

大井川上流の沖積錐における岩屑の流動・堆積

池田 宏*・伊勢屋ふじこ**・小玉 芳敬***

Sedimentation on an alluvial cone in the Upper Oi River, Central Japan

Hiroshi IKEDA*, Fujiko ISEYA** and Yoshinori KODAMA***

目 次

1. はじめに.....	149	3. 4 沖積錐表面にみられるローブ	163
2. 大井川上流の支谷の縦断形.....	150	3. 5 ローブの構成層	165
2. 1 山地の隆起と河川の下刻	150	3. 6 沖積錐の構成層	166
2. 2 セグメントに分かれる谷床の 縦断形	150	4. 勾配21°の沖積錐をつくる岩屑の 流れ.....	168
2. 3 セグメントⅡをつくる岩屑流の 調査	152	4. 1 ローブを形成する岩屑の流れ	168
3. 赤崩基部の沖積錐における岩屑の 流動・堆積.....	153	4. 2 流動する岩屑の停止	168
3. 1 赤崩とその基部の沖積錐	153	4. 3 勾配21°の斜面をつくる岩屑の 流れ	169
3. 2 沖積錐の経年変化	154	5. おわりに.....	170
3. 3 沖積錐と谷床の縦断形	160	引用文献.....	172
		Summary	173

1. はじめに

われわれはここ数年来, 混合砂礫の流送特性を水路実験によって調べてきた。その過程で礫(相対的な大粒子)に対する砂(相対的な小粒子)の多少によって流砂効率などが大きく異なることがわかった。このことは, 砂が多く供給される流域と砂の少ない流域とは要求される治山・砂防計画が異なることを示唆している。土砂生産源である山間地域では山地を構成している基盤岩石が砂

*筑波大学地球科学系 Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

**上武大学商学部 Jobu University, Toyazuka, Isezaki, Gunma 372, Japan

***筑波大学水理実験センター Environmental Research Center, University of Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

の供給の多少に最も支配的に働く。そういう意味で、山間地の土砂移動に関しては異なる岩石からなる流域での比較研究が、流域の個性にあった砂防計画立案のためには望まれる。

そのための第一歩として大井川上流・四万十帯の堆積岩地域で、山間地域での土砂移動の実態を明らかにすることを目的とした調査を行っている。花崗岩地域が砂を多く産する流域とすれば、大井川上流は砂の生産量の少ない地域の代表と位置づけることができる。

2. 大井川上流の支谷の縦断形

2.1 山地の隆起と河川の下刻

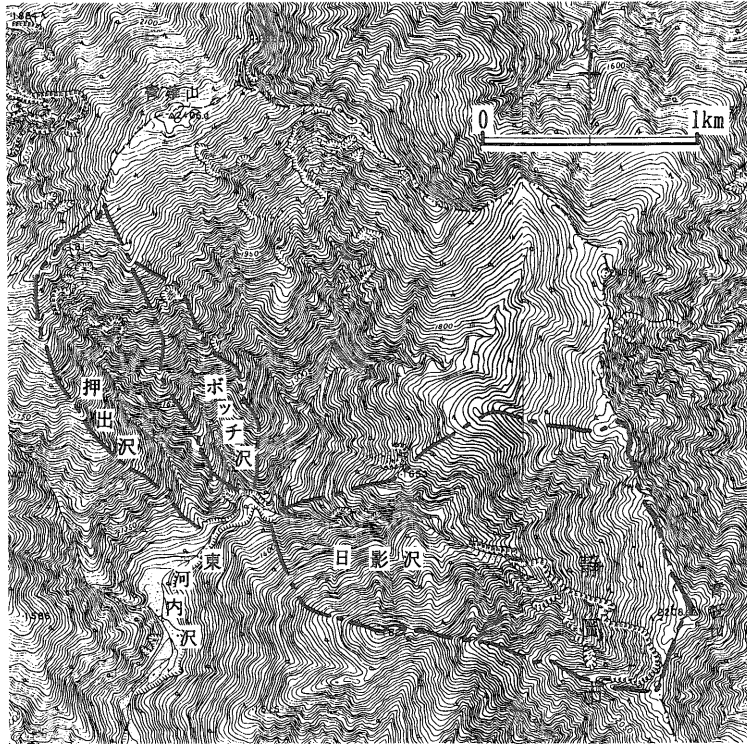
大井川上流は標高2,500 m～3,000 mの赤石山地に位置している。この山地は四万十帯の砂岩と泥岩の互層（四万十層群）からなっている。この地層は海底の乱泥流によって海溝に堆積した砂や泥の堆積物が太平洋プレートの動きによって日本列島の地下に押し付けられて生じた付加体とよばれるもので、その当時にすでにひどく褶曲して傾斜した地層である。

大井川下流の牧ノ原台地の基盤をなしている今から100万年ほど前に堆積した地層は砂泥質で、礫質ではないことから、当時は礫を下流に供給するような急峻な山地ではなく、低起伏の山地であったと考えられる。この山地は第四紀を通じて1,500 mほど隆起した結果、今日のような高い山地になった（第四紀地殻変動研究グループ, 1968）¹⁾。大井川上流の山稜と谷底との1,500 m～2,000 mという現在の大きな起伏は、第四紀の山地の隆起と大井川の下刻作用によってつくられた。すなわち、筑波大学井川演習林の上流部で代表されるような急峻な地形（図-1）は、大井川が下刻するにつれて、東河内沢と、それにつながる谷が山地を下刻し続けてきた結果である。なお、山地の隆起運動は現在も続いていることが水準測量によって確かめられている。過去70年間に30 cm（年間平均にして約4 mm）という隆起速度はわが国の中でも大きな値である。

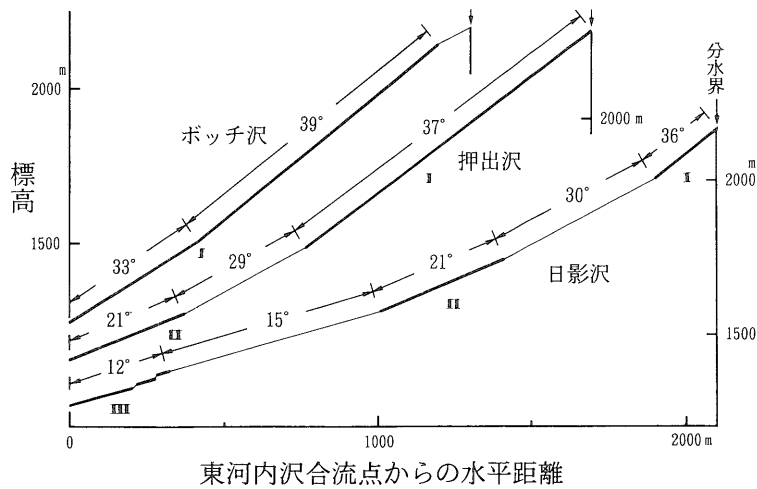
大井川が下刻しても、もしも岩盤が強固で谷壁斜面が崩れなかったとしたら、ちょうどコロラド台地を刻むグランド・キャニオン（谷底と台地との比高1,500 mほど）と同スケールの峡谷になったであろう。ところが、湿潤変動帯に位置している大井川上流の山地は、山地を構成している地層が傾斜していて、おまけに破碎されていて弱く、しかも年間降水量が3,000 mmを越えるため、谷壁斜面が崩れてしまい、峡谷にはならなかったわけである。

2.2 セグメントに分かれる谷床の縦断形

それぞれの谷の分水界と本流との合流点とを結んだ谷の平均勾配は流域面積によって異なる。図-1中のボッチ沢（流域面積0.22 ha）と押出沢（0.55 ha）と日影沢（1.4 ha）といった起伏量のほぼ同じ谷を比較してみると、流域面積による谷の縦断形の違いが良く分かる（図-2）。流域面積が大きいほどその下流部の谷底勾配が小さくなることは言うまでもないが、日影沢と押出沢などについて実際に現地を歩いて観察してみると、下流への勾配の変化の様子に共通性があることに気づく。



図－1 東河内沢上流の急峻な河谷地形
（建設省国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「七面山」と「上河内岳」図幅の一部）



図－2 ボッチ沢，押出沢，日影沢の谷床縦断形

すなわち、いずれの谷でも、最上流部には 35° 前後の急勾配の岩屑堆積区間（セグメントⅠ）がある。ポッチ沢では上流（ 39° ）は下流（ 33° ）よりやや急であるが、セグメントⅠのみしか存在しない。押出沢と日影沢ではセグメントⅠの下流に、小さな滝が連続する岩盤が露出した区間（地形図上での平均勾配は約 30° ）が続いて、それ以下に 21° 程度の勾配をもった岩屑の堆積区間（セグメントⅡ）がある。流域面積の大きな日影沢ではその下流にさらに平均勾配 15° 前後の岩盤露出区間があって、最下流に再び岩屑堆積区間（勾配 12° のセグメントⅢ）がある。

谷の縦断形は指数曲線などによって近似されると従来考えられてきたが、これらの谷の縦断形はセグメントⅠ～Ⅲという異なる傾斜を持ったセグメントの集合であるといえることができる。このような谷底勾配の特徴はここで取り上げた谷ばかりでなく、この付近の谷の一般的な特徴のように観察される。

