

混合砂礫を用いた扇頂溝形成 に関する水路実験

An Experimental Study of Fan Head Trenching,
Using Sand and Gravel Mixtures

小玉 芳敬*・伊勢屋ふじこ**

Yoshinori KODAMA and Fujiko ISEYA

I はじめに

扇状地の扇頂部にしばしば河谷が形成される現象は古くから知られている (Bull, 1964a; Lustig, 1965)。従来の研究によればこの河谷の成因として、大きく2つの考え方がある (Wasson, 1977)。すなわち、①扇状地の発達過程で必然的に生じるものと、②外的環境の変化により基本的な水流のレジームが変化したために生じるものである。①としては、極端に強い降水に伴う一時的な下刻 (Bull, 1964 a; Beaty, 1974) や、土石流と水流の交互発生による下刻 (Hooke, 1967; Pierson, 1980) などが考えられている。②としては、気候変化により、土石流が多発して河谷を形成するもの (Lastig, 1965) や、地殻変動、特に傾動運動や断層変位により、河道が新たな平衡状態を目指すもの (Bull, 1964 b; Hooke, 1972) などが考えられている。しかし現地調査により観察される扇頂部での河谷が、扇状地の発達段階のどこに位置するのかを判断することは極めて難しいことである。なぜなら我々が観察できるものは、扇状地の発達過程のひとこまでしかないからである。そこで水路実験的な研究により、扇状地河道の動態を知ることが重要になる。

扇状地に関する実験的な研究としては、Hooke

(1967) と Weaver and Schumm (1974) がある。前者は、乾燥地域での土石流扇状地を意識したもので、後者は、湿潤地域での恒常水流の作用で形成される扇状地を意識したものである。両研究とも主に扇状地の発達過程を扱っている。そのなかで扇頂部における河道の下刻現象 (fan head incision, fan head trenching) に関する記載がある。

Hooke (1967) によれば、土石流扇状地では扇頂部に河谷が形成されている状態 (fan head incision) が普通である。わが国の小型急勾配の土石流扇状地における長年にわたる観測結果からも、土石流の流下に伴う扇頂部の河谷形成が詳しく調べられている (芦田, 1985)。

一方、Weaver and Schumm (1974) の実験は、河川の作用が卓越した大型緩勾配の扇状地では、たとえ流量が一定であっても扇頂部において周期的に下刻現象が生じることを指摘した。そしてこの現象を fan head trenching (扇頂溝形成) に相当するものとみなした。

Weaver and Schumm (1974) は、扇頂溝形成の原因として、threshold slope の存在を考えた。すなわち、扇頂部付近では普通河床が上昇して河床勾配は徐々に急になる。この時、峡谷の出口にも砂礫が堆積して谷底平野が形成される。そして扇頂部で

* 筑波大学・院・地球科学研究科 ** 筑波大学水理実験センター

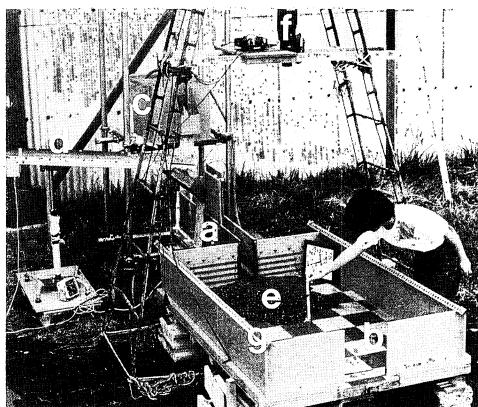
の河床勾配があるしきい値に達すると、突然河川の下刻が生じて河床勾配が緩くなる。この扇頂部での河床低下にともない、峡谷部にも下刻がおよぶ。その結果多量の砂礫が河道内に投入され、そのためには再び河床は上昇傾向に変わる。このようにして、周期的に扇頂溝が刻まれるものと考えた。しかし threshold slope が、いったいどのようにして決まるものかは全くわかっていない。

扇頂溝が河床勾配の時間的な変動により形成されるとすると、砂礫の動きやすさ (mobility) の変動と密接に関わっていることが考えられる。砂礫の動きやすさに強い影響を与えるものとして、砂礫の混合比率が重要であることが池田 (1984), Ikeda (1984) や Ikeda and Iseya (1986) により指摘されている。そこで本研究の目的は、砂礫の混合比率のみを変えることで扇状地の発達過程が、流送砂礫の混合比率により、どの様に違うものかを水路実験で明らかにすることである。そして扇頂溝に似た現象が生じたら、その形成過程を探ることである。

II 実験方法

1) 実験装置

実験装置は、高水槽・給砂礫用のミニベルトコンベア・連続した2つの水路からなる (第1図)。上流側の水路 (第1図, a) は、幅8cm・深さ30cm・長さ90cmの直線水路で、砂礫の堆積・流送過程を側面からも観察できるように透明な塩化ビニ



第1図 実験装置

ル製にした。下流側の水路 (第1図, b) は、幅113cm・深さ30cm・長さ172cmの箱型平面水路である。この平面水路の上流側中央に直線水路をまっすぐに接続してある。この接合部分には、漏水防止を兼ねて油粘土を使用した。平面水路の下流端中央には、幅24.5cmの排水口がある。平面水路は水平に固定し、直線水路はジャッキにより水路床勾配を自由に調節できる。

