

—土石流扇状地の形成過程—

高 橋 保

## STUDY ON THE DEPOSITION OF DEBRIS FLOWS (2)

—Process of Formation of Debris Fan—

By *Tamotsu* TAKAHASHI

### Synopsis

Processes of formation of debris fan at the mouth of the mountain stream are experimentally and theoretically studied.

Two different types of processes — i.e., debris flow deposit and sieve deposit, are defined and each process is carefully measured on a laboratory flume. Methods to predict the areas of deposition and the forms of debris fans due to either mechanism of deposition are proposed and verified.

### 1. 緒 論

著者らは前報<sup>1)</sup>において、一樣幅水路の途中で勾配が急激に緩くなる場合について、土石流の挙動を研究し、その堆積形状の予測法を提案した。しかしながら、実際の溪流においては、勾配急緩点では流路幅が急拡していることが多く、そこには土石流扇状地が形成される。このような場で、土石流がどのような範囲に、どのような厚さで堆積するかを知ることは、土石流災害の防止、軽減を図る上での最重要問題であるので、本論文ではこのような場合を取り扱うことにする。ただし、前報の取り扱い方法やその結果が基礎となっていることは言うまでもない。

土石流扇状地の形成過程には、大別して2種類があることが Hooke<sup>2)</sup> によって指摘されている。一つは土石流構成材料が粗く、堆積厚さがある程度以上になれば、土石流に含まれていた水分の大部分が浸透流となってしまう、土石流はそれより前方へは流下できなくなり、堆積は上流方向へ進んで行くもので、Hooke はこれを“sieve lobes”あるいは“sieve deposits”と名づけている。もう一つは、いわゆる“debris flow deposits”であって、浸透の影響が重要でなく、土石流がそれ自体の停止条件に従って停止し、堆積が進むものである。

本論文においては、土石流の停止・堆積機構を総合的に明確にして行こうとする立場上、いずれの堆積機構がより重要であるかの議論はさておき、実験材料を適当に選んで、両機構の典型的な場合に関する実験を行い、それぞれの解析法について考究することにする。なお、ここでは前者を浸透堆積、後者を土石流堆積と呼ぶことにする。

### 2. 土石流堆積に関する実験

#### 2.1 実験水路

上流側に土石流発生および流下用の水路、下流側に堆積水路を持つ鋼製水路で実験を行った。上流水路は、幅 50 cm、深さ 40 cm、長さ 17 m で、勾配を $0^{\circ}$ ~ $30^{\circ}$ まで連続的に変化させることができる。実際に実験に使用したのは、そのうちの下流側 10 m の区間であり、この部分は水路内に仕切り板を入れて幅 20 cm に

してある。1 側面はガラス張りであり、水路底には 5mm の礫が粗度として貼付されている。この部分の上流端には、実質容量で最大 1.4 l/s 程度まで給砂可能な大容量給砂装置が設置されている。

下流水路は上流水路の下流端にピンチで取り付けられており、他端をウィンチで吊ったもので、全長 6m、全幅 2m であるが、今回の実験では水路幅は 1.7m とし、横断面内の中央に上流側水路の出口がくるようにした。水路床には発泡スチロール板を張り付け、その上に 20cm 間隔の格子目盛を入れ、その交点には 2cm 間隔の目盛をつけた真鍮棒を立てて、堆積厚さの測定の便に供した。発泡スチロール板上には粗度要素は貼付していない。また、下流水路勾配は  $0^{\circ} \sim 12^{\circ}$  まで任意に変化させることができる。

## 2.2 実験材料

50% 粒径、 $d_{50} = 1.2 \text{ mm}$ 、 $\sqrt{d_{84}/d_{16}} = 2.58$ 、密度  $\sigma = 2.65 \text{ g/cm}^3$ 、内部摩擦角  $\phi = 36^{\circ}$  の混合粒径材料を用いた。

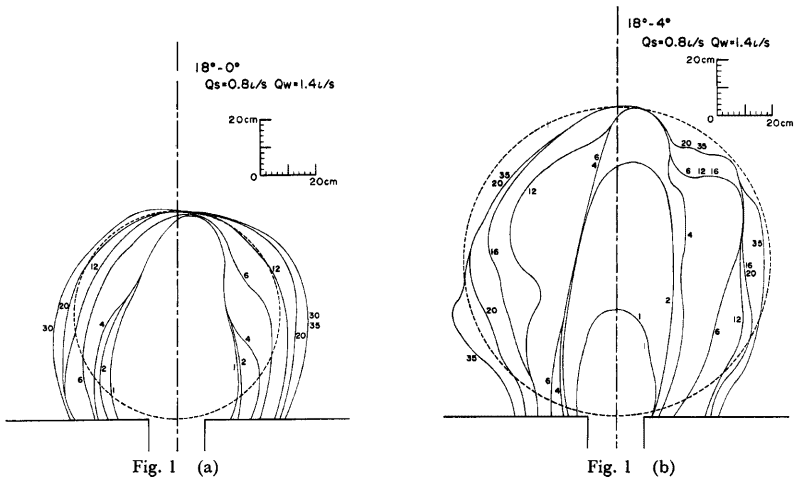
## 2.3 実験方法および実験条件

上、下流水路を所定の勾配に設定した後、電磁弁を用いた段波状給水装置を作動させ、所定の流量の水流を急激に与える。水流の先端部が給砂装置の設置地点に差し掛かった時を見計らい、給砂装置を作動させて所定の流砂量を与えることにより、先端部が段波状になった所定濃度の土石流が形成され、以後定常的な土石流が流下する。土石流が下流水路部へ到達すると堆積が始まるが、堆積地点での時間的な変動の様子を斜め上方より 35mm モータードライバカメラで撮影し、同時に側方より 16mm 高速度カメラによって撮影記録し、解析に供した。