セグメントⅠには、ポッチ沢下流部のように、崩壊斜面基部に岩屑が堆積して生じた崖錐（テラス）斜面に相当する若干緩勾配のものと、岩屑の流れによって岩盤が侵食されて生じた岩盤侵食斜面とがあると考えられる。セグメントⅢはいわゆる水成勾配（水流によって岩屑が流送されて形成される河床）に対応すると考えられる。岩屑堆積面の表面形態も水流による砂礫の運搬・堆積によることを示している。それでは、 21° の勾配をもったⅡのセグメントはどのような岩屑の流れによって形成されたのであろうか。

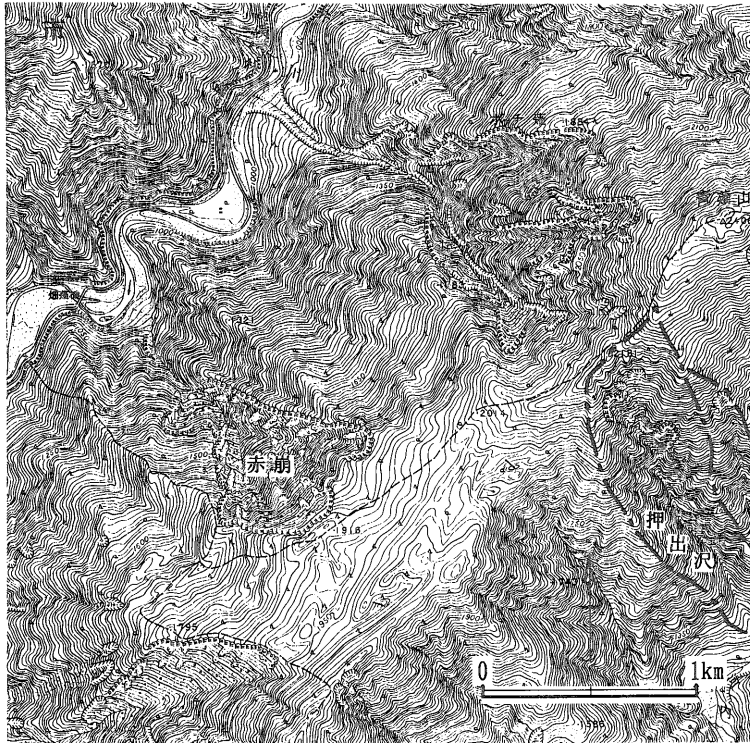
2.3 セグメントⅡをつくる岩屑流の調査

押出沢では1990年に多量の岩屑が流れ、 21° の勾配区間の側壁にはその痕跡が明瞭な段丘状地形として残された。多量の岩屑が流れたにもかかわらず、押出沢は東河内沢と谷底幅がきわめて狭い区間で合流するために、押出沢からの岩屑は速やかに東河内沢本流の流れによって下流へ流送され、押出沢の溪床には上流から流れた岩屑は残念ながらほとんど残っていない。

溪床には、樹皮を剥されながらも着床後数年程度の樹木が残存していることが注目された。 21° の勾配をもつ溪床を流れる岩屑の流れはいったいどのような性質をもっていたのであろうか。

井川演習林内の最高峰である青蘆山（2,406 m）から南南西に伸びる尾根の北西向きの山腹斜面に発達している赤崩（あかくずれ）とポッチ蘆などの大規模崩壊地を持つ谷が大井川に注ぐ地点には、セグメントⅡと同様に 21° の勾配をもった錐状の斜面が発達していることが地形図からも読み取れる（図-3）。大規模崩壊地からの岩屑供給量がきわめて多いというばかりでなく、東河内沢と比較して大井川本流の谷底が広がった上、この付近の大井川の河床は畑蘆第一ダムのバックウォーターの影響を受けて年々上昇して谷底幅が大きくなっているため、流出した岩屑が大井川との合流点に保存されて大きな沖積錐（alluvial cone, debris fan）を発達させているからである。

これらの大規模崩壊地は、大井川の谷が深くなるにつれて、谷壁斜面を構成している四万十層群の地層が岩盤クリープを起こしたり（久田・新藤，1982）²⁾、線状凹地の存在が示しているように重力性の断層（地送り）を起こしたりした結果（鈴木，1982）³⁾と考えられる。中でも赤崩は現在も広がりつつある活動的な崩壊地で、近い将来治山・砂防ダムの建設が計画されている（東京営林



図－3 大規模崩壊地とその谷が大井川に注ぐ地点に発達している沖積錐
（建設省国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「上河内岳」図幅の一部）

局治山課，1990）⁴⁾ もの，現状では人工が加えられていない。したがって，赤崩の沖積錐は押出沢などに見られる 21° の勾配をもつセグメントⅡの溪床の成り立ちを理解するための格好の場所と考えられる。そこで赤崩とその谷が大井川に注ぐ地点に発達している沖積錐（以下では，赤崩沖積錐とよぶ）を対象として岩屑の流動・堆積に関する調査を1987年以来継続してきた。

なお，現地調査に加えて，水を伴う岩屑の流動機構は水路実験によっても調べた（渡部，1991）⁵⁾。それらの結果， 21° の勾配をつくる岩屑の流れは桜島や焼岳などの観測によって一般に知られている高速の岩屑流（土石流）ではなく，遅い岩屑流であることが明らかになった。本報告は，伊勢屋ほか（1992）⁶⁾を加筆修正したもので，赤崩沖積錐に見られる遅い岩屑流がつくる地形や堆積物の特徴および遅い岩屑流の成因についての知見をとりまとめたものである。

3. 赤崩基部の沖積錐における岩屑の流動・堆積

3.1 赤崩とその基部の沖積錐

赤崩と呼ばれる崩壊地は標高1,300～1,900 mにかけて分布している。最大横幅は約900 mで，崩壊面積は約39 haに及ぶ。平常時にも崩壊地の谷壁からは地下水が多量に湧出している。この水は

崩壊地上部の二重山稜の発達した緩傾斜の尾根部で浸透したものと考えられる。

写真-1は赤崩を対岸の尾根上から眺めたものである。崩壊斜面 (scar) が左・右の支谷に収斂したのち標高1,300 m付近で一本のV字谷 (以下では、V字谷部とよぶ) となり、それ以下で狭い峡谷部を通過したのち大井川本流に臨み、合流部に沖積錐を発達させている。この沖積錐が21°の勾配を持っている。

山地の構成層は北東-南西方向の走向をもち、北西に60°以上傾斜した四万十層群の砂岩・頁岩互層である。厚さ1~5 mの厚い砂岩層を伴う互層と、砂岩・頁岩ともに20 cm以下の薄い互層とが見られる。いずれも風化を受け構造的に脆弱であるため、崩壊地からの崩落物質は、厚い砂岩層に由来する岩塊が少量みられるものの、大半は細かく破壊された岩屑である。ただし、泥や砂はきわめて少ない。岩屑が泥や砂にまで風化する以前に崩落してしまうためと考えられる。

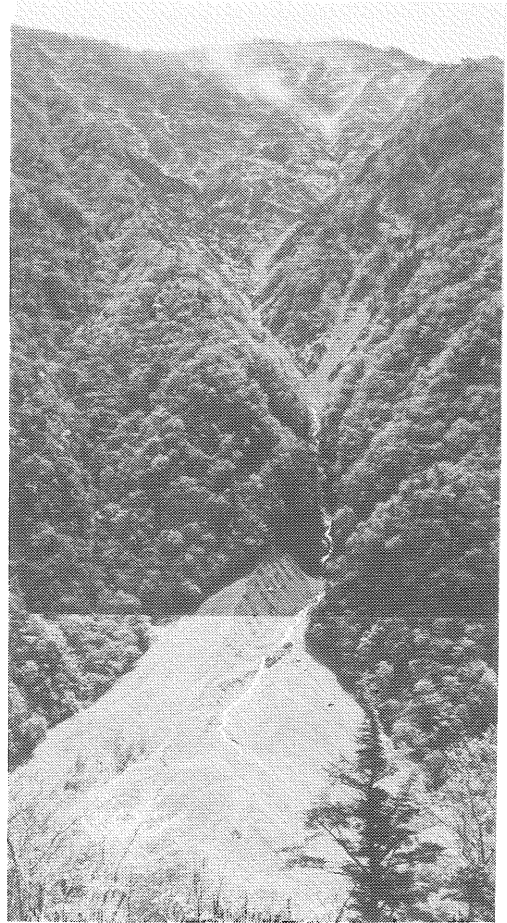


写真-1 大規模崩壊地「赤崩」とその基部の沖積錐 (1992年5月)

3.2 沖積錐の経年変化

赤崩を初めて訪れたのは1987年の晩秋であった。赤崩沖積錐では毎年のように土砂移動が起こり、変化を追跡するのにきわめて効率的な調査地である。この調査を可能にしているのは筑波大学井川演習林スタッフの協力にある。豪雨があった時に現地に入って、変化がおこればすぐさま連絡が入る。これによってはじめて沖積錐の履歴がわかり、動態の追跡を可能とさせている。赤崩の調査は、今後も継続させる予定である。息の長い調査によって初めて明らかにできる現象が存在するに違いないからである。

以下に1987年11月以降1992年までの赤崩の沖積錐の変化の状況を写真-2~写真-18によって説明する。

1) 1987年11月 (写真-2)

沖積錐は植生のついた高い部分とそれを切り込んだ中央部の砂礫地の部分からなる。前者は1982年の台風による総雨量900 mmを超えた豪雨 (眞板, 1988)⁷⁾ によって生じた堆積面で、砂礫地に最初に進入する樹種であるハンノキの一斉林 (同齢林) によって覆われている。中央にある滝を遡ると峡谷部に入る。手前は大井川本流の流れであり、沖積錐の末端は大井川の流れによって侵食さ