高水槽 (第1図, c) から一定量の水を流し、直線水路の上流端に設けた整流槽に導く。水は直線水路、続いて平面水路を流下して排水口より流れ出る。砂礫はミニベルトコンベア (第1図, d) により整流槽のすぐ下流側に投入される。

直線水路部分は、野外の山地区間すなわち河川の峡谷部に、平面水路部分は平野部に相当する。直線水路内を流下してきた砂礫は、平面水路の入口付近に堆積して扇状地状の地形を形成する (第1図, e)。

水路上方には、8ミリビデオとカメラ (第1図, f) をセットして扇状地が発達していく様子を連続的に追跡した。平面水路の水路床には20cm間隔の格子が着色され、写真判読時の目印となる。平面水路側壁の頂部には、測定台車用のレールを設け (第1図, g)、台車を水路の縦・横断方向に容易に動かすことができる。また2つの水路ともに流下距離を示す目盛りをつけた。その起点は両水路の接合点とした。つまり直線水路側の流下距離は負の値になる。

2) 実験の手順と測定方法

実験に用いた砂礫は、池田 (1984) の使用したものとの同一である。礫の中央粒径は2.6mm、砂は0.37mmである。供給砂礫量と流量は、全ての実験につき一定にした。そして供給される砂と礫の混合比率のみを変えて実験を行った。

供給される砂と礫の合計重量は10g/secである。まずミニベルトコンベアの回転速度を一定に調節した。そしてねらった混合比率で砂礫が定常供給されるように、乾燥した砂と礫をあらかじめ別々に重量調節しておく。ミニベルトコンベアの一定長さ内に、準備した砂と礫を均等に敷き詰め、砂礫の供

給が進んだら次の一定長さ内に同様に砂と礫を均等に敷き詰めた。この操作をくりかえすことにより混合比率一定の砂礫を連続的に供給した。流量は 400 cc/sec である。

全ての実験において平面水路下流端の排水口に一定高さの堰を設けて、1 cm 程の水深で水をはった。これは砂礫の堆積を助けるためと、扇状地下流端の基準高を一定に保つためである。高水槽から水を直線水路の上流端に流すとほぼ同時に、砂礫の供給を開始した。はじめのうち直線水路の勾配は緩くしておき、砂礫の堆積を促進させた。そして直線水路出口辺りの砂礫堆積面と直線水路内の砂礫堆積面が連續したあとで、直線水路側の水路床勾配を予備実験によりわかっている平衡勾配に徐々に近づけた。各実験ともこの操作は、通水開始後 20 分以内に終了した。その後は定常状態で実験を続けた。

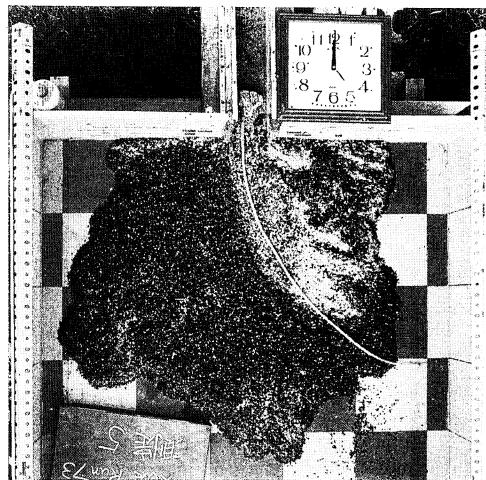
途中適宜に実験を中断してはポイントゲージとレベルを用いて砂礫堆積面の縦・横断形態を測定した。実験を中断するときは、ミニベルトコンベアーの電源を切ると同時に高水槽からの水も水路外にはずした。縦断形の測定では 1 cm 間隔の目盛りを入れたひもで測線を決定した。測定時には同時に平面写真も撮影した（第 2 図）。またこれらの写真から砂礫の平面的な分級も判読した。

等高線の計測方法は次のようにある。平面水路の下流堰を高くしておき、下流側から静かにポスターカラーで着色した水を注入した。その際、砂礫の堆積形態が崩れないように注意した。水深が 5 mm 増す毎に水路上方にセットされたカメラで平面写真を撮影した（第 3 図）。これらの写真から 5 mm 間隔の等高線を容易に描くことができる。

全ての実験を通じて通水中の様子を 8 ミリビデオで常時撮影した。礫が 7 割、砂が 3 割の混合比率の実験では、テープレコーダーと 8 ミリビデオを利用して、砂礫の流送状態の時間・空間的な変化を追跡した。

