

# 山地河川の地形と土砂移動プロセス

島 津 弘

## 1. はじめに

河川は水の通り道であるとともに、土砂の通り道である。日本では、山地において崩壊、地すべり、侵食などによって生産された土砂のほとんどが河川を通過して海まで到達する。その土砂は重力の作用と河川の侵食・運搬・堆積の作用を受けて、動いたり止まったりをくり返し、自らもその大きさや形を変化させながら移動する。土砂は移動の途中で、その移動の仕方や土砂そのものの性質に応じたさまざまな地形を形成し、人間や動植物の生活の場をつくり、あるいはさまざまなタイプの災害を引き起こす。したがって、河川のどこでどのように土砂は移動するのか、すなわち場所と土砂移動プロセスの関係を研究することは、地形の形成過程、河川やそのまわりにすむ動植物の生態、河川に関わる災害のタイプや大きさを知るためには重要である。筆者は、今まで山間地域を流れ、途中で数多くの支流が合流して土砂と水が供給される山地河川の地形と土砂移動プロセスの関係について研究を進めてきた。また現在、河辺植生の形成と地形形成、土砂移動プロセスの関係について研究を行っている。そこで、筆者が行ってきた研究と現在進行中の研究をもとにして、日本の山地河川の土砂移動プロセスとその特徴について地形との関係からまとめることを本稿の目的とする。なお、本稿のテーマを日本で発生する土砂移動プロセスの特性を記述することに絞ったことと紙数の都合により、それぞれの問題についての詳細な研究史については省略した。

## 2. 礫径変化と河床形態から土砂移動の様子を復元する

土砂移動プロセスに関する研究には、現象を直接観測する観測的アプローチ、力学の理論から演繹する理論的アプローチ、模型実験を中心とした室内実験的アプローチ、実際の河川でサンプル土砂などの移動を測定する野外実験的アプローチ、地形・堆積物から推定する地形学・堆積学的アプローチがある。土砂移動の様子を知るためには、土砂の移動を実際に観察・観測する観測的アプローチが最もよい。土石流が頻発する火山を開析する谷では、ビデオ撮影による土石流の観察が1970年頃から行われるようになり（奥田ほか，1972；諏訪，1992など）、土石流に関する研究が進展してきた。しかし、一般の河川や小溪流では土砂移動の観察はきわめて困難である。それは、地形変化を起こすような土砂移動は数年から100年以上に一度しか発生しないことや、水中を移動する土砂を直接観察することは難しいからである。一方、理論的アプローチや実験的アプローチにも、実際の現象が理論や実験のように単純ではない、岩石の風化などといった時間の要素が入らないという問題点がある。

一方、移動している土砂は堆積するとき移動のプロセスを反映した地形を形成する。また、河床堆積物の粒径は動いている土砂の性質を示している。さらに、河床堆積物の形態や岩質、下流方向への粒径変化は土砂がどこから運ばれてきてどのような作用を受けているかを示している。以上のことから、河床や氾濫原の地形と堆積物を調べる地形学・堆積学的アプローチは、実際に観察が難しい土砂移動プロセスを明らかにするために有効であるといえる。実際にはこのアプローチに、そのほかのアプローチによる成果を加えて検討することが必要である。

次に、筆者が地形学・堆積学的アプローチによる調査から明らかにしてきた日本の山地河川における土砂移動プロセスについて述べる。

## 3. 河床の堆積物・地形と土砂移動プロセス

日本の山地河川は急な勾配と激しい土砂移動で特徴づけられる。多摩川や荒

川では、下流に形成される扇状地の扇頂（それぞれ青梅，寄居）より上流側へ遡ると，V字型の深い谷や谷底に堆積している巨大な岩塊や礫をみることができ。また，それらの河川の支流は急勾配で，巨大な岩塊や礫が折り重なって堆積していたり，小規模な滝が連続して見られることも少なくない。また，石川県の手取川上流のように，とてつもなく大きな岩塊が河原の真ん中に堆積していることもある。一方，長野県上高地の梓川のように急峻な斜面に挟まれ，崩壊などが頻発しているにもかかわらず河床には巨大な礫が見られない河川もある。さらに，巨大崩壊にともなって生じる谷の地形をも大きく変える大規模な土砂移動が日本のどこかで数十年から100年に一度程度の頻度で発生する。このように，河床の地形，堆積物は河川あるいは河川の区間ごとにより異なる特徴を持っていることがわかる。そこで，本章では4つのタイプの河川と区間を取り上げ，それぞれの場所で卓越する土砂移動プロセスについて述べていく。次章ではそれらをふまえ，日本の山地河川流域で一般的にみられる源流付近から下流までの土砂移動プロセスの変化とそれとは異なる上高地に特徴的な土砂移動プロセスについて検討する。