れ崩れて急崖となっている。

翌年の1988年には9月24日～25日に250～260 mmの降雨があったが、この年は東河内沢で堆積物の調査（高山ほか，1990）⁸⁾に集中していたため、赤崩には出かけなかった。

2) 1989年9月（写真－3）

1989年8月27日に291 mm（筑波大学井川演習林事務所）の豪雨があり、29日44.5 mmの雨のあと、9月2日～4日にかけて再び総雨量398 mmの豪雨があった。写真－3は、これらの雨の直後に現地を訪れた時のもので、写真－2の中央部に岩屑が堆積し、滝が埋まった。1982年の堆積地の部分には全く変化がない。1989年にはこれ以降大きな雨はなかった。

3) 1990年5月（写真－4，5）

赤崩の崩壊壁の裸岩斜面をみるとかなりの標高にまで崖錐堆積物が遡上している（写真－4）。写真－3の時点では崩壊地内部の谷壁の岩屑は抜け落ちているように見えたが、冬の間の凍結・破碎によって多量の岩屑が生産されたことを示す。写真－5は沖積錐頂部を拡大したものであるが、ロープ（舌）状の模様が折り重なっている。この模様が岩屑の移動時の移動形態を示すと思われる。これらについては地形測量をし、堆積構造等も調べたので、3.4と3.5で述べる。この時には峡谷部に入るとすぐに高さ5～6 mの滝があり、これ以上には登れなかった。

4) 1990年11月（写真－6～9）

1990年9月9日～10日に計339 mm（井川演習林西Ⅲ観測地点）、9月19日～20日に260 mm（同東ムタケ観測地点）の豪雨があり、3)の状態よりもさらに堆積した（写真－6）。1982年の堆積面の上にも一部新しく堆積した（写真－7）。3)では峡谷部ですぐ滝に出会うためそれ以上は奥に進めなかったのに対し、4)では滝がすべて埋積



写真－2 赤崩と沖積錐の遠望
（1987年11月）

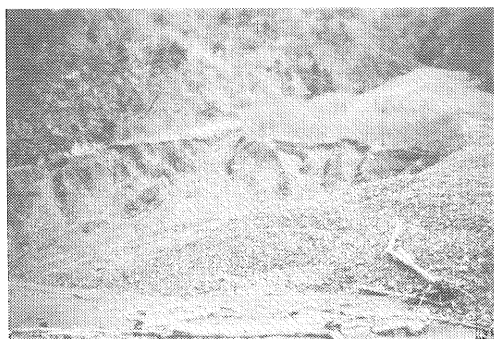


写真－3 豪雨直後の赤崩と沖積錐
（1989年9月）

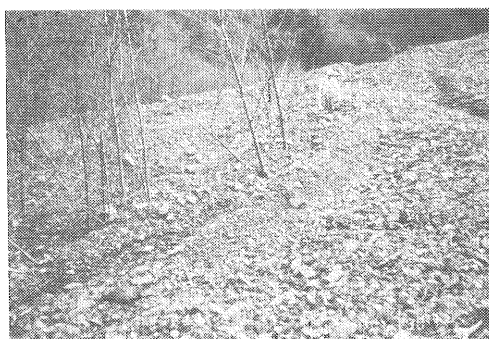


写真－5 冲積錐表面に見られるロープ
(1990年5月)

写真－4 冬から春先にかけて崩壊地内に堆積する
崖錐堆積物 (1990年5月)

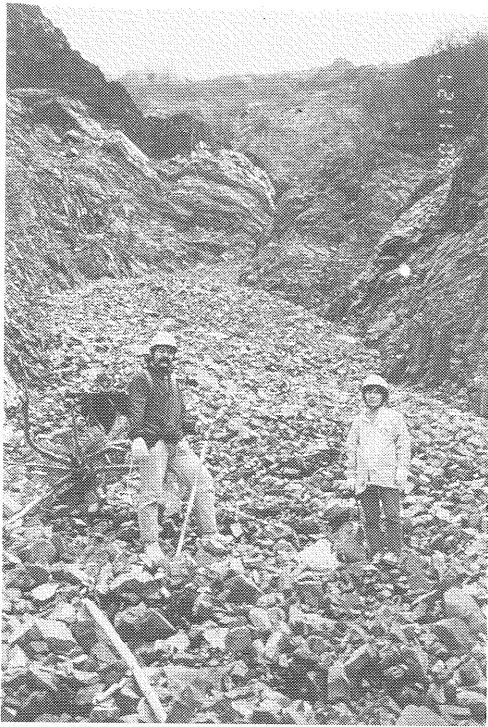


写真－6 豪雨によって成長した冲積錐
(1990年11月)



写真－7 ハンノキの生えた1982年の堆積面
を覆った堆積物 (1990年11月)

された。その結果、到底観ることはできないと思っていた、赤崩の大規模崩壊地の直下まで到達できるという千載一遇の機に恵まれた。峡谷部からその上流のV字谷部を経て、崩壊地直下まで、通常であれば落石のために危険な谷床を、この時には歩くことができた。すなわち、写真－4にみられる崖錐堆積物はすべて抜け落ち、崩落の可能性のある岩屑は小粒子に至るまで落ちてしまっており、半日にわたって谷床に滞在したにもかかわらず、危険な崩落には一度も出会わなかった。写真－8はV字谷部の谷床に立って上流を、逆に、写真－9は下流の峡谷部を眺めたものであるが、谷床は岩屑で埋め尽くされて平滑となり、ほぼ直線的な縦断形をなしていた。後の調査の参考のため



写真－9 堆積物で埋積された谷床を下流に眺めたところ（1990年11月）

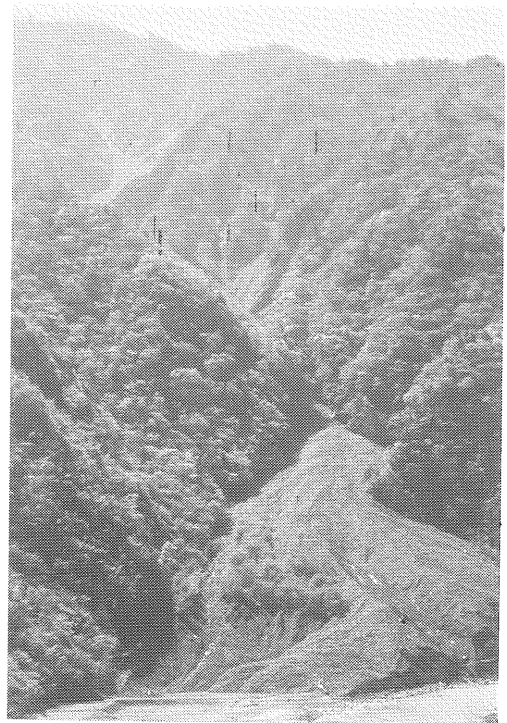
写真－8 崩壊地源頭部と谷床を埋積した堆積物（1990年11月）

めに、堆積物の上面から1mおきに3～4mの高さにまで谷壁にペンキで帯印をつけた。15カ所でこの作業を行った。

この好機に、沖積錐の下端から崩壊地直下までの連続的な縦断形を測量することができた。詳細は3.3で述べる。

5) 1991年5月（写真－10～12）

沖積錐には写真－6の時点と何等変化はないものの、崩壊地の壁面には写真－4と同様冬の間の岩屑生産によって崖錐堆積物が遡上している（写真－10）。写真－11と12は峡谷部に入って上流と下流をみたものであるが、50～60cm大から1mに達する赤茶けた角礫が谷床を埋め尽くしていた。なお、崩壊物質の厚さは確かではないが、1990年11月の調査時につけたペンキ印によって、オーダーとしては2～3粒子分、あるいは1～2m程度と推定される。



写真－10 赤崩と沖積錐の遠望（1991年5月）



写真-11 崩壊地内の谷床を覆う崩落岩屑を上流に見たところ (1991年5月)

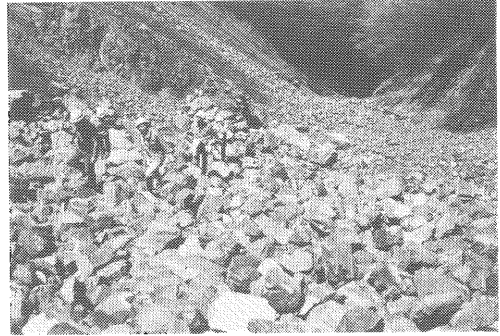


写真-12 崩壊地内の谷床を覆う崩落岩屑を下流に見たところ (1991年5月)

崩落が次々とあって危険であったため、これよりも上流の状況は観察できなかった。

6) 1991年9月 (写真-13)

台風14号が8月30日～31日にかけて333 mm (筑波大学演習林事務所) の豪雨をもたらした。この雨によって、赤崩の観察を開始して以来、沖積錐が最も大きくなった。写真-13に見られるように1982年の堆積面はほとんど新しい岩屑で覆われ、繁茂していたハンノキがごく一部しか残っていない。すでに沖積錐頂部はわずかに下刻され始めている。