行った実験の種類は Table 1 に示す。なお、これらの実験ケースが 1/100 スケールの模型実験に相当しているものと仮定すれば、総堆積土砂量約  $46,000 \text{ m}^3$ 、土石流流量  $220 \text{ m}^3/\text{s}$ 、継続時間 6 分～8 分のかなり大規模な土石流に対応していることになる。

Table 1. Kinds of experiments of debris flow deposit.

Run No.	Water Supply	Debris Supply	Channel Slope		Duration (sec)
	$Q_w$ (l/sec)	$Q_s$ (l/sec)	Up	Down	
1	1.4	0.8	$18^{\circ}$	$0^{\circ}$	35
2	1.6	0.6	$18^{\circ}$	$0^{\circ}$	50
3	1.4	0.8	$18^{\circ}$	$4^{\circ}$	35
4	1.6	0.6	$18^{\circ}$	$4^{\circ}$	50
5	1.4	0.8	$18^{\circ}$	$6^{\circ}$	35
6	1.6	0.6	$18^{\circ}$	$6^{\circ}$	50
7	1.4	0.8	$18^{\circ}$	$10^{\circ}$	35



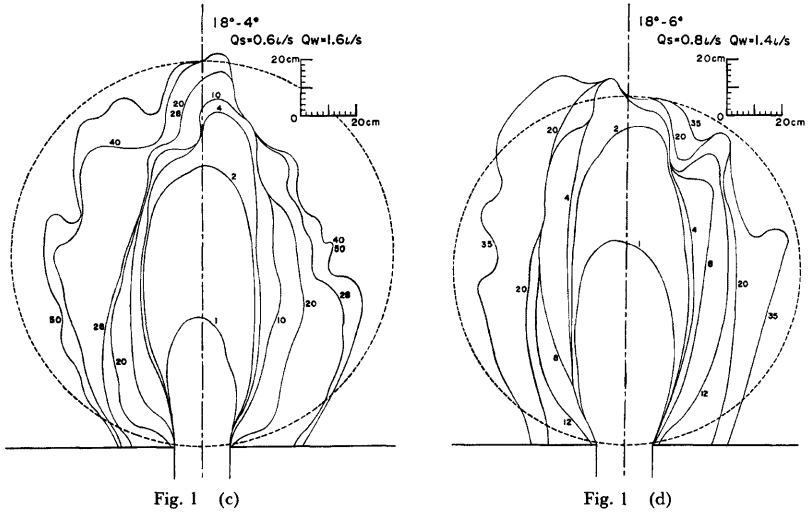


Fig. 1. Advance of the margin of the deposits.

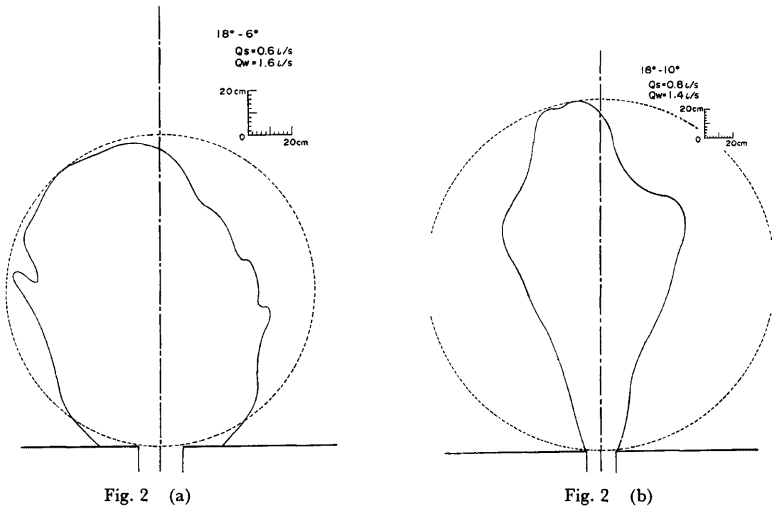


Fig. 2. Plan views of the last form of the deposits.