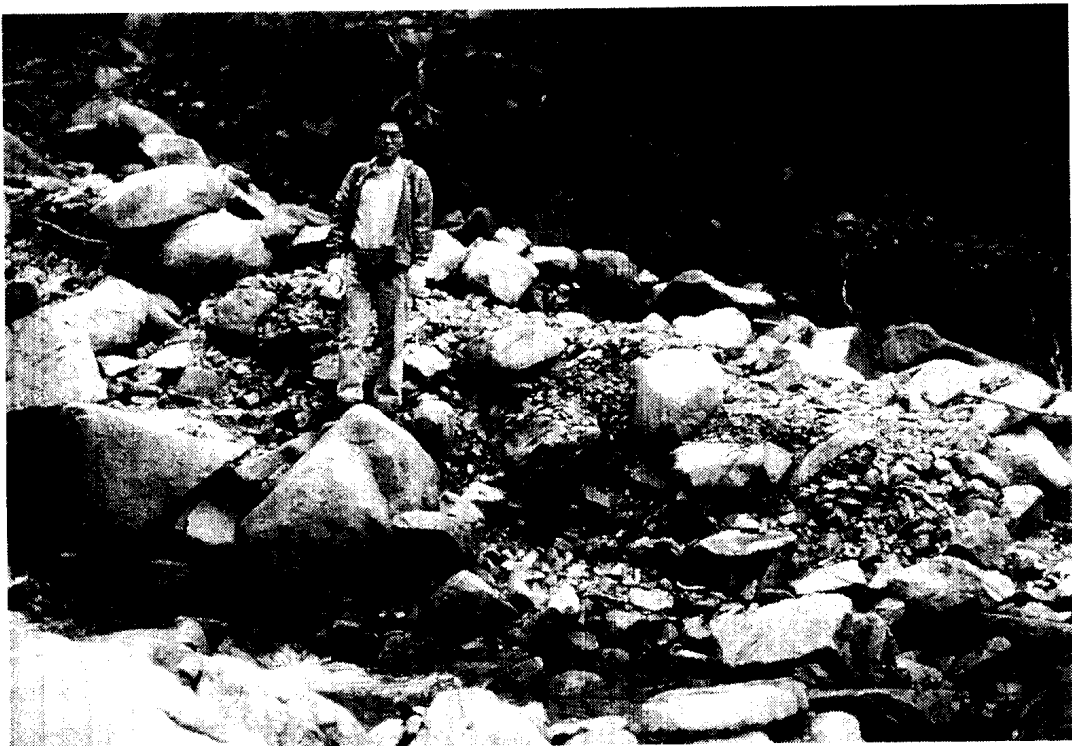


写真1 急勾配の河川の河床にみられるロウブ（南秋川）  
写真右方が下流方向。先頭に大きな礫が密集している。

## 1) 急勾配の河川の地形・堆積物と土石流

幅数mないし十数mの急勾配の河川をさかのぼっていくと、流路の真ん中に数多くのナマコのような形をした盛り上がった地形がみられる（写真1）。これらは折り重なって分布している場合もある。このような地形は舌状地形あるいはロウブと呼ばれている。ロウブの先頭（下流端）には大きな礫が密集するという特徴がある。さらにさかのぼり、勾配が急になると、あるところからロウブはほとんどみられなくなり、かわってナメや滝が連続するようになる（写真2）。

島津（1991）はこのような河床の地形と堆積物の粒径を記載した（第1図）。そして、前述のような特徴を持ったロウブは土石流の堆積によって形成されること（Hooke, 1967；高橋, 1985）、土石流の流下・停止は河床勾配の影響を強く受けること（高橋, 1977；高橋・吉田, 1979）から、土砂移動プロセスと地形、堆積物、河床勾配との関係を明らかにした（第2図）。なお、第2図は河床勾配がきわめて急な河川における研究成果（渡部・池田, 1993）も含めたものである（島津, 1995a）。最も上流の勾配がきわめて急で65%を超える区間は、崩壊土砂がそのまま流れてきて堆積