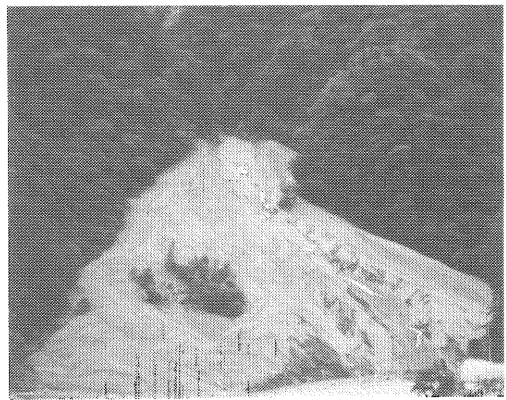


写真-13 成長した沖積錐 (1991年9月)
井川演習林遠藤徹氏撮影

7) 1991年11月 (写真-14～18)

写真-13が撮影された直後、再び台風17号が9月13日～14日にかけて294 mm の雨をもたらした。続いて9月18日～19日には台風18号が429 mm の豪雨を、9月26日～28日には台風19号が243 mm の雨をもたらした。これによって写真-2が示す1987年当時と同じように、沖積錐の中央部が大きく侵食され (写真-14)、再び滝が現れた (写真-15)。扇頂溝のように侵食された部分の平均勾配は12°で、セグメントⅢに相当する。すなわち、セグメントⅢは水流による岩屑の流送・堆積によって形成されることを示している。

写真-16～18はこの時の上流部の状況を示す。峡谷部を大きく巻いてV字谷の中に到達して撮った写真である。1年前には写真-8や9が示すように、谷床は岩屑で平滑に埋め尽くされ、1991年の春先には崩落物質がその上をさらに覆っていたが (写真-11, 12)、それらは見事に流亡し、その結果谷床には何段もの小さな滝が出現した。滝の比高は2～3 m、時には10 mを超えるものまで

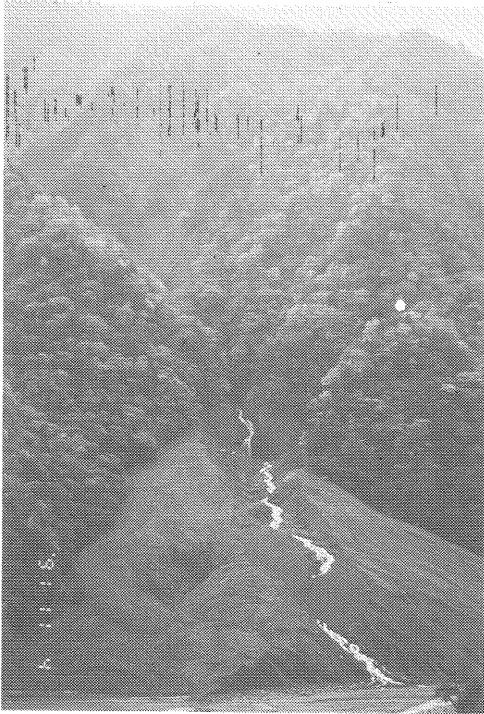


写真-14 沖積錐頂部の開析谷
(1991年11月)

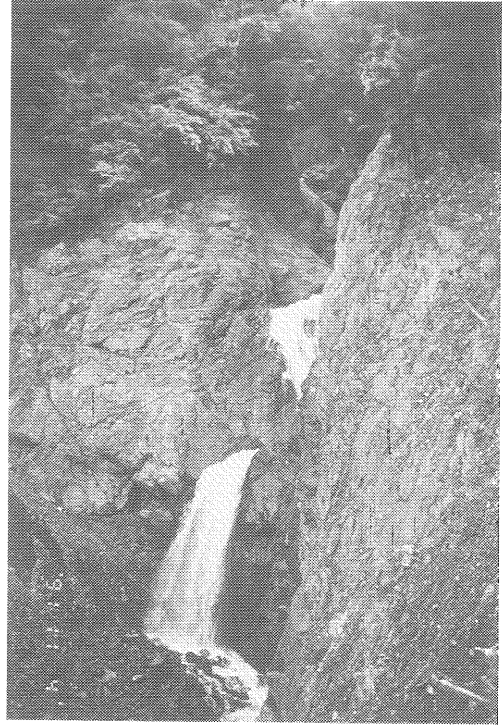


写真-15 沖積錐頂部，峡谷部出口にある滝
の連続（1991年11月）



写真-16 谷床を埋積する堆積物が完全に流
れ去った後の谷底を下流に見たと
ころ（1991年11月）
写真-9と12と同地点

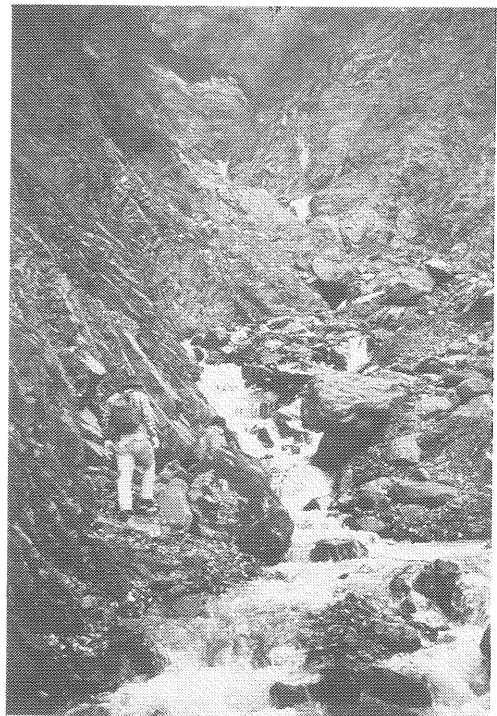


写真-17 谷床を埋積する堆積物が完全に流れ去
った後の谷底を上流に見たところ
(1991年11月)

あった。この時に、滝とプールとが繰り返されるのが基岩からなる谷底の普通の姿であることを知った。崩壊地からは時折落石があり、谷壁の基部には一部崖錐が成長を始めていた。

赤崩崩壊地からの岩屑供給量は沖積錐の地形変化から推定することが可能であると考えられる。そこで、向かって左半分を1991年秋に、右半分を1992年5月に測量し、沖積錐の等高線図を作成した。

この後、1992年11月までに豪雨はなく、大きな地形変化は認められていない。かなりの量の岩屑がすでに谷に貯留されていることであろう。

8) ま と め

1987年～1992年の間、沖積錐の変化を中心に観察を続けた結果は、次のようにまとめることができる。

(1) 冬から春先にかけて崩壊地で生産された岩屑は35°程度の勾配をもった崖錐堆積物として谷の中に貯留される。(2) 貯留されていた岩屑は台風の通過などに伴う豪雨時に流動し、下流に沖積錐を成長させる。(3) 貯留された岩屑が流出するのは、夏の最初の豪雨時であろう。引き続いて豪雨があった時、運搬する物質が出尽くしていた場合には、沖積錐は開析される。(4) 沖積錐が成長する時には、面的に堆積が進行して同心円状の形となるが、侵食は線的に生じて谷が刻まれる。開析谷の縦断勾配は12°前後である。

安仁屋(1980)⁹⁾は1947年、1964年、1970年、1975年といった撮影年次の異なる空中写真を比較して、赤崩基部の沖積錐の形や堆積土量に大きな経年変化が生じていないことを認め、これは赤崩からの岩屑供給量と大井川による侵食量とがバランスしているためであろうと考えた。沖積錐の地形変化を数年間観察した結果、数十年といったやや長期間の変動については安仁屋の指摘は正しいが、年々について見ると、沖積錐の地形は上述したように確実に変動している。

3.3 沖積錐と谷床の縦断形

沖積錐を構成する堆積物の堆積構造については3.5や3.6で述べるが、沖積錐は大礫(cobble, 16～256 mm)を主体とする角礫からなっている。近づいても凹凸が少なく、表面が滑らかという印象を受ける。沖積錐の末端に立って、沖積錐の頂部を見上げて斜面勾配を測定したところ、1989年の堆積面(写真-3)も、1990年の堆積面(写真-6)も、また1991年の堆積面(写真-13)も約21°であり、ハンノキの生えた1982年の堆積面の勾配もほぼ21°であった。