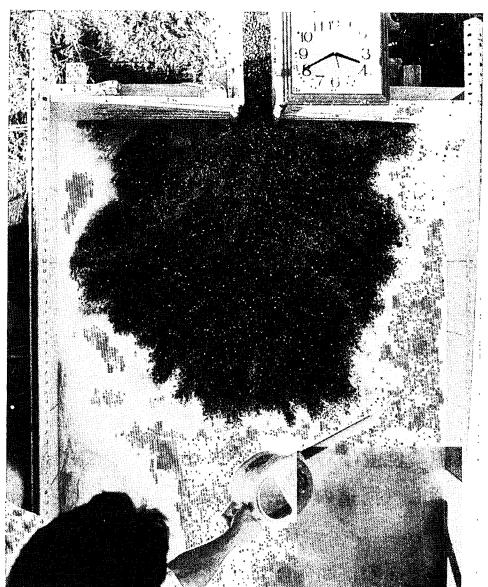
III 砂礫の混合比率による扇状地の発達過程の違い

砂礫の供給量や流量は全ての実験で一定であるにもかかわらず、供給される砂礫の質的な違い、つまり



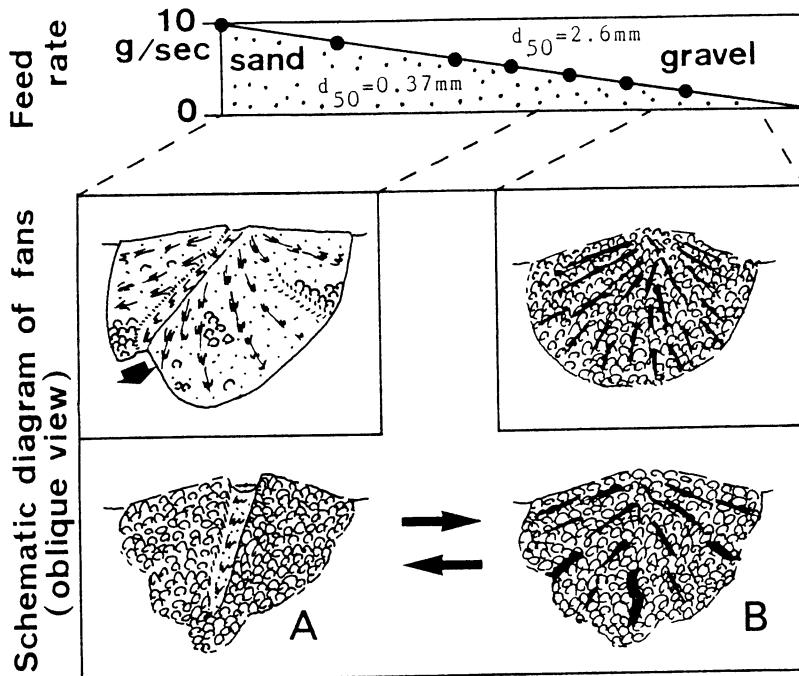
第 2 図 砂礫の平面的な分級状態

扇状地面におかれひもは、主流路が流れていた方向を示す。これを河床縦断の測線とした。



第 3 図 等高線の測定

り混合比率の違いにより扇状地の発達過程および形態が異なった。砂礫の混合比率を第 4 図上に黒丸で示すように 7 通りに変えて実験を行った。その結果、扇状地の発達過程が 3 つのタイプに分けられることがわかった。第 4 図下に模式図で示してある。



第4図 砂礫の混合比率による扇状地の発達過程の違い

1) 砂が多い場合

砂が5割以上を占めるとき、扇状地上では常に浅い河道が形成されている。水流と砂礫の大半は河道内を流下するが、一部は河道から溢れて扇状地面上を面的に流れる。扇状地面上に運ばれた砂礫は、時々転動する程度で、大局的には扇状地面上に堆積する傾向にある。深い河道内では砂礫が盛んに流送され、扇状地末端部に三角州状に堆積する。その結果河道の位置は右から左へ、また左から右へと徐々に変遷し（河道の首振り現象）、扇状地が発達していく。

扇状地面の縦断勾配は1度程度で緩い。また扇状地表面は大半が砂で覆われており、所々に礫が孤立して点在する。河道末端に形成される三角州状の堆積部分では始め礫がちであるが、首振り現象により河道が離れるに従い砂のみが流送されてきて、礫と砂の間隙が次第に砂で満たされていく。

2) 砂が少ない場合

礫が8割以上を占めるとき、河道は不明瞭で常に

面状洪水を呈している。扇状地全面に砂礫の供給があり、全面が次第に上昇する。そのため扇状地は同心円状に発達する。扇状地面の縦断勾配は、2度以上と急である。扇状地表面は礫がほぼ全面を覆い、礫と礫の間隙が砂で満たされていない透かし礫層の部分も広く分布する。

試しに礫10割の実験をしてみた。堆積が進むにつれて表面流が発生しなくなり、水はすべて伏流して堆積物前縁から均等に流れ出た。こうなると礫の移動は、安息勾配をこえでは崩れる重力の作用により、流水の影響は少なくなった。

3) 砂が適度にある場合

砂が3~4割、礫が6~7割を占めるとき、次に述べる2つの状態を交互に繰り返しながら扇状地が発達した。つまり礫が8割以上を占める場合と同様に河道が不明瞭で面状洪水を呈しているとき（第4図下、B；第5図、B）と、扇頂部分で下刻が生じ、1本の線状河道が形成されるとき（第4図下、A；第5図、A）とを交互に繰り返した。前者のとき、砂



第5図 一本の河道形成時と面状洪水時の平面写真
流水のトレーサーとして、着色した水を流している。

礫は扇状地全面にはば均等に運ばれ全面が次第に上昇する。扇状地表面では礫がほぼ全面を覆う。後者のとき、水流は下刻が生じた部分に集中して、扇状地面の他の部分は完全に離水する。こうして形成された1本の河道内を砂礫が盛んに流送される。そしてこの河道の下流端に砂礫を堆積して、局的に扇状地面を広げる。