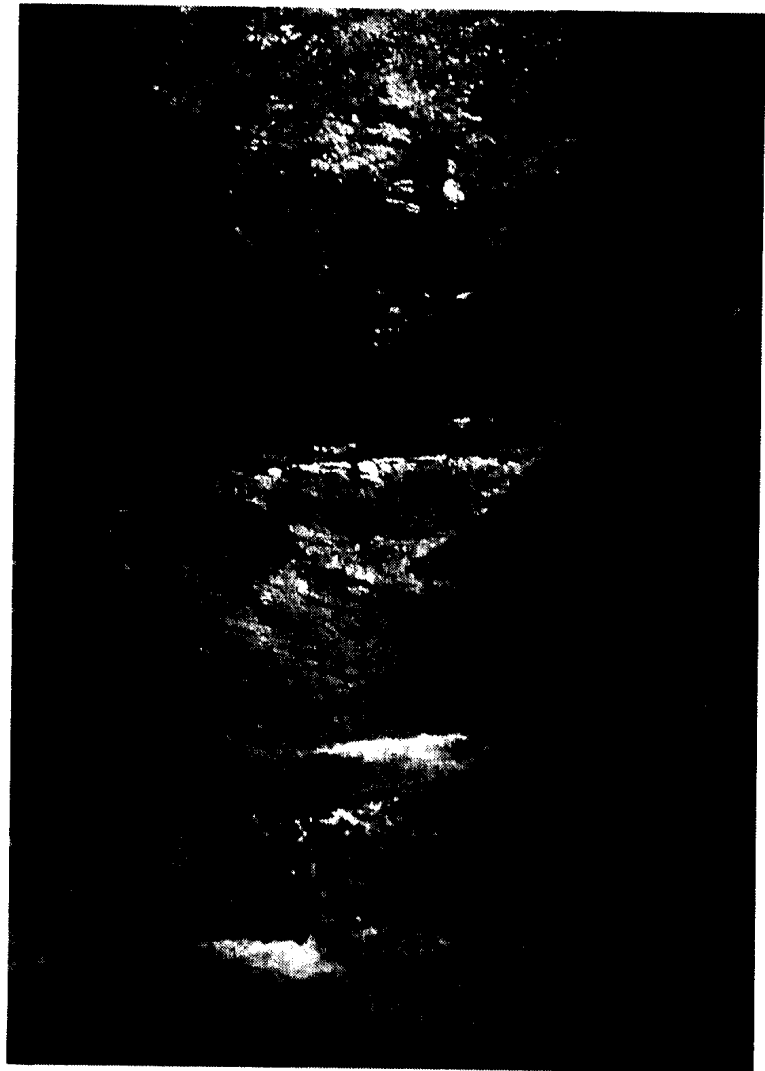
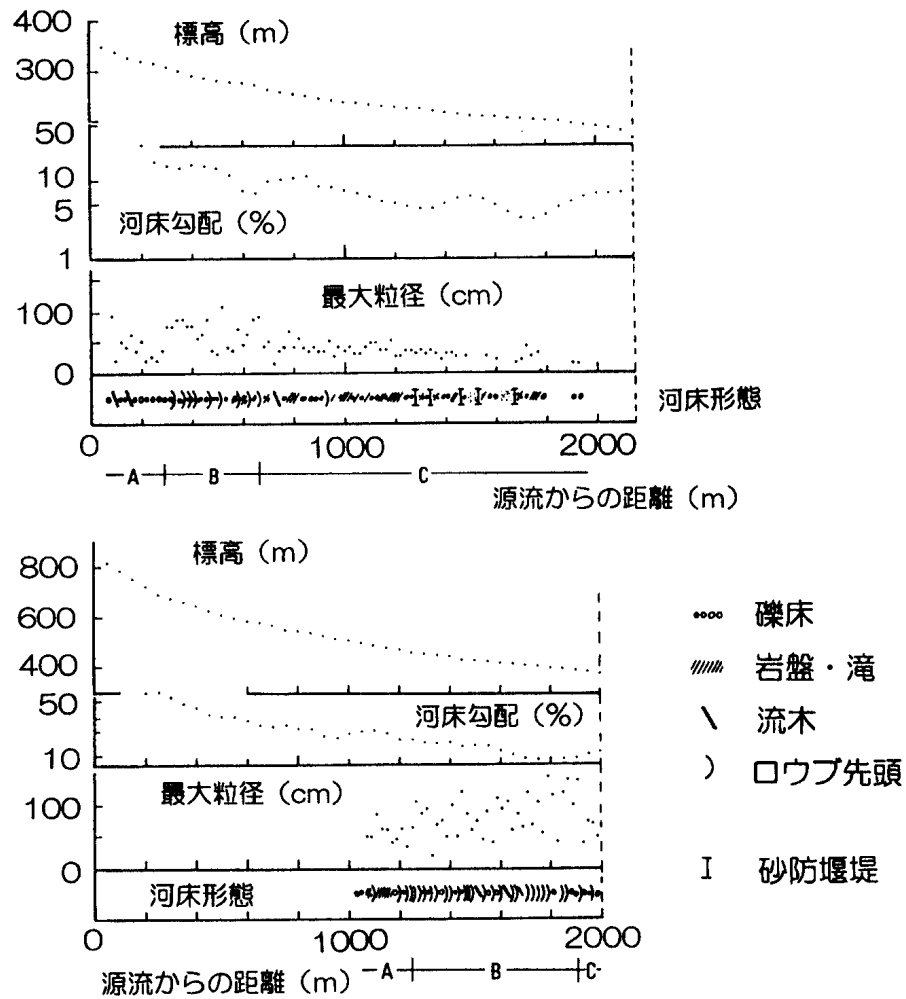
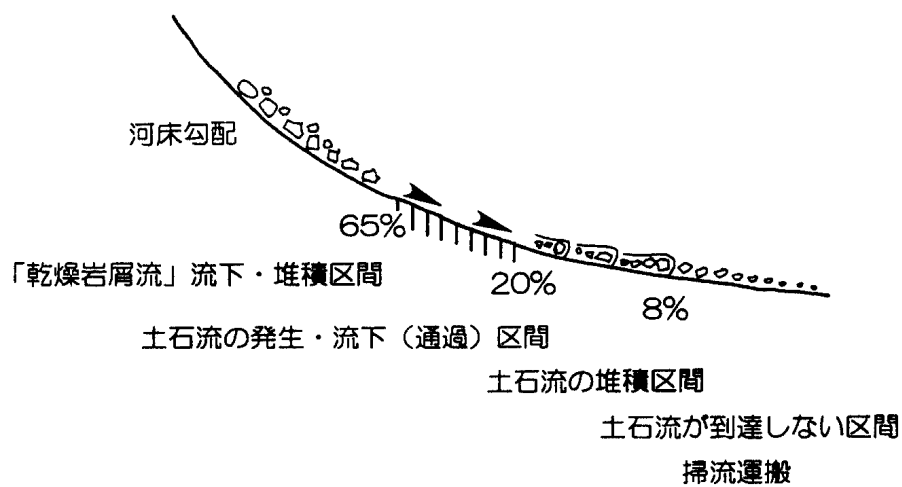