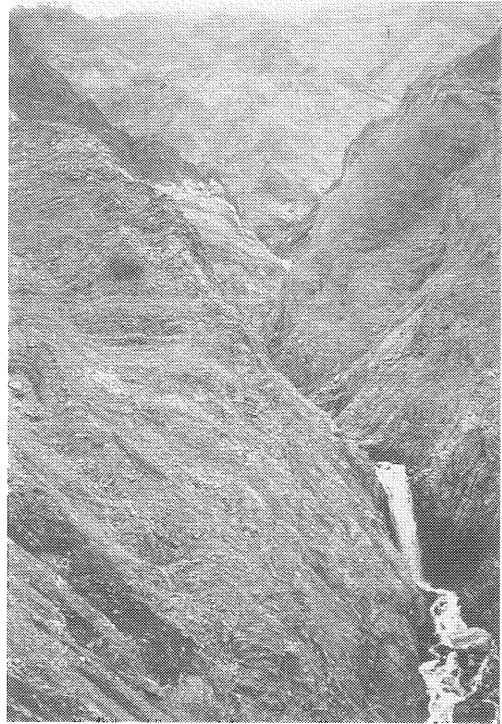


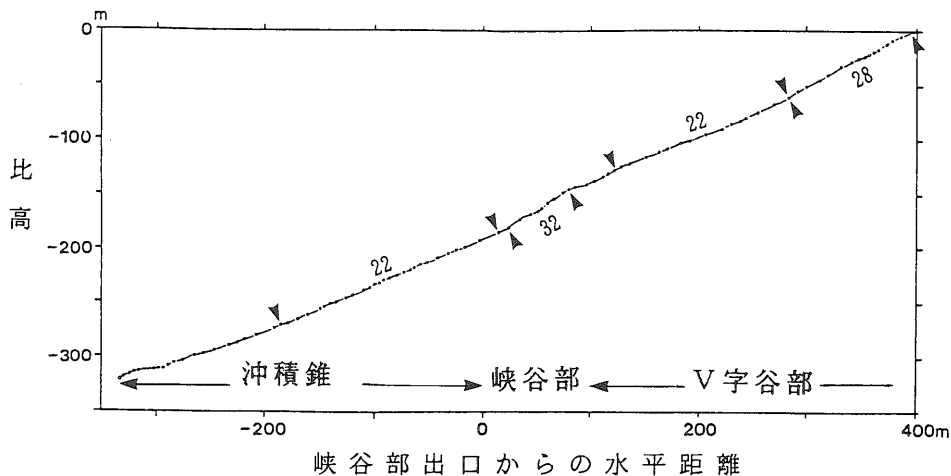
写真-18 源頭部と谷底に連続する滝
(1991年11月) 写真-8 参照

図－４は谷床が岩屑で埋め尽くされた1990年における沖積錐およびその上流の谷床の縦断形測量結果である。1°まで読み取られる傾斜計とポール、および巻尺を用いた簡易測量によって測定した。峡谷部から上流のV字谷部では谷床の中央部の高さを測定した。谷床はほぼ平滑に岩屑で埋められているものの、わずかながら中央に凸の横断形を持ち、谷壁との境界は中央部より1～2m下がっている部分が多かった。また、沖積錐についてはほぼ中央に沿って頂部から下り、末端部は1982年の堆積面を回りこんで沖積錐が最も長く伸びた部分を測定した。沖積錐の部分では、3.4で述べるような起伏が表面にあるため、どの点を測定したかで高さに1～2mの違いが生じる。しかし、これによって生じる誤差は、全体が急斜面であるために、縦断形に影響を与えるほどのものではない。

図－４に示されるように、沖積錐は比高にして100 m余り、斜面長が約330 mで、1982年の堆積面を回りこんだ末端部で幾分緩くなるものの、縦断形はきわめて直線的であった。沖積錐全体の平均勾配は21°である。

峡谷部に入ってすぐに滝があることは1990年5月の調査で、またさらに奥にも何段もの滝が連続することは1991年11月の調査で分かっていた。しかし、図－４を見ると峡谷部より上流のV字谷部でも縦断形は比較的滑らかであり、岩屑の堆積が滝とは無関係につながっていることを示している。なお、滝がどの位置に存在するかは確かめられなかった。

とはいえ、沖積錐の縦断形が直線で近似できるのに比較して、峡谷部より上流のV字谷部では岩屑堆積面の縦断形には緩急があり、いくつかの直線に分けることができる。峡谷部とV字谷部（合わせて谷底部とよぶ）の縦断形を図－5aに示す。図－5bには岩屑が堆積していた谷床幅を示す。最も狭い部分で5m、広い部分で20m程度であった。峡谷部で谷床幅が比較的広いのはこの部分が湾曲したポケット状になっているためで、両側には岩壁がそそりたった峡谷を呈している。V



図－４ 赤崩の沖積錐およびその上流の谷床（谷底部）の縦断形（1990年11月）

図中の数字は矢印で示された区間の平均勾配（°）

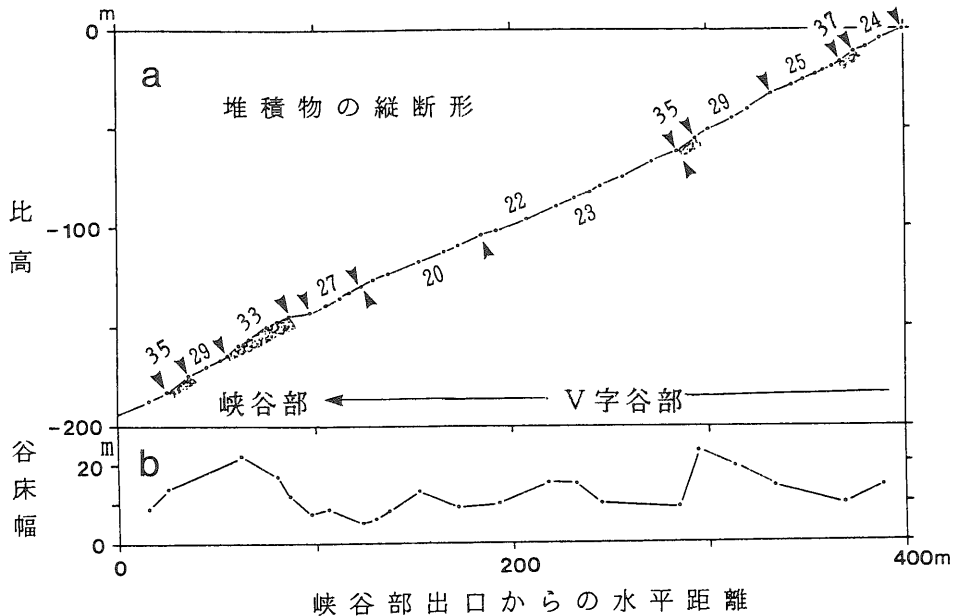


図-5 赤崩の谷底部（峡谷部とV字谷部）の谷床縦断形(a)と谷床幅(b)
 図中の数字は矢印で示された区間の平均勾配(°).
 影をつけた区間はセグメントIに相当.

字谷部では谷床幅は狭いものの、斜面は上方に開いている。

沖積錐頂部から峡谷部に入ると、足元がガラガラと崩れて登り辛い区間がしばらく続いた。この区間は両側に岩壁の迫った峡谷部の区間で、上流から流れ出てきた礫が峡谷部を通過するにあたって、その前面で崩落しながら、いわゆる安息角で安定している、一種の崖錐斜面と考えることができる。

それを抜けてV字谷部へ入ると、きわめて直線的な縦断形を持つ岩屑の堆積面上に出た。下端に27°の急勾配な部分をもつものの、それより上流側では約170mの長さにわたって22°（その下流半分は20°，上流側半分は23°）の斜面が連続した。すなわち谷床の堆積面の中にも沖積錐斜面の勾配21°に等しい斜面があることが明らかとなった。

勾配22°の区間よりもさらに上流側では、足元が崩れる35°前後の短い斜面区間とそれよりは緩い22°～25°の勾配をもつ斜面とが繰り返されていた。これらの堆積物は中央部が盛り上がった横断形をなし、表面には圧縮性の横皺が顕著であった。ここで見られた横皺は沖積錐の末端部で特に顕著にみられる横皺と類似のものであり、その特徴については3.4で述べる。

以上のことから、谷底部では、先頭集団に崖錐斜面相当の急斜面をもち、背後に緩い勾配の斜面をもつ岩屑集団がいくつかつながっているといえる。このように、谷底部では、谷床に岩屑がぎっしりと詰まって、詰まったままの状態の上流からゆっくりと押し出されて動いている状況が推察された。

谷床を埋積している堆積物の表面が、埋積ピーク時の表面を必ずしも示すものでないことは、堆積面の上位4～5mの高さの谷壁にわずかながら堆積物の痕跡が残されている場所があることから明らかである。しかし谷床全体が同じ時刻にピークの高さまで上がり、その後下がったというわけではあるまい。一定点では、ある集団として流動する岩屑の先頭集団が通過している時に最も高まり、それが通過すれば後方のより低い平滑な面となるために、谷床が下がったように見えるということであろう。

3.4 沖積錐表面にみられるローブ

沖積錐は大局的には平滑であるが、表面には微起伏がある。ローブ（土石流堆, debris flow lobe）（写真19）があるためである。ローブが最も保存されていたのは写真-5の時で、この模様を光波測距儀による測量と現地での詳しい観察によって図化した（図-6）。幅5m～10mほどのいくつものローブが重なりあっている。図-7の模式図に示すように、ローブの後方（上方）には堤防状の2本の高まりが縦断方向に長く平行している。これは土石流堤（mudflow levee）と呼ばれるもので、ローブの中央部の岩屑が下流へ抜けてローブを前進させるために両縁部が相対的に高いまま残ったものと考えられる。ローブが不明瞭な場合でも、縦断方向に長く連続する高まりはあちこちに残っており、沖積錐上ではこのような微地形をつくる岩屑の流動が支配的に起こっていることを示している。

一方、図-7の模式図に示すように、ローブ自体は中央部が盛り上がった蒲鉾型の断面形を持ち、ローブによっては表面に圧縮性の横皺（pressure ridge, bulge）（写真-20）が生じている。これは最先端部が停止したために後方からの岩屑が停止を余儀なくされた結果生じたものと思われる。横



写真-19 下流に延びたローブを沖積錐頂部から眺めたところ（1990年5月）

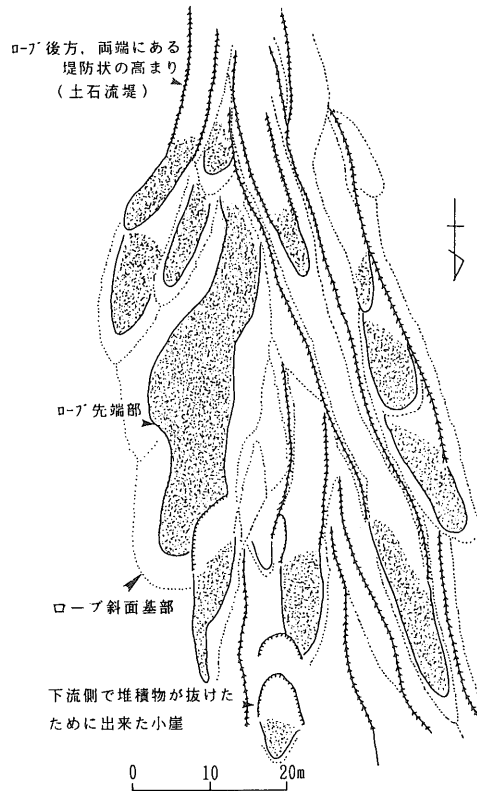


図-6 赤崩の沖積錐頂部付近のロープの平面図
写真-5のロープを測量. 流動方向は上から下.