#### 2.4 実験結果の概要

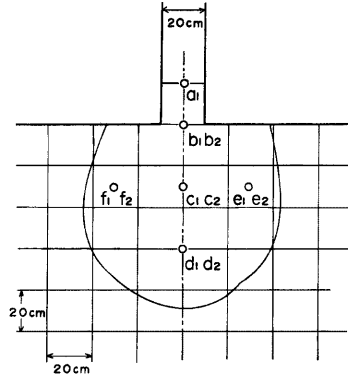
実験によって得られた結果を列挙すると以下のようである。

- 1) 所定の粒度分布をもった砂礫を定期的に給砂しているにもかかわらず、土石流先端部では、上流側水路内を流下中に大きい礫の先端集中現象が起り、下流側水路へ先ず最初に到達するのは、大きい礫からなる

フロント部である。

2) 下流水路へ到達したフロント部は、あまり拡がらずに、そのままある程度の距離を流下し、やがて、それが停止すると、後続土石流はその停止前線を乗り越えることができず、停止部とその上流の流動部との間に跳水と類似の現象を生じながら、次第に堆積部が上流へ遡上して行く。

3) 堆積部がジャンプを伴いながら上流へ遡上して行く過程において、しばしば横方向への首振り現象が生じ、堆積範囲が横方向にも拡がって行く。横方向の堆積縁付近にもかなり粒径の大きい礫が集中する傾向がある。実験で得られた堆積前線の形状の時間的変化、あるいはその最終形状を Figs. 1 (a), (b), (c), (d) および Figs. 2 (a), (b) に示す。また、通水停止後の最終的な堆積物について、Fig. 3 に示す位置において試料の採取を行い、粒度分析を行った結果の例を Figs. 4 (a), (b) に示す。堆積の先端や両側面付近では供給材料の約70%粒径以上の大粒子が集中しており、中央部から上流にかけては70%粒径以下の粒子によって構成されている。これより、堆積過程においても、粒径選別の作用が進行していることが推察される。



a1 b1 c1 d1 e1 f1: Upper Layer  
b2 c2 d2 e2 f2: Lower Layer

Fig. 3. Location of the sampling of the materials.

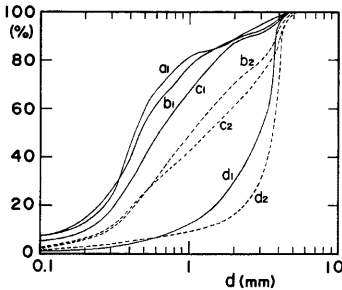


Fig. 4 (a)

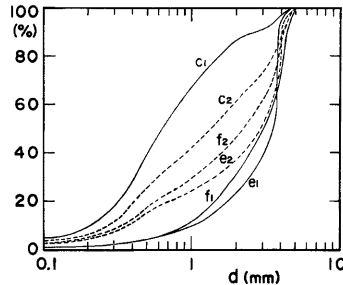


Fig. 4 (b)

Fig. 4. Sediment size distributions at various positions. Run 2.

4) 堆積部中央付近では、粒径がかなり細くなる結果、堆積物中の浸透性が悪く、かなりの表面流が見られた。その部分は平坦で、流れの幅は上流水路出口幅の約2倍に漸近し、フロントが初めて到達した際の流動幅とほぼ等しい。Fig. 5 は平坦面の幅の流下方向への変化状況を示したものである。

5) Figs. 6(a), (b) は堆積の最終的な形状について等高線を示したものであって、中央部の平坦な、ほぼ一様幅の部分とその周りの急勾配の部分の存在がよく理解される。また、全体の堆積領域はほぼ水路出口と堆積前線部とを通る円の内部となっている。堆積領域がこのような円で示されることは、Figs. 1, 2 で見たように、他の実験条件でも言え、著しい特徴となっている。最終堆積勾配を各実験ケースについて測定した結果は Table 2 に示すようである。なお、表中の各記号は Fig. 7 に示すとおりである。

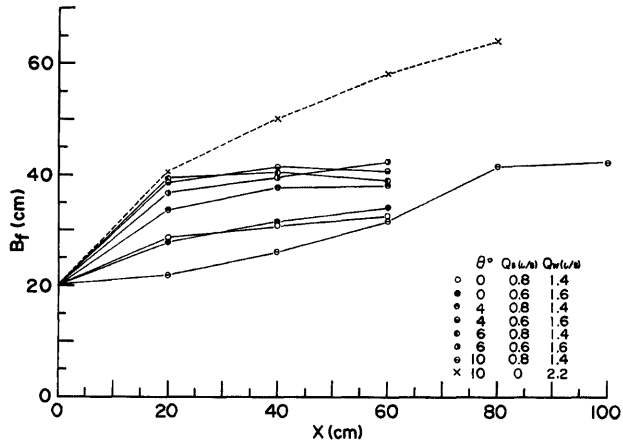


Fig. 5. Variations of the widths of the plateaus on the fans.

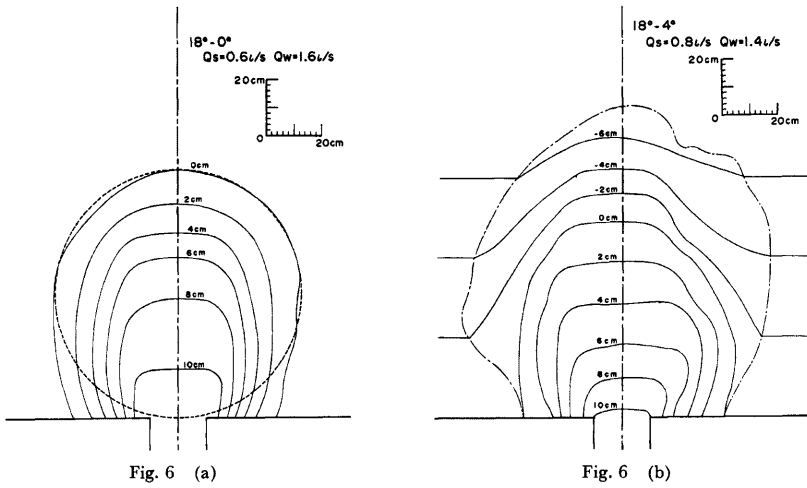


Fig. 6 (a)

Fig. 6 (b)

Fig. 6. Contour maps of debris fans.