写真2 ナメが連続する河床（山形県朝日川支流）



第1図 急勾配河川における地形特性および河床堆積物の下流方向への変化  
 A: 土石流発生・流下区間, B: 土石流堆積区間, C: 土石流が到達しない区間  
 上段: 多摩川支流, 下段: 朝日川支流 (山形県)



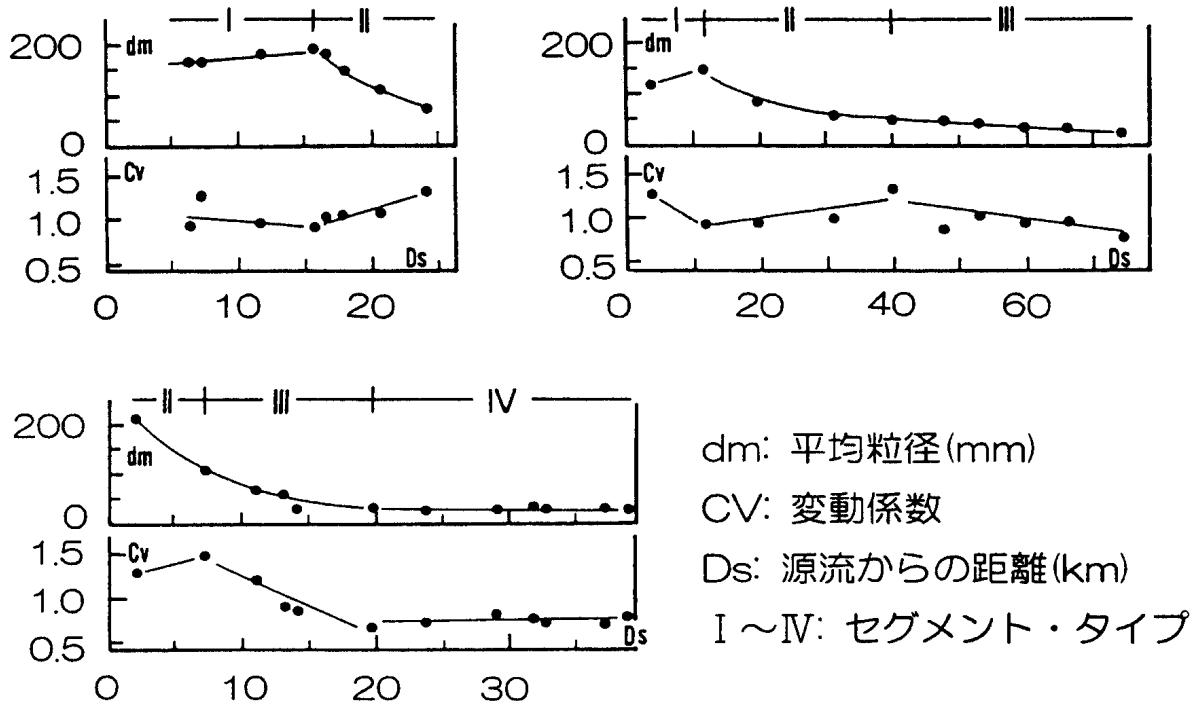
第2図 急勾配河川における土砂移動プロセスの模式図

してできた区間である。水が含まれない流れで、渡部（1994）は乾燥岩屑流と呼んでいる。その下流に続く、勾配20%までの区間は土石流の発生・流下区間である。ここでは土石流が河床の堆積物を巻き上げながら流れ去ってしまうので、堆積物が少なくナメや滝となっている。勾配8%までの区間は土石流が堆積し、数多くのロウブが形成される区間である。これより勾配が緩いところまでは土石流がほとんど到達しないので、ロウブもみられない。