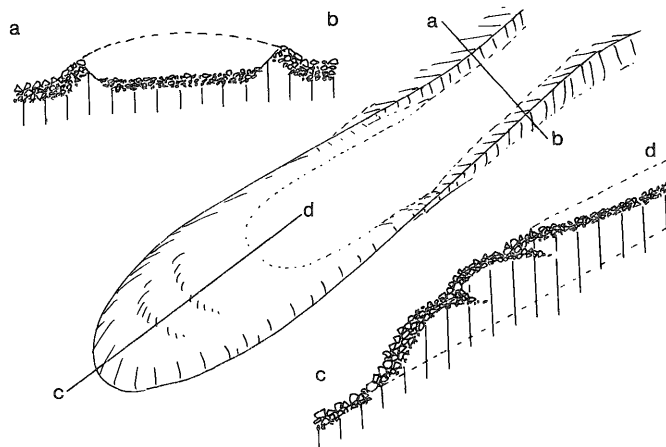


図-7 ロープと土石流堤の模式図

a-b: 土石流堤部分の横断形と堆積構造

c-d: 横じわの発達したロープの縦断形と堆積構造

表面に石の模様を記入したところは間隙が泥で充填されていない透かし礫層. 間隙が泥で充填されている部分には縦線をほどこした.

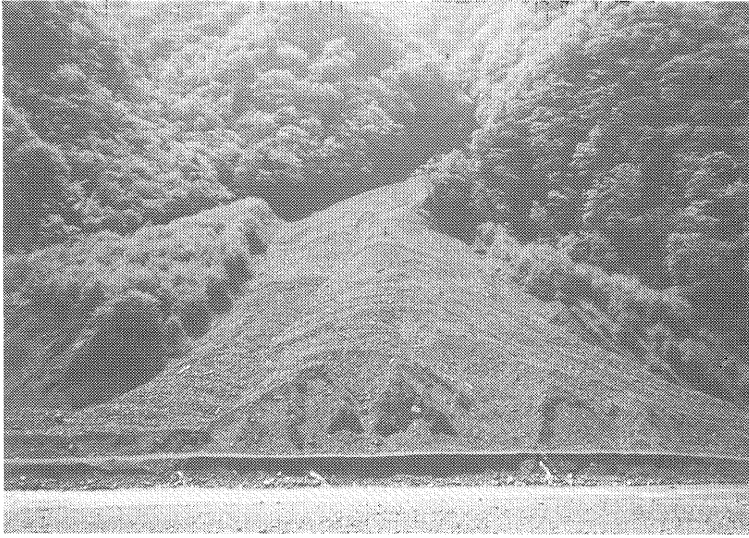


写真-20 ロープ下流部に発達する横じわ（1991年5月）

皺が最も顕著なのは、沖積錐の末端部である。末端部の横皺は約100 m離れた大井川の対岸からも肉眼で認めることができた。その規模は最大のもので波長4～5 m、波高の測定は正確ではないものの1 mを超える。末端部には横皺ばかりが重なってできた大規模な模様が折り重なっていた。

ロープの規模はそれを構成する岩屑の粒径と比例関係にあり、粒径が大きければロープの規模も大きい。ロープの比高もやはり粒径の関数である。ロープの比高は、すなわち岩屑が流動していた時の流動層の厚みということになるが、赤崩沖積錐の上半部（図-6の範囲）では50～60 cm、せいぜい1～2 m程度であった。

3.5 ロープの構成層

一つのロープでみると、まず上下には見事な逆グレーディングを示し（写真-21）、表層が最も粗い。表層の1～2 礫層は空隙に細粒物質がきわめて少ない完全な透かし礫層である。下方には細粒物質が増えるが空隙を充填し尽くすほどではなく、礫と礫とが接した礫層（clust-supported gravel layer）の状態にある。

ロープ上では縦断的にも分級が認められ、先端部が粗粒である。しかしロープ後方部の凹地底でも表層は逆グレーディングによって最も粗粒なものが覆っているため、後部と先端部の粒径の差はそれほど顕著ではない。一方、ロープごとには比較的粒径が揃った岩屑によって構成されている。小さなロープは粒径が小さく、表層でも pebble（4～16 mm）～small cobble（16～64 mm）を主体としている。

しかしそのような小粒径のロープは限られており、ロープの表層を構成する粒径は large cobble（64～256 mm）を中心としている。沖積錐の末端部には small boulder（256～512 mm）の集積も見

られる。すなわち、沖積錐全体でみれば、やはり縦断的な分級があり、頂部ほど細粒で、先端（下流）ほど粗粒となる。峡谷部よりも上流の谷床に堆積した岩屑も、逆グレーディングをして表層が最も粗いこと、空隙には細粒なものをほとんど含まないことなど、ロープのそれと同様であった。

ロープから上方に延びる土石流堤は、図-7中の模式横断面図に示すように、その外側斜面は堆積性、内側斜面は侵食性である。すなわちこの高まりの外側ではロープとして流動していた時の流動層の表層が見え、内側では中身が見えている。まんじゅうの皮が外側に、あんこが内側に見えているわけである。

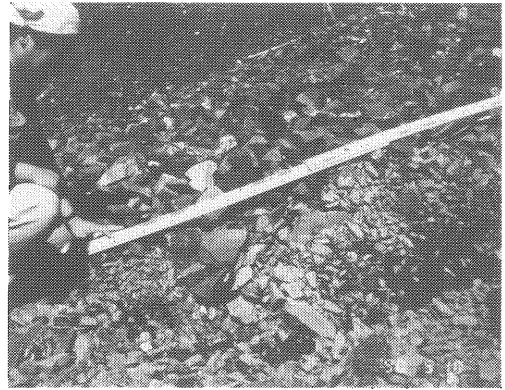


写真-21 逆グレーディングを示すロープ構成層表層部（1990年5月）

3.6 沖積錐の構成層

沖積錐の表面はロープが重なってできていること、ロープをつくる堆積物は逆にグレーディングをして、表層の1～2礫層は完全な透かし礫層の状態にあること、が特徴であった。さて、沖積錐の形成史を考えると、このようなロープという形で流動する岩屑が積み重なる事によって成長したに違いない。そうであるならば、地層中にその記録、すなわち逆グレーディングをした透かし礫層が繰り返してあってしかるべきである。

ところが写真-22の沖積錐末端の崖や、写真-23の沖積錐頂部の下刻によって現れた侵食崖で観察できるように、沖積錐表面の傾斜に平行した層理がわずかに見えることから、平行層理を生じさせるような岩屑の流れがあったことはなんとか推定できるものの、礫層中には逆グレーディングなどのような初生的な堆積構造は保存されていない。

沖積錐の内部を構成する堆積物と、沖積錐表面を構成する堆積物の違いは、堆積構造ばかりではない。後者には細粒物質、とくに泥質な成分がほとんど含まれなかったのに対して、前者には泥の集積が顕著である。

以上のような、沖積錐の断面でみえる堆積物と表層を構成する堆積物との比較からは、（1）岩屑が流動している時には明らかに逆グレーディングをしていたものが、地層中にはなぜ保存されないのか、（2）細粒成分が地層中に多くなるのはなぜか、という2点が新たな問題である。おそらく、（1）の理由は逆グレーディングをした岩屑の最上部の粗粒な部分は、次に同じ地点を訪れた流動層に取り込まれて再び流動してしまうためであろうし、（2）の原因は岩屑の間隙を流れる濁水中から泥が沈積するためであろうが、その詳細なプロセスの解明は今後の課題である。

なお、赤崩の沖積錐では50～60 cmを超えるような big boulder は点在はするものの少ない。特に1 mを超える岩塊は個数をすべて数えることができるほど少ない。写真-8や9からもわかるよ

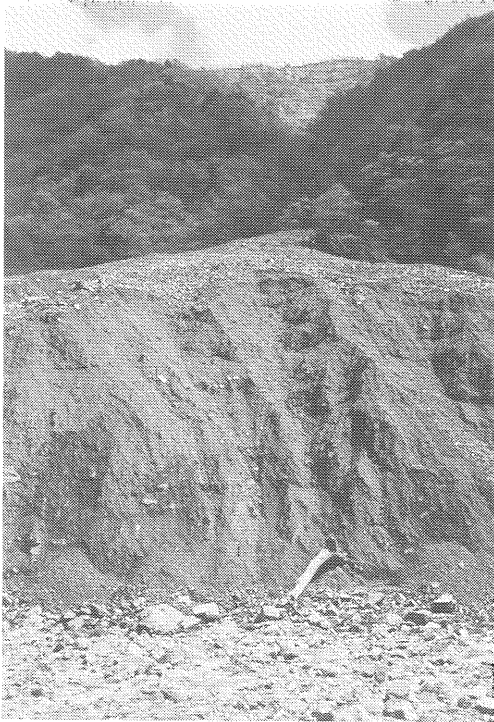


写真-23 沖積錐開析谷左岸の堆積層
(1991年11月)