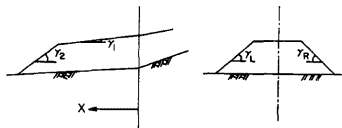


Fig. 7. Notations in the Table 2.

3. 土石流堆積に関する考察

3.1 先端到達距離

前述のように、今回の実験における堆積範囲は、ほぼ先端到達距離を直径とする円の内部となっており、しかも実験条件がかなり大規模な土石流に対応していることから、先端到達距離の推定が土石流危険範囲の予測の上からも非常に重要であることが理解される。

先端到達距離の解析に関しては、すでに前報<sup>1)</sup>において、Fig. 8 のように、先端部の流動深が  $h_f$ 、勾配変化部の流動深が  $h$  の直線状の形態をとって、 $x=x_L$  の位置まで到達して停止するというようにモデル化した取り扱いを提案した。今回の実験においては、先端部の粒径が大きい等多少の問題点はあるが、一応同じモデルが適用できるものと仮定しよう。

Table 2. Surface slopes of the deposits.

Run No.	$r_1$	$r_2$	$x=20$	$x=40$	$x=60$
			$r_R$ $r_L$	$r_R$ $r_L$	$r_R$ $r_L$
1	7.2°	14.7°	19.5° 23.0°	13.0° 14.5°	5.0° 8.5°
2	5.3°	12.8°	22.5° 21.0°	18.0° 17.0°	11.0° 12.0°
3	7.6°	13.1°	18.5° 16.0°	16.0° 12.5°	17.0° 14.0°
4	6.0°	15.0°	12.0° 18.0°	12.0° 14.5°	13.0° 12.0°
5	7.1°	16.0°	15.0° 18.5°	13.0° 13.5°	11.5° 13.0°
6	5.7°	16.0°	18.0° 17.0°	16.0° 12.5°	16.0° 11.0°
7	7.6°	13.8°	17.0° 18.5°	17.5° 21.0°	15.5° 18.0°

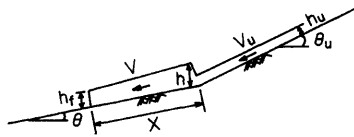


Fig. 8. Motion of the front of the debris flow at the month.

連続式として、

$$\frac{1}{2} (h+h_f)x \cdot B = q_T \cdot t \cdot B_u \dots\dots\dots (1)$$

運動量保存式として、

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \left[ \frac{1}{2} (h+h_f)x \frac{\gamma_0}{g} v B \right] &= \frac{1}{2} (h+h_f)x \gamma_0 \sin \theta \cdot B + \frac{\gamma_0}{g} q_T v_u \cos (\theta_u - \theta) B_u \\ &+ \frac{1}{2} g h_u^2 \cos \theta_u \cos (\theta_u - \theta) [(\sigma - \rho) C_d \kappa_a + \rho] B_u \\ &- \frac{1}{2} (\sigma - \rho) g C_d (h+h_f)x \cos \theta \cdot \tan \alpha \cdot B \dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

を得る。ここに、 $q_T$ : 上流側水路における土石流の単位幅流量、 $B, B_u$ : それぞれ下流側および上流側での流動幅、 $\gamma_0$ : 土石流の単位体積重量、 $g$ : 重力加速度、 $t$ : 時間、 $C_d$ : 土石流中の粒子濃度 (上下流で同一と仮定する)、 $\kappa_a$ : 主働土圧係数、 $\sigma$ : 砂礫密度、 $\rho$ : 水の密度、であり、他の記号は図中に示されている。

(1) 式および (2) 式を  $t=0$  で  $v=V$  という初期条件のもとに解けば、先端到達距離  $x_L$  として、

$$x_L = \frac{V^2}{G} \dots\dots\dots (3)$$

を得る。ここに、

$$\left. \begin{aligned} G &= \frac{(\sigma - \rho) g C_d \cos \theta \tan \alpha}{(\sigma - \rho) C_d + \rho} - g \sin \theta \\ V &= v_u \cos (\theta_u - \theta) \left\{ 1 + \frac{[(\sigma - \rho) C_d \kappa_a + \rho] \cos \theta_u}{2[(\sigma - \rho) C_d + \rho]} \cdot \frac{g h_u}{v_u^2} \right\} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

である。

(3) 式によって求めた先端到達距離と実験値との比較は Table 3 に示すようになって、かなりよく一致していることがわかる。ここで、 $\kappa_n=0.5$  とし、 $h$  は実験値から  $h_n=0.76$  cm とした。

3.2 堆積勾配

等高線図や Table 2 で見たように、堆積勾配は一樣ではなく、粒径の大きい前縁部付近で急であり、中央部付近では緩となっている。今のところ粒度分布が場所的にどのようになるかを予測することはできないので、実験結果を用いて堆積勾配を検討してみることしよう。