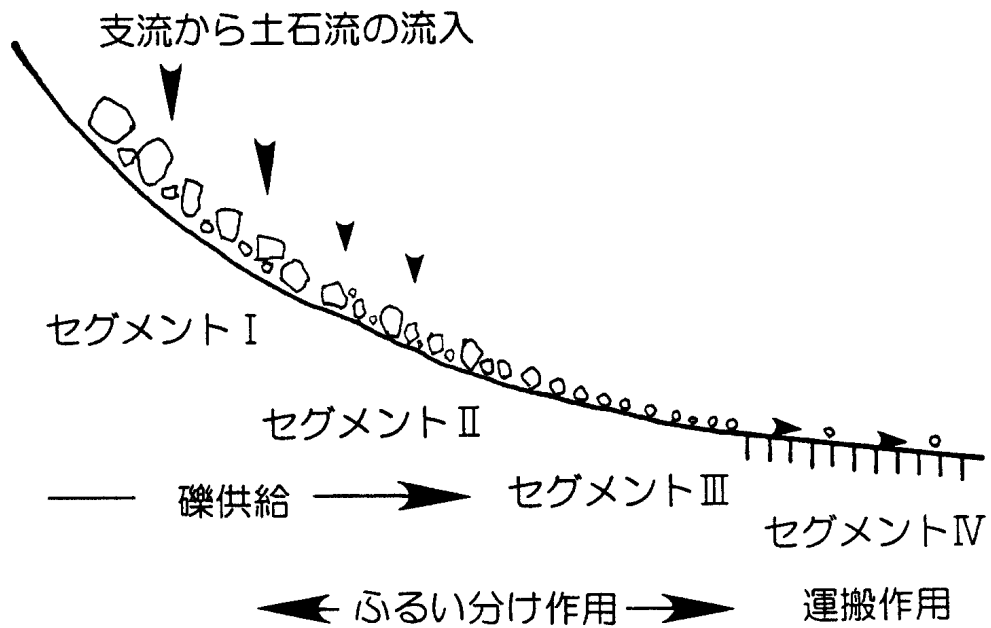
このような河床勾配と堆積地形、土砂移動プロセスの関係は1991年に多摩川支流南秋川上流で実際に発生した土石流でも確かめられた（島津，1994a，1995b，1997a）。

## 2) 緩勾配の山地河川の礫径変化と土砂移動

多摩川などの河川は源流部を除くと上述の河川よりも河床勾配が緩い、土石流が流下することのない河川である。このような緩勾配の河川における河床堆積物に関する研究はSternberg（1875）など古くから行われてきたが、支流から土砂が盛んに供給される山地河川では礫径変化の実態さえもほとんど明らかにされてこなかった。島津（1990，1994b），Shimazu（1994）は北海道，東北，関東の計26河川で河床礫の大きさを測り，下流へ向かっての変化傾向に基づいて河川を区分した（第3図）。そして，それぞれの区間（セグメント）が「支流からの土石流による礫供給」と「礫のふるい分け作用」の組み合わせで形成されたことを明らかにした（第4図）。セグメントⅠは支流から土石流が流入し，大きな礫が供給される効果がある区間である（写真3）。大きな礫の堆積作用が卓越し，礫径が下流方向に減少しない。セグメントⅢは河床勾配の減少に伴う礫を運ぶ力（掃流力）の減少により礫のふるい分け作用が卓越する区間である（写真4）。下流ほど掃流力が小さいため河川が運ぶことが出来なくなった大きな礫からふるい分けられて堆積していくので，下流ほど礫径は小さくなる。セグメントⅡはセグメントⅠ，Ⅲの中間的区間である。なお，これらの区間でいったん堆積した礫は風化や礫どうしの衝突により砕け，小さくなった後運び去られる。セグメントⅣは運搬作用が卓越する区間である。河床勾配の変化が小さく，その区間の上流端に到達した礫はあまり滞留せずに運搬