写真-22 沖積錐下流端の崖に見られる沖積錐構成層
(1991年11月)
粗粒な岩屑が沖積錐表面を覆っている

うに、谷底部に残留しているわけでもない。大きな岩塊が少ない理由は、第一に、赤崩が破碎された砂岩・頁岩互層からなる斜面に位置しているために、崩壊地内で生産される大きな岩塊の絶対量そのものが少ないためであろう。写真-11や12が示すように、崩壊地内の谷底でみれば大きな岩塊が集積しているように見えるが、沖積錐上で分散してみれば、きわめて少ないという印象を受ける。

第二に、大きな岩塊は速やかに沖積錐の外に排出される可能性が高い。すなわち、流動層は逆レーディングをなしており、大きな岩塊は常に流動層の表面に出て流動する。つまり大きな岩塊にとっては流動層が一種のベルトコンベヤーとなる。ベルトコンベヤーによって岩塊はすみやかに崩壊地内から排出されて沖積錐にたどりつき、沖積錐上でもロープ表面に常にあって下流へ下流へと運ばれて、ついには沖積錐末端に到達するものと思われる。沖積錐の表面や、あるいは沖積錐を構成する堆積物中に見られる数少ない岩塊は、たまたま停止した岩塊というわけである。

さらに、基岩には節理が細かく入っていることから、岩塊が流動していく途中で機械的に破壊されて、細粒な岩屑に分かれる可能性が高い。沖積錐上で目立つ巨礫はすべて塊状の砂岩であったが、砂岩礫は機械的な破壊を免れやすいために残っているものと考えられる。

4. 勾配21°の沖積錐をつくる岩屑の流れ

4.1 ロープを形成する岩屑の流れ

ロープは沖積錐上でのみ形成されるわけではない。たとえば、35°前後の傾斜をもった崖錐斜面上でも、表層の岩屑が乾燥することによって生じる乾燥岩屑流(dry debris flow)は、明瞭なロープを形成しつつ流動し、停止部にロープが残されることが知られている(町田ほか, 1975)¹⁰⁾。砂丘の表面のように一様粒径の砂からなると見られる斜面にも乾燥岩屑流は発生して、ロープを形成するが、大小の岩屑が混合した混合砂礫の場合には縦断的分級によって大きな岩屑がロープの先端部に集中してロープの高さが高まるため、ロープは一層明瞭になるようである。一方、急勾配の浅い川の流れがつくる河床形としても(高山ほか, 1990)⁸⁾、また高速で流下する土石流の停止域の地形としても(諏訪・奥田, 1982)¹¹⁾ ロープ地形は一般的である。

4.2 流動する岩屑の停止

中高の横断形状をもって流動している土石流がその形状を保存することによってロープ地形が形成されるわけであるが、土石流が停止する原因としては、勾配の減少のように岩屑を流動させる力が減少する場合と、それに加えて、sieve depositの形成(Hooke, 1967)¹²⁾のように流動層中から水や細粒物質が抜けるなどして、岩屑層の移動度(易動度, mobility. 工学分野では移動度が用いられる)も減少する場合とが考えられる。

しかし、乾燥岩屑流の場合には、傾斜の様な崖錐斜面上で発生して停止することから、勾配が緩くなるために停止するとはいえないし、もちろん水が抜けるためでもない。急に傾けた桶に大小の砂礫を混合させた岩屑を供給して乾燥岩屑流を発生させると、砂礫が垂直的・縦断的に、さらには横断的に分級されつつ流動する様子を容易に観察できる。このような実験の結果からは、乾燥岩屑流の停止は、流動する岩屑層中の細粒岩屑の消耗によると考えられる。

すなわち、岩屑が流れると垂直的分級によって流動層の下部に比較的細粒な岩屑が集中する。細粒岩屑は下位の停止している岩屑斜面構成層(以下では停止層と呼ぶ)の凹凸を埋めて(あるいは凹凸にトラップされて)平滑な滑走面を形成する。流動層はこうして平滑になった斜面上を流動する。細粒岩屑はまさに潤滑剤のような役割を果たす。しかし、このため、流下するにつれて流動層中の細粒岩屑量は次第に減少し、ついには停止層の凹凸を埋めることができなくなる。その地点で、乾燥岩屑流は停止し、ロープが残される。

急勾配の浅い川の流れによって生じるロープも乾燥岩屑流と似たプロセスをもって形成されるものと推定される。すなわち、東河内川の1/10といった急勾配の溪流における混合砂礫の流れでは、流送されている岩屑群中から細粒の岩屑が下位の停止している砂礫層中に選択的にトラップされて除去され、流送される岩屑群は粗粒化して移動度が次第に低下し、ついには停止する。粗粒になった岩屑が堆積してロープをなすと、その地点の水深が減少するために転流が生じて、ロープが保存されるのであろうと考えられる。(高山茂美ほか, 1990)⁸⁾。

以上のように、流動している岩屑群は、外力が弱まる場合ばかりでなく、水や細粒物質が抜け出すことによって流動層の移動度が低下することによって停止し、流動時の形態であるローブが保存される。

4.3 勾配21°の斜面をつくる岩屑の流れ

21°の勾配をもつ赤崩の沖積錐を形成した岩屑の流れはどのようなものなのだろうか。21°の勾配をもった沖積錐の表面には表面水流の痕跡は認められないとはいえ、乾燥岩屑流はより急勾配の岩屑斜面を形成するから、21°の勾配をつくる岩屑流には水が関与しているに違いない。

Skempton (1964)¹³⁾ は、凝集性のない物質の間隙が水で充填された状態で流動する傾斜 θ とその物質の内部摩擦角 ϕ との間には、次式の関係があることを指摘している。

$$\tan \theta = 1/2 \tan \phi$$

ここで、 $\phi=35^\circ$ とすると、 $\theta=19^\circ$ となる。

同様に、剪断力と剪断抵抗力の釣合を考えた無限長斜面の平面すべりの発生条件（高橋，1977）¹⁴⁾ から、これが妥当であることが理解される。すなわち、間隙が水で飽和された岩屑層のすべりの発生条件は次式で表される。

$$\tan \theta \geq \{C_*(\sigma - \rho)/C_*(\sigma - \rho) + \rho\} \tan \phi$$

ここで、 θ =斜面勾配、 C_* =堆積層の岩屑の体積密度、 σ =岩屑粒子の密度、 ρ =水の密度、 ϕ =岩屑層の内部摩擦角である。

経験値から $C_*=0.6$ 、 $\phi=35^\circ$ 、 $\sigma-\rho=1.6$ とすれば、 $\theta \geq 26^\circ$ となる。

流動している岩屑の C_* の算定にはかなりの誤差が含まれることから、この値はそれほど厳密なものではない。それゆえ、水で間隙が飽和された岩屑は $19^\circ \sim 26^\circ$ 程度の勾配で流動を開始するという程度に考えておけば良いであろう。

まさに、ここで問題としている 21° という勾配はこの範囲に入っている。すなわち、乾燥していると 35° ほどの急勾配でないと流動しない岩屑層が、間隙が水で飽和されれば 21° 程度の勾配で流動する可能性が高い。赤崩の沖積錐上での岩屑流は表流水が発生せずに音をたてながらゆっくりとした（1 m/sec 程度の）速度で流動と停止とを繰り返しつつ流下するという（井川演習林の遠藤徹氏の観察による）。間隙が水で飽和された岩屑の流れは、湿潤岩屑流（wet debris flow）の一タイプとして、飽和岩屑流（saturated debris flow）と呼ぶのがよいであろう。

しかし、大きな間隙をもつ岩屑層が水で飽和されるためには、単に強い雨が降るだけでは起こりにくいと考えられる。3.6 で述べたように、ローブをなす岩屑流の最上層は透かし礫層からなるが、下位の沖積錐の堆積層の間隙は泥で充填されている。すなわち、出水時に水流中に含まれる泥が斜面上に停止している岩屑層の間隙を充填することによって、間隙は次第に埋められ、岩屑層は水で飽和されやすくなるのであろう。泥は崩壊斜面で生産されるばかりでなく、流動しつつある岩

屑の摩耗によって生じるものが多いと思われる。これは、崩壊地から供給されたばかりの岩屑には赤茶けた風化殻が付いているが、流送されて沖積錐の堆積物になった時には風化殻は除去されてしまっており、岩屑はもはや赤くないという事実から推察される。

沖積錐表面にはいくつものロープが重なりあっていることから、ほとんどの岩屑流は沖積錐下端まで継続して流下していないことが分かる。いったん流動を開始した岩屑層がなぜ途中で停止するのであろうか。すなわち、流動過程でどのようにして水が抜けるのだろうか。その原因としては、4.2で述べたように、ロープをつくる他の岩屑の流れと同様、流動すると透かし礫層からなる下位の停止層中へ流動層中の水と土砂とがトラップされることによって失われるためであろうと考えられる。

飽和岩屑流が沖積錐上を流下する時、泥が除去され、ひいては水が抜けるかどうかは、すでに堆積している沖積錐構成層の性質に支配されるに違いない。もし、沖積錐最上層が泥からなっていて、水や泥をトラップしないような状態であれば、飽和岩屑流は流動し続けるに違いない。