土石流が堆積し、土石流中の水が絞り出されて、表面流となって流れる際の安定勾配  $\gamma$  は、前報<sup>1)</sup>でも述べたように、

$$\tan \gamma = \frac{C_* (\sigma - \rho) \tan \phi}{C_* (\sigma - \rho) + \rho \left[ 1 + 0.52 \left( \frac{q_0^2}{gd^3} \right)^{1/3} \right]} \dots \dots \dots (5)$$

で与えられる。ここに、 $C_*$  は堆積物中の粒子の容積濃度、 $q_0$  は表面流の単位幅流量である。

下流部水路における土石流扇状地が最終安定状態に達してからは、上流水路の出口における堆積高さが高く、もはや下流土石流はそれを乗り越えて下流へ流出することができなくなり、上流水路内に堆積することになる。このとき、上流水路内で砂礫が堆積すると同時に、堆積物中に水が貯留されるから、下流水路部へ供給される水量  $Q$  は、全給水流量  $Q_w$  より少なくなり、

$$Q = Q_w - \frac{1 - C_*}{C_*} Q_s \dots \dots \dots (6)$$

となる。ここに、 $Q_s$  は給砂礫量である。

したがって、下流堆積層の平坦部の幅を  $B_f$  とすれば、

$$q_0 = \frac{Q - Q_p}{B_f} \dots \dots \dots (7)$$

である。ここに、 $Q_p$  は浸透によって失われる流量であって、これは厳密には場所的に変化するので、 $q_0$  は場所の関数となる。しかしながら、ここでは堆積勾配のおよその値の検討を目的とすることにし、浸透流量は無視することにすれば、 $C_*=0.7, B_f=40$  cm,  $d=0.06$  cm と仮定して、

$$Q_s=0.8 \text{ l/s}, Q_w=1.4 \text{ l/s} \text{ に対して, } \gamma_1=4.8^\circ$$

$$Q_s=0.6 \text{ l/s}, Q_w=1.6 \text{ l/s} \text{ に対して, } \gamma_1=4.3^\circ$$

を得る。同様に、先端近くの急勾配の部分に対して、 $C_*=0.7, B_f=40$  cm,  $d=0.3$  cm とすると、

$$Q_s=0.8 \text{ l/s}, Q_w=1.4 \text{ l/s} \text{ に対して, } \gamma_2=12.8^\circ$$

$$Q_s=0.6 \text{ l/s}, Q_w=1.6 \text{ l/s} \text{ に対して, } \gamma_2=11.9^\circ$$

を得る。

これらの値はいずれも Table 2 に示した実測値に比して少し小さいが、これは実際には、表面流が横方向にもこぼれることや、横方向への浸透流が無視できない程度であることが主として影響しているものと考えられる。しかし、これらの計算値が実測値とそれほど大きくかけ離れていないことや、実測値の中でも測定精度のよい  $\gamma_1$  の値が、下流水路勾配には依存せず、 $q_0$  の多少に依存していることから、ここで用いた考え方の妥当性が確かめられたものと考ええる。なお、横断方向の堆積勾配  $\gamma_R, \gamma_L$  は、出口近傍では  $\gamma_2$  より大きくなっているものが多いが、これは横方向への表面流量が少ないことに影響されているものと解釈される。しかしながら、中には  $\gamma_2$  よりも緩いものもあり、また、出口からかなり離れた所では緩くなっているものが多い。これは堆積に伴う首振り現象の影響と平均粒径が多少細かくなっている影響が現われたものであろう。

Table 3. Comparison between the experimented and calculated distances passed by the front of the debris flow.

Run	1	3	5	7
$x_L$ calculation (cm)	73	102	126	227
$x_L$ experiment (cm)	72	110	130	240

4. 浸透堆積に関する実験

4.1 実験水路

土石流堆積に対する実験と同じものを用いた。

4.2 実験材料

$d=4\text{mm}$  の均等粒径材料を用いた。なお、 $\sigma=2.65\text{g/cm}^3, \phi=37^\circ$  であった。

4.3 実験方法および実験条件

土石流堆積に対するものと同様の方法によった。実験の種類は Table 4 に示すとおりである。

4.4 実験結果の概要

実験中に観察された堆積状況を列挙すると以下のようである。

- 1) 土石流堆積の場合にくらべて、構成材料が粗く、土石流の流動性が乏しいので、先端部が下流側水路へ到達すると、すぐに停止するが、後続部が停止部を乗り越えて下流方向へ前進する。したがって、堆積物の前縁は時間とともに下流方向へ前進する。
- 2) ある程度堆積が進むと、流下して来た土石流に含まれる水は堆積層中にほとんど浸透してしまい、

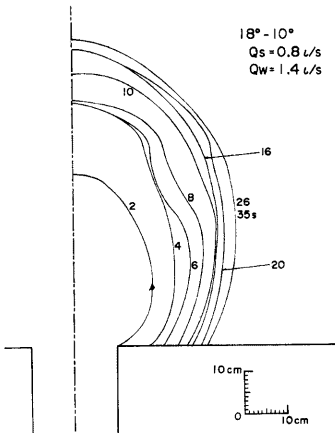


Fig. 9. Advance of the margin of the deposit (Run 21).

Table 4. Kinds of experiments of sieve deposits.