水流が面的に流れているとき扇状地面の縦断勾配は、礫が8割以上を占める場合と同様に急である。逆に急激な下刻が生じて一本の河道が刻まれたときの河床縦断勾配は、砂が5割以上を占める場合と同様に緩い。このことは、扇頂部の一点で考えれば、砂礫の堆積期、つまり河床の上昇期と、砂礫の侵食期、つまり河床の低下期とが、交互に繰り返されることを意味する。

これら2つの状態を交互に繰り返すことは、Weaver and Schumm (1974) の実験で報告されている周期的な下刻現象と類似している。彼らはこの現象を野外で実際に起きている扇頂溝 (fan head trench) に当たるものと述べた。本研究においてもこの周期的な下刻現象により形成される一本の河道を扇頂溝と呼ぶ。以上のことから流送砂礫の混合比率が、扇頂溝形成の一つの原因になりうることがわかった。

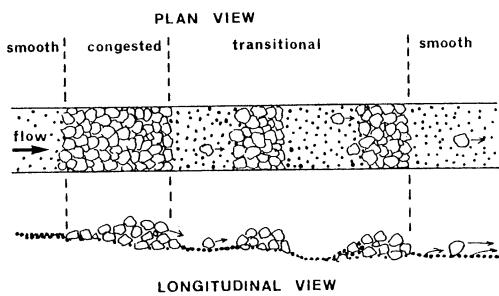
IV 流送砂礫の縦断的な分級と扇頂溝の形成・埋積過程

1) 流送砂礫の縦断的な分級

扇頂溝が形成される条件となる砂礫の混合比率のとき、直線水路内において池田・伊勢屋 (1986) の指摘した流送砂礫の縦断的分級が顕著に生じた。第6図にその様子を模式的に示した。この模式縦断図は、河床表面の流送砂礫部分のみを描いており、この下には当然砂礫が堆積している。

流送砂礫の縦断的分級とは、礫だけが集まって礫と礫が噛み合って堆積し、透かし礫層を形成する区間 (congested) と、河床表面が砂で覆われ滑面を成し、砂と礫がそれぞれ勢いよく流送される区間 (smooth)，さらにこれら2つの中間的な性質を持つ区間 (transitional) が、上下流に配列することをいう。しかもこの配列状態は徐々に流下する。なお transitional な区間では、礫は jam を形成してしばしば anti-dune となる。

この流送砂礫の縦断的分級は、直線水路内だけでなく、扇状地面上でも認められた。すなわち面的な水流のときにも砂礫が最も盛んに流送される主流部分が存在し、そこでは流送砂礫の縦断的分級が認められた。また実験を中断して水を止めたとき、その



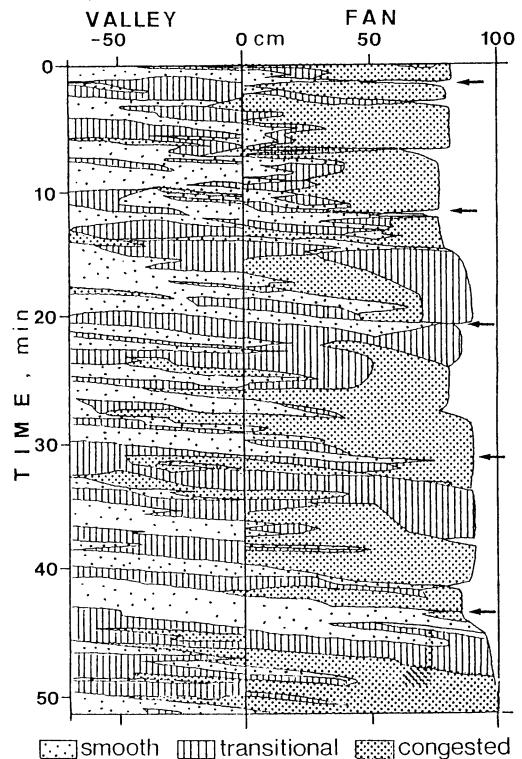
第6図 流送砂礫の縦断的分級の様子を示す模式図

直前の流送砂礫の状態は、砂礫の平面的な分級状態としてよく保存された。

砂礫の縦断的分級と扇頂溝の形成がどのように関わっているかを探るために、扇頂溝が最も顕著に形成された、砂が3割、礫が7割の混合比率の実験について詳しく調べた。扇状地部分の砂礫の縦断的な分級の様子に関しては、特に主流が流れる部分に注目して8ミリビデオの映像からその変化過程を調べた。congestedな区間の上流側からsmoothな区間が張り出していくとき、その境界は映像からも明瞭に読み取ることができる。峡谷部分（直線水路部分）に関しては、実験中テープレコーダーを用いて、随時その様子を音声で記録した。実験開始からの通水時間で、61分44秒から113分3秒までの51分19秒間にわたってこれらのデータを解析した。それは、この時間帯が実験中最も顕著に扇頂溝が確認できたためである。その結果を第7図に示す。流下距離0cmの所を境に砂礫の流送状態が不連続になることがあるが、これは音声記録時と映像からの解析時におけるtransitionalな区間の認定誤差である。つまりtransitionalな区間には、congestedに近いものからsmoothに近いものまで含まれている。