結局、赤崩から供給される岩屑中にもともと泥が少ないことが、飽和岩屑流による21°の岩屑斜面を形成している根本原因であるということになる。もし、透かし礫層ができないほど細粒物質が豊富にあれば、細粒物質によって岩屑層の移動度が高められ、同時に飽和状態が保たれて、岩屑流は流れ続け、その流れに対応した勾配の小さな沖積錐をつくるであろう。水量が増して、流動する岩屑層の上を水流がさらに高速で流れるようになった岩屑流(submerged debris flow)が、一般的によく知られた高速の岩屑流(土石流)なのであろう。

5. おわりに

大井川上流の赤崩と呼ばれる大規模崩壊地とその谷が大井川と合流する地点に発達する沖積錐において、岩屑の流動・堆積と地形変化についての観察を継続してきた結果、次のような知見が得られた。

(1) この地域の谷床の縦断形は勾配の異なる直線的な、しかも岩屑が岩盤を覆っている3つのセグメントからなる。すなわち、乾燥岩屑流が卓越する35°程度の勾配をもつセグメントと、水流による12°程度の勾配をもつセグメント、そしてそれらの中間に位置する21°程度の勾配をもつ直線的なセグメントである。各セグメント間には、岩盤が露出した谷底区間が挟まれる。

(2) 21°の勾配の斜面をつくる岩屑の流れは岩屑粒子間の間隙が水で飽和された飽和岩屑流である可能性が高い。飽和岩屑流の安定勾配(動的平衡勾配)が21°程度である。

(3) 飽和岩屑流は蒲鉾型の横断面形をなし、土石流堤を残しつつゆっくりとした(1 m/sec程度の)速度で表面流の発生なしに流動して、停止域にロープを残す。

(4) ロープは間隙が泥で充填された岩屑で構成されているが、表層部のみは明瞭な上方粗粒化構造をもった透かし礫層となっている。ところが、そのような堆積構造はロープが累積した沖積錐構成層中には保存されていない。

（５）この地域で飽和岩屑流が卓越する理由は、大井川上流地域が四万十層群の砂岩・頁岩互層からなり、急峻で急速に斜面が崩壊しつつあるため細粒物質（砂や泥）の生産量がきわめて少ないためであろう。すなわち、停止していた岩屑層の間隙が土砂によって充填され、水で飽和されて流動を開始しても、流動層中から水や土砂が下位の停止層中へきわめて流亡しやすいために、すぐに停止してしまうためであると考えられる。

赤崩の谷底部や押出沢などでは、谷底面直下が岩盤からなる。すなわち、岩盤が侵食されて生じた河床（岩盤侵食河床）である。それにもかかわらず、その勾配は岩屑が堆積して形成される沖積錐勾配と同じ約 21° である。このことは、飽和岩屑流がつくる斜面は、堆積斜面であれ侵食斜面であれ、 21° 程度となることを示している。約 21° という勾配は飽和岩屑流の動的平衡勾配に相当するためであること、そのために、最終的な平衡勾配はそこへ到達するまでの過程によらず、つまり侵食によってその勾配になろうと、あるいは堆積によってその勾配になろうと関係なく、飽和岩屑流の動的平衡勾配によって地形の勾配が決定されている、と結論される。

本研究では、谷床の勾配が 35° 前後の乾燥岩屑流によるセグメントから飽和岩屑流による 21° 前後のセグメントに不連続的に変化するということを指摘したが、斜面傾斜にも不連続的な分布が認められている（Carson & Kirkby, 1972；Young, 1972）^{15), 16)}。斜面勾配が連続するものではなく階層性を持って分布するということは、日本中の山地斜面を2万5千分の1の地形図や空中写真の判読によって分析した羽田野も認めている（羽田野・田中, 1989）¹⁷⁾。すなわち、斜面は傾斜の違いによって平坦面（ $<3^{\circ}$ ）、山麓斜面（ $<13^{\circ}\sim 15^{\circ}$ ）、麓屑面（中間斜面）（ $<25^{\circ}$ ）、急傾斜面（ $<35^{\circ}$ ）に区分されるという。

それぞれのセグメントを形成する岩屑の流動プロセスについて、さらには、なぜそれぞれのセグメントの勾配が急変するのかなど、今後解明すべき課題はなお多い。山地における土砂循環機構を解明するために、湿润変動帯に位置していて、毎年のように大規模な土砂移動の生じる大井川上流山地は世界的に見てもきわめて重要なフィールドであると考えられる。今後、井川演習林を利用した研究がますます盛んになることを期待したい。

謝 辞

筑波大学農林工学系の眞板秀二先生に案内されて1987年秋に赤崩を初めて訪れてから5年、筑波大学井川演習林スタッフの協力を受けて調査を継続している。現地調査には筑波大学自然学類や地球科学研究科、環境科学研究科の学生諸氏にお手伝いいただいた。記して感謝します。本研究は文部省科学研究費一般研究B「閉管路を用いた混合砂礫の運搬・堆積機構に関する研究」（代表者 松本栄次課題番号02452296）」と一般研究C「混合砂礫の流送特性と砂礫の破碎・摩耗を考慮した砂防ダム機能の評価」（代表者 眞板秀二課題番号02660152）を受けて実施された。

引用文献

- 1) 第四紀地殻変動研究グループ：第四紀地殻変動図．第四紀研究，7（4），182－187，1968
- 2) 久田健一郎・新藤静夫：岩盤クリープと崩壊・二重山稜の成因に関する考察－大井川支流小河内川流域を例として－．筑波大学大井川プロジェクト報告，山地崩壊にともなう土砂流出の機作と環境保全に関する山岳地域生態的研究Ⅱ－大井川流域の環境特性－崩壊の素因と誘因，57－67，1982
- 3) 鈴木隆介：現場技術者のための地形図読図入門，29．集団移動地形（その5．崩落地形）．測量，1982年11月号，45－54，1982
- 4) 東京営林局治山課：静岡市田代地内大井川赤崩治山全体計画調査報告書，64p，1990
- 5) 渡部 真：急勾配溪流における砂礫の流動プロセスに関する実験的研究．筑波大学地球科学研究科修士論文，55p，1991
- 6) 伊勢屋ふじこ・池田 宏・小玉芳敬：大井川上流域の大規模崩壊地における土砂移動と地形変化．文部省科研費一般研究C報告書「混合砂礫の流送特性と砂礫の破碎・摩耗を考慮した砂防ダム機能の評価」（代表者 眞板秀二 課題番号 02660152），63－98，1992
- 7) 眞板秀二：破碎帯流域における荒廃溪流の動態に関する砂防学的研究．筑波大学農林技術センター演習林報告，4，21－127，1988
- 8) 高山茂美・池田 宏・眞板秀二・伊勢屋ふじこ：河川における混合砂礫の流送機構の研究．昭和62・63・平成元年度文部省科学研究費一般研究B（代表者 高山茂美 課題番号62460235）報告書，155p，1990
- 9) 安仁屋政武：大井川上流の崩壊と土砂流出．筑波大学大井川プロジェクト報告，山地崩壊にともなう土砂流出の機作と環境保全に関する山岳地域生態的研究Ⅰ－大井川流域の環境特性－崩壊の素因と誘因，1－18，1980
- 10) 町田 貞・松本栄次・石井孝行：足尾荒廃地における崖錐の形成プロセス．地理評，48，768－763，1975
- 11) 諏訪 浩・奥田節夫：焼岳上々堀沢扇状地における土石流の堆積構造．京都大学防災研究所年報，25（B－1），307－321，1982
- 12) Hooke, R. LeB. : Processes on arid-region alluvial fans. Jour. Geology, 75, 438－460, 1967
- 13) Skempton, A. W. : The long-term stability of clay slopes. Geotechnique, 2, 75－102, 1964
- 14) 高橋 保：土石流の発生と流動に関する研究．京大防災研年報，20，B－2，405－435，1977
- 15) Carson, M. A. and Kirkby, M. J. : Hillslope Form and Process. London, Cambridge Univ. Press, 475p, 1972
- 16) Young, A. : Slopes. Edinburgh, Oliver and Boyd, 1972

- 17) 羽田野誠一・田中耕平：対談・筑波山のプロフィール．筑波応用地学談話会10周年誌，66－75，1989

Summary

Rapid uplift of mountains and deep dissection of sedimentary rocks by the Upper Oi River and its tributaries have formed steep gradient gulches. Survey work shows that gulches in this area contain three different angles of straight segments which are mantled by coarse debris. The steepest straight-slopes, at angles of about 35° , i.e. close to the angle of repose of coarse debris, are probably generated by dry debris flows. On the contrary, the lowest straight-slopes, at angles of about 12° , appear to be formed by submerged debris flows or water-induced transport of surface debris. Intermediate segment cut into bedrock, at angles of about 21° , exists between the steepest and the lowest segments. Alluvial cones developed at the foot of some gulches also stand at angles of about 21° . Field observations of sedimentation on an alluvial cone over the last 5 years suggests that the straight slopes at angles of about 21° are formed by saturated debris flows. Angles of slope at about 21° appear to coincide approximately with the threshold angle of a fully saturated debris in this area. Levee features and lobes, having heights of 0.5 m to 2 m, are well developed on the alluvial cone. Alluvial cone sediment, composed of piles of debris flow deposits, are coarse debris with a muddy matrix. Stratification is obscure, although inverse grading and open-work structures are well developed in the top unit of debris flow deposits. As the source area supplies little finer-sized debris, saturated debris flows may very possibly be generated when interstices of open-work debris layer on the slope are filled by mud, derived from sub-surface water flows during storms. Deficiency of finer-sized debris may be the cause of stop-start movement of saturated debris flows in this area.