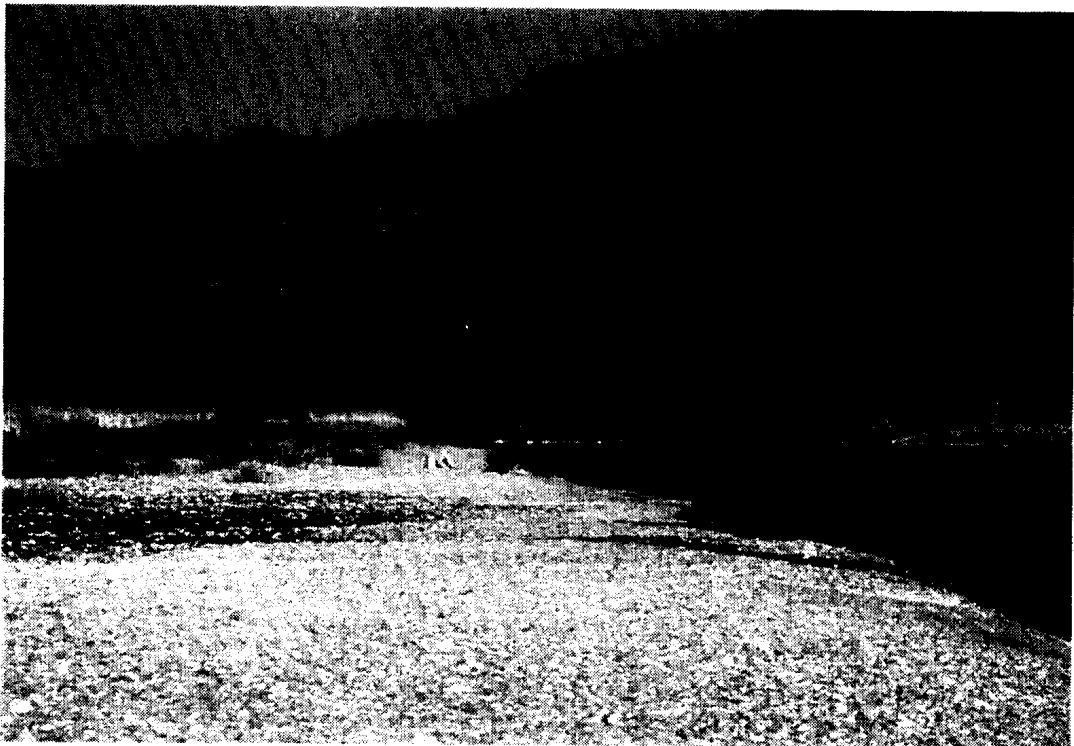
第3図 緩勾配河川における粒径特性の下流方向への変化とセグメント・タイプ  
 A: 山形県・朝日川, B: 岩手県・小本川, C: 岩手県・稗貫川



第4図 緩勾配河川における礫径変化と土砂移動プロセスの模式図



**写真3** セグメントⅠの河床（山形県朝日川）  
大きな礫が数多く見られる。



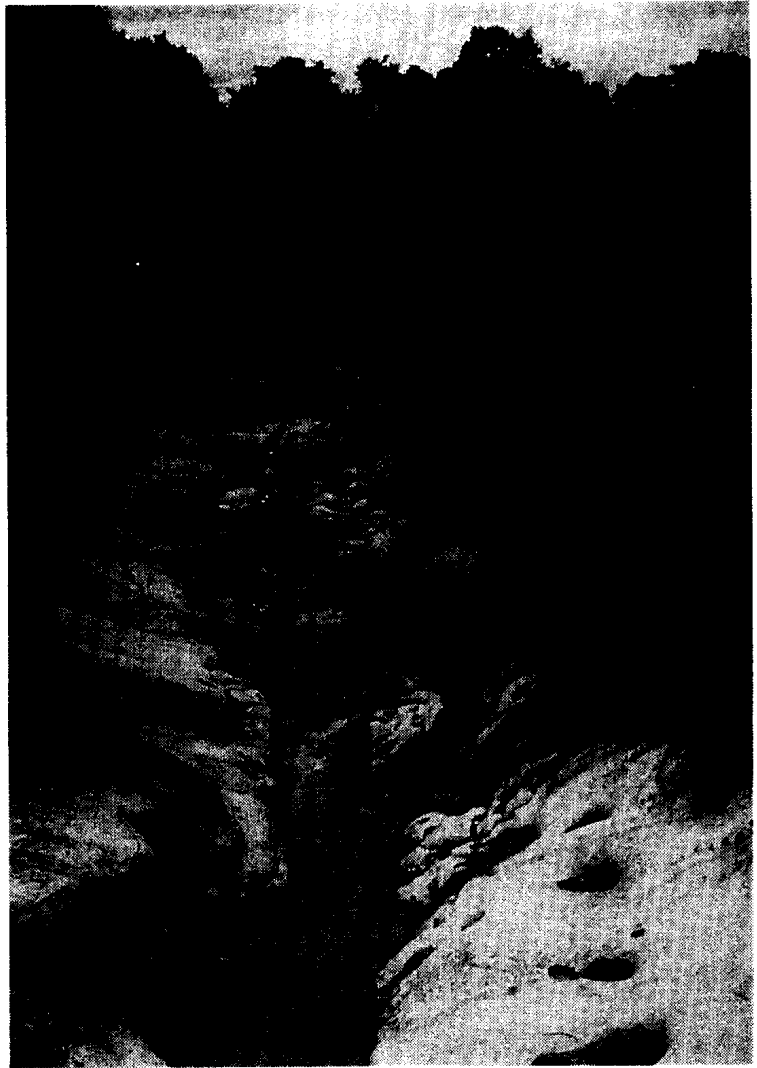
**写真4** セグメントⅢの河床（岩手県閉伊川）  
礫の大きさがそろっている。