2) 周期的に形成される扇頂溝

第7図の横軸は、峡谷部の出口を起点とした流下距離で、縦軸は経過時間である。この図は、流送砂礫の状態の時間・空間的な変化を示す一種の走時曲線になる。扇状地末端部での凹凸は、扇状地面上での主流路の首振り現象と扇状地面積の拡大を反映し



第7図 主流に沿う流送砂礫の時間・空間分布図

ている。全体的な傾向としては、通水時間とともに扇状地の面積が段階的に大きくなっていることがわかる。

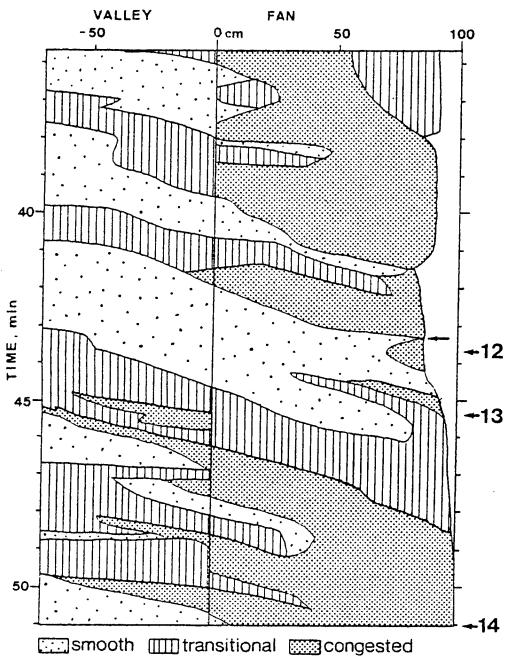
扇状地末端部の矢印は、まさに扇頂部分で急激な下刻が生じて一本の河道となり、扇頂溝を形成したときを示している。このように約10分の間隔でかなり周期的に扇頂溝が形成されている。ただし扇状地の規模が大きくなるにしたがって、周期が次第に長くなっている。

3) 扇頂溝の形成過程

流送砂礫の分級状態と扇頂溝の形成過程の関係を見るためには、第7図は縦軸を詰め過ぎている。そこで最後の約15分間を拡大して第8図に示す。この15分間は、面的な流れの状態から扇頂溝が形成されて一本の河道となり、その扇頂溝が次第に埋められて再び面的な状態に戻るまでの1サイクルの典型である。

第8図において時間断面は、その時の主流に沿う流送砂礫の縦断的分級の状態を示す。時間を追うと、砂礫の縦断的な分級状態の配列が、徐々に下流方向に流下していることがわかる。

峡谷部においては、smoothな区間とtransitionalな区間が上下流交互に配列している。そして扇頂溝が形成された後では、congestedな区間も現れる。扇頂付近の状態は基本的には峡谷部出口の状態を引き継いだものである。つまり、峡谷部出口にsmoothな区間が到達すると、扇頂部にもそのsmoothな区間が張り出していく。しかしそのsmoothな区間がそのまま下流に伸びることはなく、礫がちな部分に追いやられるかのようにやがてsmoothな区間は退散してしまう。そして再びsmoothな区間が峡谷の出口にさしかかると、扇頂部にも再びsmoothな区間が張り出していく。しかも今度は先ほどよりもより下流方向にまで伸びる。



第8図 主流に沿う流送砂礫の時間・空間分布図
第7図の一部を拡大したもの。12, 13, 14
は第9・10図の数字と対応する。

このようなことを何度か繰り返しているとき、smoothな区間を流下してきた多量の砂は扇状地表面の礫と礫の間隙を埋めるのに使われている様子が観察された。smoothな区間がより下流方向にまで伸びることは、礫の間隙が上流側から次第に砂で満たされてきていることを意味する。smoothな区間が扇頂部に現れては消えてを繰り返しているとき、流水は扇状地全面を面状に流れている。

扇頂部付近の礫の間隙が充分に砂で満たされたとき峡谷部出口に新たにsmoothな区間が現れると、それをきっかけとして河床表面の礫が前方へ前方へとめくられるようにして流下しはじめる。するとそれまで礫の間隙に蓄えられてきた砂までもが放出される。そして上流からの砂と合わさり、流送砂礫の砂礫混合比率が一時的に砂がちになる。そのため砂礫のmobilityが高まり、より緩い勾配でも砂礫が運ばれる条件を満たす(池田, 1984; Ikeda, 1984; Ikeda and Iseya, 1986)。その結果、緩い勾配をめざして、扇頂部付近から下流方向に河床の低下が生じる。扇頂部で河床の低下が生じると、峡谷部にもその影響がおよび砂礫量が増える。しかしここでも礫の間隙に蓄えられてきた砂までもが放出されるため、流送砂礫は砂がちになる。また扇頂溝が刻まれることにより、これまで発散していた流水が一本の河道内に集中する。これらの関係から扇頂溝内は緩い勾配であるにもかかわらず多量の砂礫を流下させることができる。