Run No.	Water Supply $Q_w$ (l/sec)	Debris Supply $Q_s$ (l/sec)	Channel Slope Up Down	Duration (sec)
8	1.2	1.0	18°- 0°	30
9	1.4	0.8	18°- 0°	35
10	1.6	0.6	18°- 0°	50
11	1.2	1.0	18°- 2°	30
12	1.4	0.8	18°- 2°	35
13	1.6	0.6	18°- 2°	50
14	1.2	1.0	18°- 4°	30
15	1.4	0.8	18°- 4°	35
16	1.6	0.6	18°- 4°	50
17	1.2	1.0	18°- 6°	30
18	1.4	0.8	18°- 6°	35
19	1.6	0.6	18°- 6°	50
20	1.2	1.0	18°-10°	30
21	1.4	0.8	18°-10°	35
22	1.6	0.6	18°-10°	50

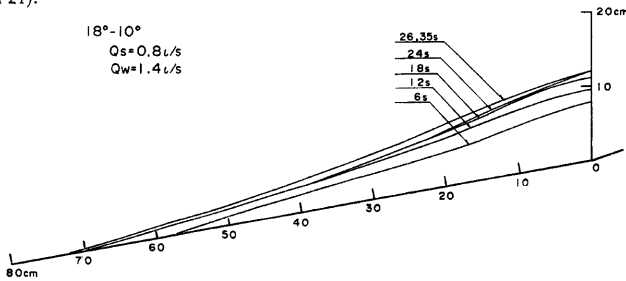


Fig. 10. Variation of the shape of the profile (Run 21).



堆積前縁が固定される。そして堆積勾配が次第に急となり、堆積は横方向に拡がる。

3) 堆積がさらに進むと、水はほとんどが上流水路出口付近で浸透してしまうために、もはや砂礫は下流側水路へは輸送されず、上流水路内で堆積遡上するようになる。この段階で下流側水路内の土石流扇状地は間歇的にやって来る転波列状の波によって少し変形を受けることはあるが、ほぼ安定する。

代表例として、Run 21 について、堆積前縁の時間的变化、水路中央部における縦断形状の時間的变化、および最終堆積形状の等高線を Figs. 9, 10 および 11 に示す。なお、堆積の平面形状はほぼ左右対称であり、最終堆積形状の等高線が水路出口の中心を中心とする同心円状であることが、すべての実験ケースに共通の著しい特徴である (Fig. 11 において、破線は同心円を示し、実線が実際の等高線を示す)。

5. 浸透堆積に関する考察

5.1 最終安定形状に関する考察

実験によれば、安定状態に達した際には、表面流は上流側水路の出口から 10 cm 程度以内で、すべて浸透流に転化してしまっている。表面流が丁度なくなり、浸透流水面が丁度堆積層の表面まで達して、ぎりぎり安定状態を保持しているものとすれば、その堆積勾配は

$$\tan \theta_1 = \frac{C_* (\sigma - \rho)}{C_* (\sigma - \rho) + \rho} \tan \phi \dots\dots\dots (8)$$

に等しいはずである<sup>3)</sup>。使用実験材料に対して、(8) 式を計算すると、 $\tan \theta_1 = 0.39$  を得る。Fig. 12 はすべての実験ケースについて、水路中心軸上に沿った縦断形状を、水路出口での堆積層表面の位置をすべて原点に合わせて描いたものである。x=0~10 cm で、ほぼ 0.39 という勾配に一致していることがわかる。

このように考えると、浸透堆積の場合の安定形状は、等高線が同心円状であることから、放射状に浸透流が拡がる場合の水面形状に等しくなるのではないかと想像される。そこで、堆積基底面の勾配が小さく、水路出口から距離 r における単位幅流量が  $Q/(\pi r)$  に等しいものと考えた場合の浸透流水面形を解析してみよう。浸透流がダルシー則に従うものとすれば、

$$\frac{Q}{\pi r} = -k \frac{dH}{dr} h_r \dots\dots\dots (9)$$

が成立する。ここに、k は透水係数であり、他の記号は Fig. 13 に示されている。

(9) 式を  $r=r_1$  から r までの区間で積分する。ただし、(9) 式は非線型であって、そのまま解析的に積分することは困難であるので、 $\bar{h}$  を透水層の区間内平均厚として、これを一定値として積分することにする<sup>4)</sup>。その結果、

$$(H_1 - H) \bar{h} = \frac{Q}{k\pi} \ln \left( \frac{r}{r_1} \right) \dots\dots\dots (10)$$

を得る。ただし

$$\bar{h} = \frac{h_1 + h_r}{2}, \quad r_1 = \frac{B}{2} \dots\dots\dots (11)$$

である。

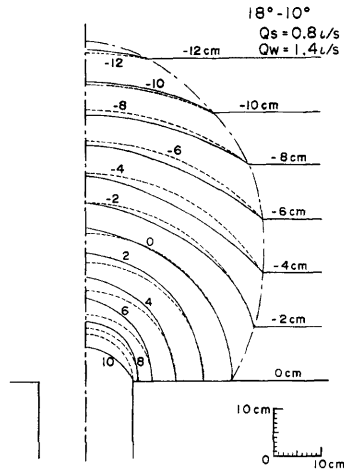


Fig. 11. Contour map of the sieve deposit (Run 21).