されていくため、礫径はほとんど減少しない。河床に岩盤がみられるところもある（写真5）。

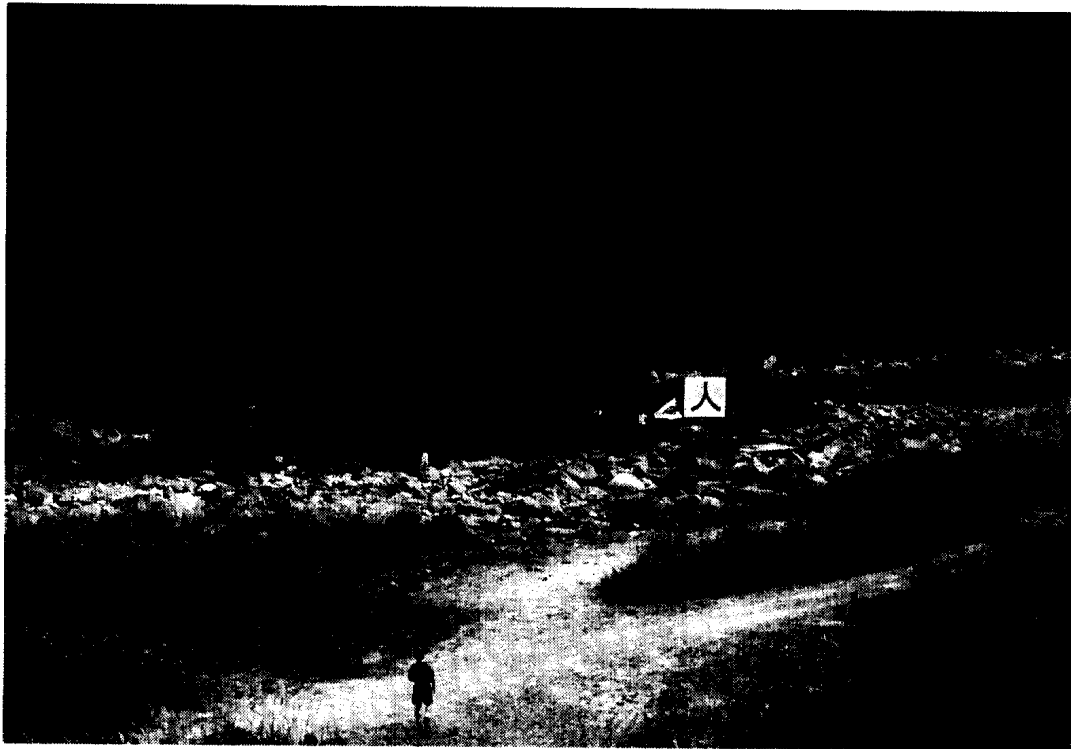
### 3) 天然ダムの決壊による 土砂移動

勾配が緩い山地河川の河床にも驚くほど大きな岩塊が堆積していることがある。石川県の手取川上流にみられる、直径が20mにも達する「百万貫岩」もその1つである（写真6）。この岩塊の岩質は付近の斜面の地質とは異なることから、洪水によって運ばれてきたと考えられている（石川県教育委員会, 1978）。しかし、手取川の河床勾配は前述の



**写真5** セグメントIVの河床（山形県・月布川）  
岩盤が露出し、岩盤上にはポットホールが見られる。

土石流が到達しない緩勾配の山地河川に分類され、通常起こり得る洪水ではこのような巨大岩塊を運ぶことはできない（島津, 1995c, 1996b ; Shimazu, 1997）。そこで島津（1995c, 1996b）, Shimazu（1997）は、1934（昭和9）年に発生した大洪水に関する当時の記録（昭和九年災害を語る会, 1984）や地形分布と河床堆積物の調査を行い、洪水時の土砂移動プロセスを次のように復元した。降雨期間中に数多くの地すべり・崩壊が発生した。このうち「百万貫岩」からおよそ11km遡った地点で発生した崩壊が支流の宮谷川を堰き止めたことにより形成された中規模の天然ダムが形成後にすぐに決壊し、巨大な段波が形