4) 扇頂溝の埋積過程

扇頂溝内を流送された多量の砂礫は扇端部に堆積して、扇状地面を下流方向に広げる。そのとき礫が砂よりも速く運ばれてくるため、末端部には礫と礫が噛み合った透かし礫層が形成される。その結果mobilityが低下して急激に河床上昇を引き起こす。こうして下流側から扇頂溝の埋積が始まり、次第に上流側へ伝播する。これとほぼ同時に、峡谷部でも次第に砂が不足しはじめcongestedな状態が現れる。そのためここでも砂礫のmobilityが低下して、河床が上昇を始める。扇頂溝の埋積が進み河道深が小さくなつたところから、流水は面的に発散する。そして最終的には扇状地面は、礫がちで面状洪水の

状態になり急勾配に落ち着く。

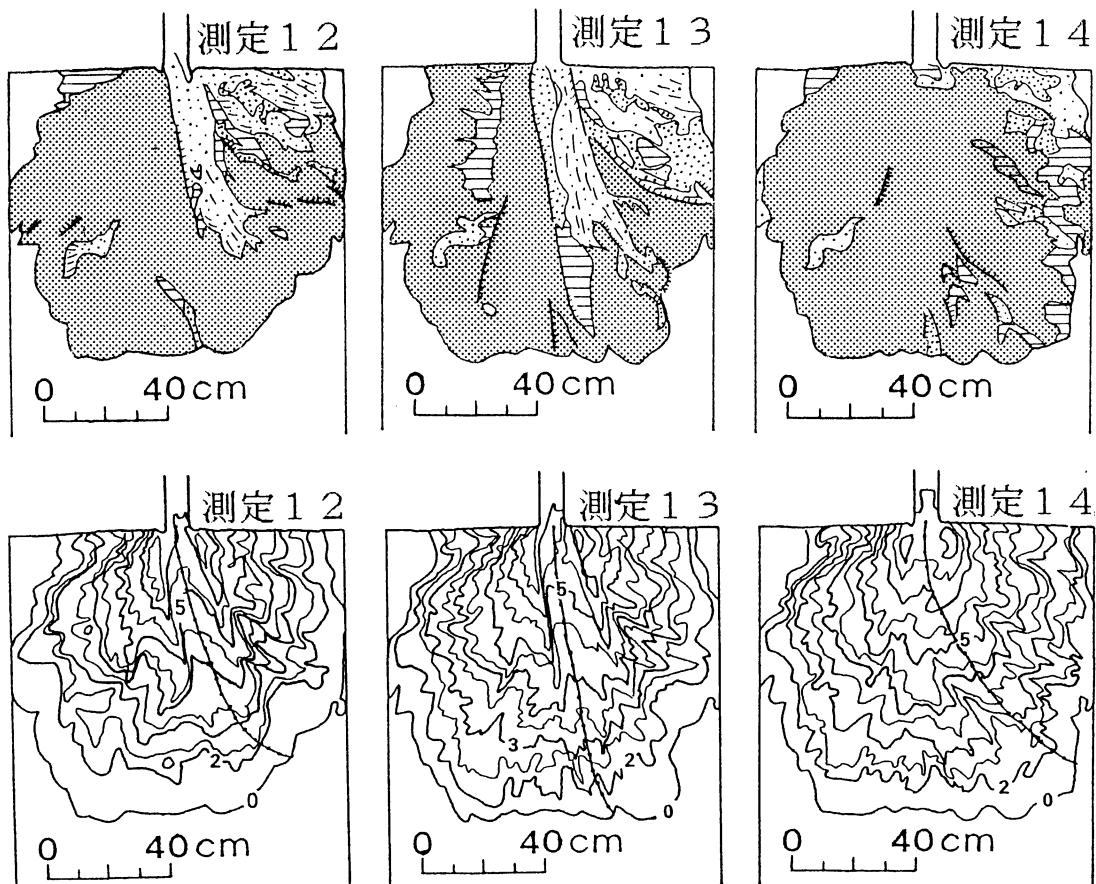
扇頂溝が形成された直後（第8図、12）と、扇状地前縁が下流方向に伸びた時点（同13）、さらに扇頂溝が完全に埋積されて、水流が面的に流れた時点（同14）で各々実験を中断した。そして、扇状地面上での砂礫の平面的な分級状態を調べ、5 mm間隔の等高線、河床縦断形と扇頂溝の横断形を測定した。その結果を第9図と第10図に示す。なお河床縦断形の測線は主流に沿ってとり、横断形の測線は平面水路の横断方向に10 cm間隔でとった。

第9図より扇頂溝が刻まれたとき、その河道内は砂がちな状態であることがわかる。また離水した扇

状地面は礫で覆われている。測定14で流水が面的になったとき、扇状地面はほぼ全面礫で覆われる。そしてこの礫と礫の間隙に次第に砂が貯留されていく。

第10図の横断形は、各断面の基準高を一定間隔ずらして描いた。各横断の横の数字は流下距離(cm)で測線の位置を示す。これらは下流側から見た投影横断図である。このように扇頂溝の幅は15 cm前後、深さは最大2.8 cm程である（第11図）。