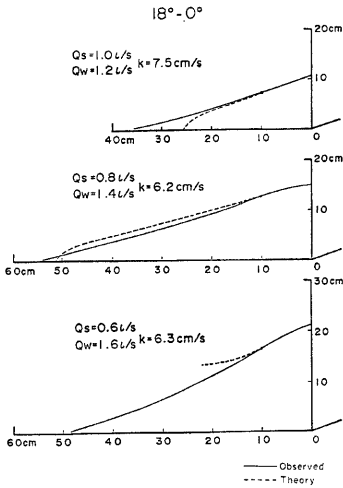


Fig. 14 (a)

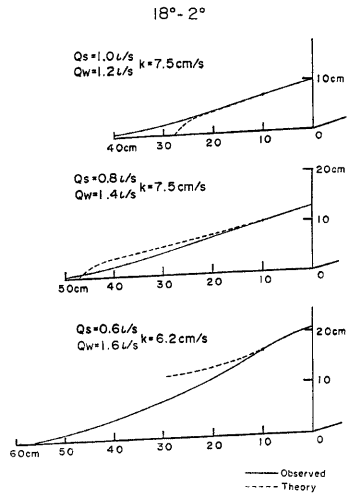


Fig. 14 (b)

す。比較的水量の多いケースおよび下流水路勾配の急な場合には両者の差が大きくなっているが、その他の場合には、このようにして求めた結果が比較的近い形状を与えていることがわかる。下流側水路勾配が急な場合に対しては、ここで用いた解析法の適用性に問題があると考えられるが、下流側水路勾配の緩い場合に、計算水面形状と堆積形状とが一致しない理由としては次のことが考えられる。すなわち、実際の堆積過程では、堆積前縁が前進しながらも次第に勾配が急になって行き、 $r=r_1$  近傍で堆積厚さが  $h_1$  になったとき、水がすべて浸透してしまい、もはやそれより下流へは砂礫が輸送されなくなり、計算水位のような高い位置まで堆積が進むことができなくなってしまう。したがって、 $r>r_1$  では、わずかながらも表面流が生じており、 $r=r_1$  での堆積勾配よりも少し緩い勾配の堆積で安定する傾向が現われる。

5.2 堆積形状のモデル化

堆積形状を厳密に解析することは困難であるので、簡略なモデル化をすることにしよう。 $r=r_1$  では (8) 式が成立するので、 $r_1 \leq r \leq R$  までは (8) 式の勾配がそのまま適用できるものとする。また、 $r>R$  では、すべてが表面流に転化するものとして、(5) 式によって、水路軸に沿う堆積縦断勾配を計算することにする。

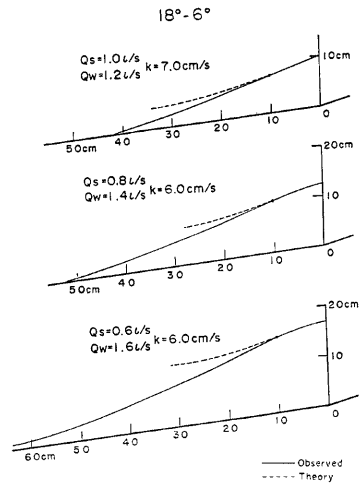


Fig. 14 (c)

Fig. 14. Comparison between the surface profiles of the deposits and the calculated water surfaces of the seepage flows.

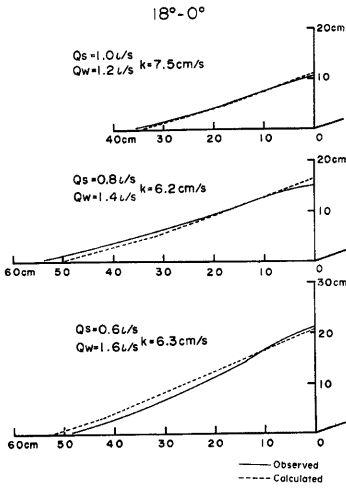


Fig. 15 (a)

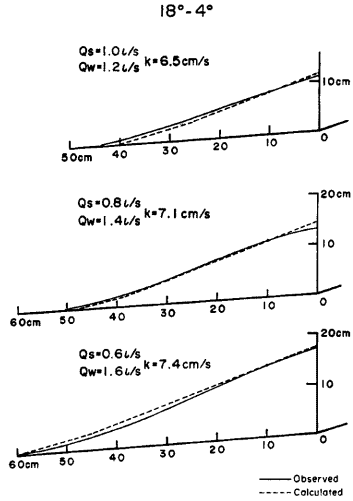


Fig. 15 (b)

等高線は水路急流点と水路中心軸の交点を中心とする同心円で表わされるものとする。ここで、 $R$  の値を定める必要があるが、堆積表面勾配が  $\tan \theta_1$  であるとしたときの水路中心軸に沿う浸透流疎通能力  $q_a$  は

$$q_a = k \tan \theta_1 (r - r_1) (\tan \theta - \tan \theta_1) + \frac{Q}{\pi r_1} \dots \dots \dots (16)$$

であり、実際の単位幅当り流量は、ほぼ

$$q = \frac{Q}{\pi r} \dots \dots \dots (17)$$

である。 $r$  が小さいとき、 $q_a > q$  であるが、 $r$  が大きくなると、 $q_a < q$  となる。そこで、 $q = q_a$  となる  $r$  を  $R$  と定めることにする。