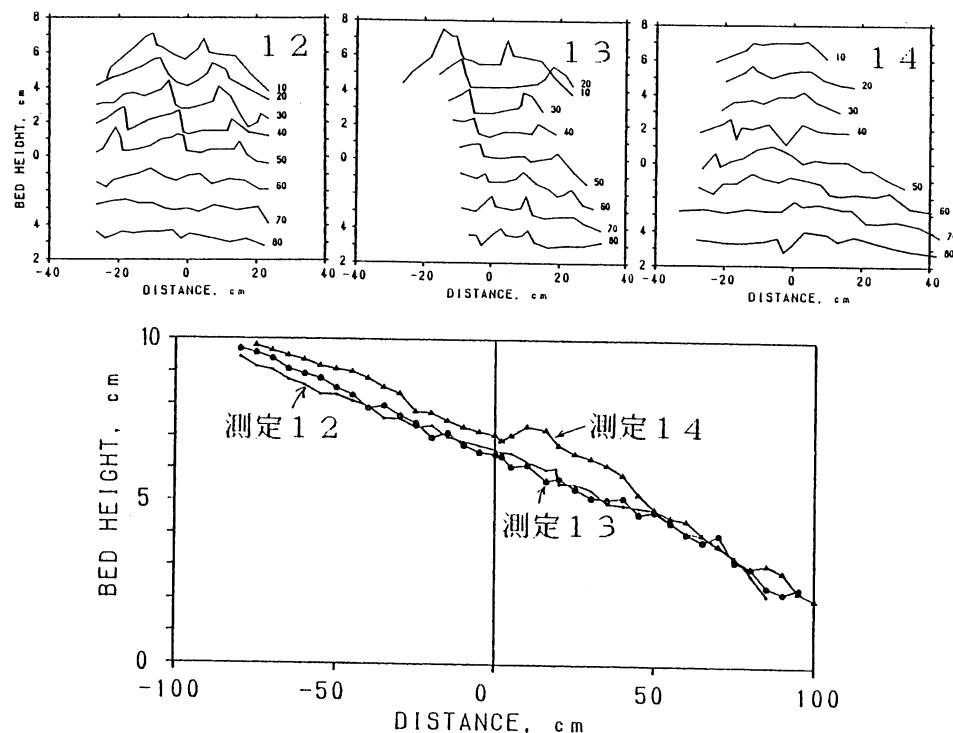
縦断形を比べてみると、扇頂溝が刻まれてsmoothな状態で砂礫が流送されているとき（測定12、13）の勾配は、峡谷部から扇状地部にかけてほ



第9図 砂礫の平面的な分級と扇状地の地形

上 ドット：礫が点在する砂面、横線：礫がjamをつくる区域、網：礫面

下 等高線の数字はcm単位、等高線を横切る線は、第10図の縦断測線を示す。



第10図 河床縦断形と主流路付近の横断形



第11図 測定13における扇頂溝
下流側から写す。

ば一定で緩い。しかし、扇頂溝が完全に埋め戻されて流水が面的になり、さらに扇状地表面が礫がちになる（測定14）と、河床勾配が急になっている。測定14で峡谷内の勾配は扇状地部のそれよりも緩い。これは峡谷部分ではsmoothな状態にあり砂礫のmobilityが高いためである。

V 考 察

Weaver and Schumm (1974) が考えた threshold slopeは、礫と礫が噛み合った congestedな状態で、上流から運ばれてくるのと同じだけの礫が下流に運ばれていくのに必要な勾配に相当するものと考えられる。つまり、扇頂溝が形成された後、砂が不足しあじめ礫のmobilityが低下すると、礫の堆積がすすみ透かし礫層が形成される。このとき砂は礫と礫の間隙を埋めるのに使われる。ここで重要なことは、礫が堆積することによって生ずる間隙が、

運ばれてくる砂の量よりも少し大きいことである。ここで砂礫の混合比率が鍵を握る。勾配が急になるに従い流下する礫の量が増える。そのため礫の堆積にともない新たに形成される間隙の量が減る。その結果時間とともに徐々に間隙が砂で満たされて、遂には礫の間隙がほぼ砂で埋まる。こうしてはじめて砂礫の mobility に急変を引き起こすための条件が整ったことになる。

砂の混合比率が大きすぎるとき、礫が作る間隙はすぐに砂で満たされてしまい congested な状態に発展しない。そのために砂礫の mobility はいつも高く、河床勾配の緩い河道が勾配の緩い扇状地を形成するものと考えられる。逆に砂の混合比率が小さすぎるとき、礫が作る間隙を埋めつくすに充分な砂がなく、長く congested な状態が維持される。そのために砂礫の mobility はいつも低く、河床勾配の急な河道が勾配の急な扇状地を形成するものと考えられる。そして礫の堆積にともなってできる間隙の量よりも、砂の量がほんの少し少ないと、礫の間隙が砂で満たされる時期とそうでない時期とが交互に訪れる。それにより河床勾配の蝶番運動が引き起こされるものと考える。

本実験では扇頂溝は、通水開始一時間後くらいから、その形態がはっきりとした。つまり、それまでにも砂礫の流送様式の違いを反映した緩勾配化は、周期的に発生していた。しかし扇状地が小さく河道の長さが短いために、扇頂付近で充分な河床低下量としてあらわれず、そのために水流も集中することなく顕著な下刻が生じなかったものと思われる。