このようにして定めた簡略計算法によって求めた水路中心軸に沿う縦断形状と実験値との比較を Figs. 15 (a), (b), (c) に示す。また、等高線の例を Figs. 16 (a), (b) に示す。かなり良く堆積形状の再現ができていることがわかる。

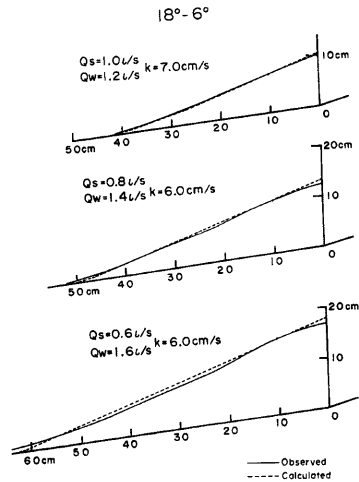


Fig. 15 (c)

Fig. 15. Comparison between the experimented profiles and those calculated by simplified methods.

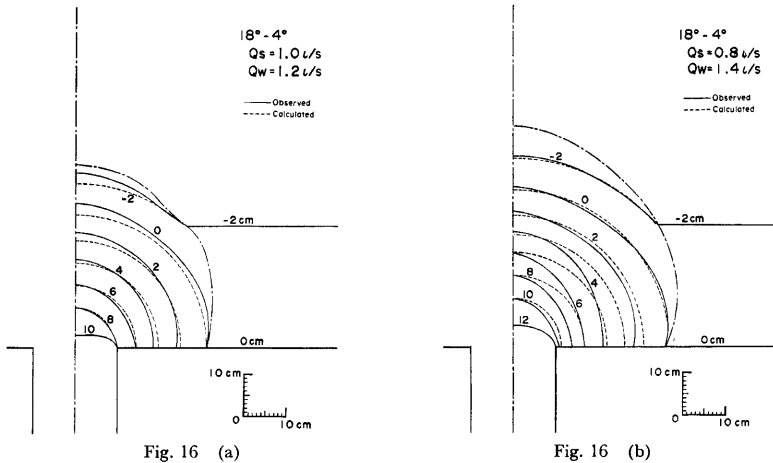


Fig. 16. Contour maps of the deposits and those calculated by the simplified methods.

## 6. 結 論

本研究で得られた結果を列挙して結論とする。

- 1) 谷出口に形成される土石流扇状地の形状はその構成物質の浸透性によって大きく変化する。
- 2) 堆積物の浸透性が小さい、いわゆる土石流堆積においては、土石流先端部の到達距離は(3)式によって予測される。
- 3) 土石流堆積の場合の堆積形状は、中央部に谷出口幅の約2倍の幅をもち、横断面内ではほぼ水平の平坦部が生じ、その下流側および両側面が比較的急勾配を呈する砲台状のものである。
- 4) 上記平坦部を構成する粒径は細かく、その周囲の急勾配の部分で構成する材料は粗い。これは土石流が上流部水路を流下する過程および堆積過程における分散応力に基づく粒子選別作用によるものと解釈される。
- 5) 実験で得られた平坦部の幅、粒度分布を用いて、(5)式によって堆積勾配を予測することができる。
- 6) 堆積過程の進行中に現われる首振り現象の結果、堆積物の全体の形状は円くなるが、かなり大規模の土石流に対応する今回の実験においても、その堆積範囲はほぼ土石流先端部の到達距離を直径とする円の内部となっており、この円は土石流危険範囲を予測する上で一つの目安になるものと考えられる。ただし、さらに大規模の土石流に対しては、なお検討を要することは言うまでもない。
- 7) 土石流構成物質の透水性が高い場合には、浸透堆積によって土石流扇状地が形成されるが、それは谷出口を中心とする同心円を等高線とする円錐状を呈する。
- 8) この場合、扇頂部付近の堆積勾配は、堆積層の表面まで浸透流水面が達している場合の安定限界勾配に等しい。
- 9) 浸透堆積による扇状地の堆積形状を予測する簡便法を提案し、これによって、実験結果がかなりよく説明できることを示した。

本論文においては、土石流堆積と浸透堆積を別個に扱い、どちらがより一般的であるかの議論はしなかったが、実際の土石流扇状地が広い粒度組成からなり、細粒成分もかなり多いことから、土石流堆積の方がより重要であると考えられるので、今後はこれについてより詳細な検討を加える予定である。

なお、本研究の実験に際して、吉田義則技官および長谷川伸君の寄与が大きい。また、本研究は文部省科学研究費自然災害特別研究「扇状地における洪水・土砂災害の防止軽減に関する研究」、研究代表者 芦田和男教授、の一環としてなされた。記して感謝する次第である。

#### 参 考 文 献

- 1) 高橋 保・吉田 等：土石流の停止・堆積機構に関する研究(1) 一勾配の急変による堆積一、京都大学防災研究所年報，第22号 B-2, 1979, pp. 315-328.
- 2) Hooke, R. L.: Processes on Arid-Region Alluvial Fans, *Journal of Geology*, vol. 75, 1967, pp. 438-460.
- 3) 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, 1977, pp. 405-435.
- 4) クリメントフ，ペ，ペ・プイハチェフ，ゲ，ペ：地下水の力学（外尾善次郎，永井正夫訳），ラティス刊，1967, pp. 66-70.