VI おわりに

供給する砂礫の量と流量は一定にして、供給する砂礫の混合比率を 7 通りに変えて扇状地の発達過程を観察した。その結果、砂が 3~4 割・礫が 6~7 割の混合比率の時、扇状地が発達する過程で扇頂溝に類似した現象が生じた。つまり扇頂部付近でかなり周期的に河道の下刻およびその埋積が生じた。このことは、河床勾配に注目すると緩い時期と急な時期とが交互に現れる蝶番運動に相当する。この河床勾配の蝶番運動は、砂が 5 割以上を占める場合および

礫が 8 割以上を占める場合には起こらなかった。

そこで砂が 3 割・礫が 7 割の混合比率の実験で、扇頂溝の形成される過程を詳しく調べた。この混合比率の時、直線水路区間（峡谷部）で流送砂礫の縦断的な分級が最も顕著に生じた。しかし、峡谷内の縦断的な分級と扇頂溝の形成は 1 対 1 には対応しなかった。

河床勾配が急な時期、扇状地面上では面状に流れが発散している。このとき扇状地表面はほぼ全面を礫で覆われている。峡谷部出口に smooth な区間が到達すると扇頂部にも smooth な区間が張り出していく。しかし smooth な区間から多量に流送してきた砂は、礫と礫の間隙を埋めるのに使われてしまう。そのために、smooth な区間はそのまま下流方向には伸びず、じきに退散してしまう。そして再び峡谷の出口に smooth な区間が到達すると、扇状地面上にも smooth な区間が張り出し、先ほどよりもより下流にまで伸びる。しかしこれもやがて退散してしまう。このように何度も smooth な区間が張り出していくたびに、扇状地表面の礫と礫の間隙には砂が次第に貯留されていく。

こうして扇頂部付近を中心に礫の間隙に砂が充分に蓄えられた状態の時、峡谷部出口に smooth な区間が到達すると、それをきっかけとして河床表面の礫が剥離されるように流下し、それまで礫の間隙に貯留してきた砂が一気に放出される。そのために、流送砂礫の混合比率が一時的に砂がちになる。そして砂礫の mobility が高まり、緩い勾配でも多量の砂礫を運ぶことができるようになる。その結果扇頂溝が刻まれた。

以上のことから湿潤地域の恒常流水の作用が卓越する大型緩勾配の扇状地における扇頂溝の形成を考える際には、砂礫の流送特性に強い影響力をもつ「流送砂礫の混合比率」が、一つの重要な要因になりうるものと考える。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、筑波大学地球科学系の池田宏先生に終始有益なご助言を頂きました。また実験装置やその材料に関しても便宜をはかって頂き

ました。深く感謝いたします。実験装置の作成および設置にあたっては、筑波大学水理実験センターの飯島英夫技官にご助力頂きました。地形学演習をはじめとして機会ある毎に助言を頂いた、地球科学系地形学分野の諸先生方ならびに院生諸氏に深く感謝いたします。

文 献

- 池田 宏 (1984) : 二粒径混合砂礫の流送に関する水路実験. 筑波大学水理実験センター報告, 8, 1-15.
- 池田 宏・伊勢屋ふじこ (1986) : 混合砂礫の流送に伴う縦断的分級. 第30回水理講演会論文集, 土木学会, 217-222.
- 芦田和男 (1985) : 『扇状地の土砂災害—発生機構と防止軽減』古今書院, 224 p.
- Beatty, C. B. (1970) : Age and estimated rate of accumulation of an alluvial fan, White Mountains, California. *U. S. A. Amer. J. Sci.*, **268**, 50-77.
- Beatty, C. B. (1974) : Debris flows, alluvial fans, and a revitalized catastrophism. *Z. Geomorph. Suppl.*, **21**, 39-51.
- Bull, W. E. (1964a) : History and causes of channel trenching in western Fresno country, California. *Amer. J. Sci.*, **262**, 249-258.
- Bull, W. E. (1964b) : Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno country, California. *U. S. Geol. Survey Professional Pap.*, **352-E**, 129p.
- Hooke, R. Le B. (1967) : Processes on arid-region alluvial fans. *J. Geol.*, **75**, 438-460.
- Hooke, R. Le B. (1972) : Geomorphic evidence for late-Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death valley, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 2073-2098.
- Ikeda, H. (1984) : Flume experiments on the causes of superior mobility of sediment mixtures. *Annual Report of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, **10**, 53-56.
- Ikeda, H. and Iseya, F. (1987) : Thresholds in the mobility of sediment mixtures. Gardiner, V. ed. : *International Geomorphology 1986 Part I*, John Wiley & Sons, 561-570.
- Lustig, L. K. (1965) : Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California. *U. S. Geol. Survey Professional Pap.*, **352-F**, 131-192.
- Pierson, T. C. (1980) : Erosion and deposition by debris flow at Mt. Thomas, North Canterbury, New Zealand. *Earth Surface Processes*, **5**, 227-247.
- Wasson, R. J. (1977) : Catchment processes and the evolution of alluvial fans in the lower Derwent valley, Tasmania. *Z. Geomorph. N. F.*, **21**, 147-168.
- Weaver, W. E. and Schumm, S. A. (1974) : Fan-head trenching : An example of a geomorphic threshold. *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs*, **6**, 481.