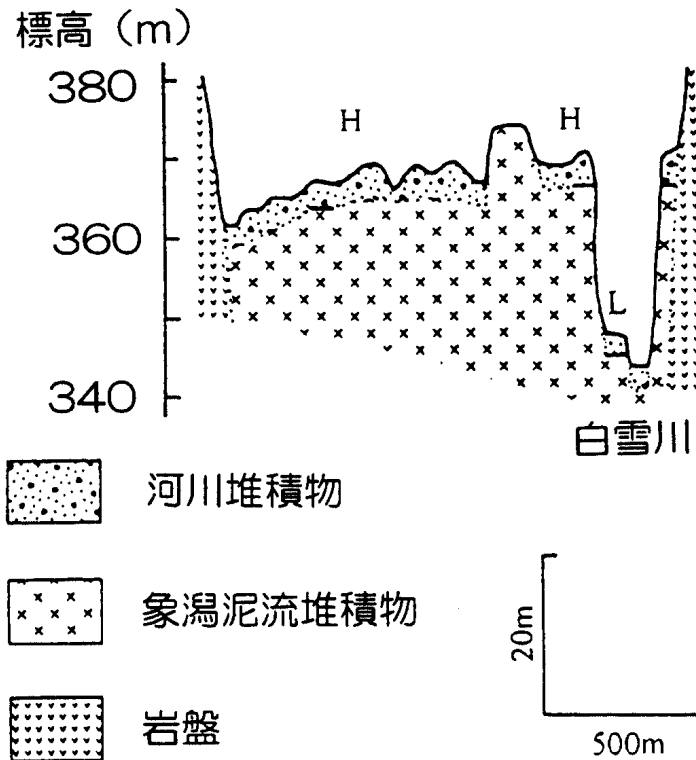
**写真6** 手取川上流にみられる「百万貫岩」  
ひとの大きさから直径10mを超えることがわかる。建設省北陸地方建設局の推定によるとこの岩塊の重量は4000tで百万貫を超える。

成されて「百万貫岩」をはじめとする巨大岩塊が流されて河床に堆積した。古い段丘上にも同様の巨大岩塊がみられることからこの流域では何回か同様の現象が生じた。

日本には地すべり地帯と呼ばれるところが数多くある。また、過去に地震や豪雨によって天然ダムが形成された流域も多い（伊藤，1983；藤田，1983）。このような土砂移動は日本の山地河川で広くみられる可能性がある。

#### 4) 巨大崩壊とその後の土砂移動

日本では土量が $10^7 \text{ m}^3$ を超えるような巨大崩壊が過去に何度となく生じている。前世紀末からでも磐梯山（1888年）、稗田山崩れ（1912年）、御岳崩れ（1984年）などが発生している。巨大崩壊は移動土砂量がきわめて大きく、谷を大規模に埋め、時には流域外にもあふれ出し、地形を大きく変えてしまう。河川の土砂移動に含めることはできないかもしれないが、これらの崩壊以降、



第5図 鳥海山，象瀉泥流堆積地域の地質断面図（白雪川上流部）  
 露頭地質調査により作成。厚い象瀉泥流堆積物を広く浅く下刻した  
 中にH面堆積物が見られる。右岸寄りを白雪川が下刻し，その途中  
 でL面が形成されている。

河川が侵食を開始して谷を埋めた土砂が移動するという点では河川の土砂移動プロセスとして重要である。これらに関する研究は多く，町田(1964)，町田・渡部(1988)，Ohmori(1992)などがある。Shimazu and Oguchi(1996)は鳥海山の「象瀉泥流」堆積域の調査を基にして，巨大崩壊後の河川プロセスについて検討した。第5図には「象瀉泥流」の堆積とその後の河川（白雪川）による侵食の過程がわかる地形・地質断面図を示した。

「象瀉泥流」はおおよそ2,700年前に鳥海山の秋田県側で発生した巨大崩壊ともなって流れ出した土砂である（写真7）。この土砂は鳥海山北側の開析谷の旧白雪川を埋め，一部は周囲の流域にもあふれ出した。このような土砂の流れは岩屑流と呼ばれ，時速100kmに近い速度で勾配がきわめて緩い領域まで流れ下る。大崩壊直後は崩壊源からの土砂生産が大きく，崩壊堆積物上をわずかに



**写真7** 鳥海山と「象潟泥流」堆積面  
遠くに見えるのが鳥海山。中央部の雪がついているところが崩壊源。  
手前の広い平らな地形は「象潟泥流」堆積物が谷を埋めて形成された。

侵食しながら河川によって運搬されてきた土砂の堆積が生じた。その後、崩壊源の安定化と共に生産土砂量が減少し、河床勾配が急な白雪川上流部で下刻が生じ（写真8）、それによって生産された土砂が河床勾配の緩い下流部に堆積して扇状地が形成された。白雪川上流河谷の河床勾配の減少に伴い下刻量が減少、上流部からの土砂供給が減少した下流部でも下刻が開始された。巨大崩壊後の地形変化プロセスは、崩壊源の大きさによって、上流部の下刻が崩壊直後から生じる場合と鳥海山のように河川による堆積が先行する場合が存在する（Shimazu and Oguchi, 1996）。

#### 4. 山地河川流域の土砂移動

##### 1) 日本の山地河川における一般的な土砂移動プロセス（Shimazu, 1994）

日本の山地河川では一般的に源流から下流に向かって土砂移動プロセスは次  
(64)

のように変化する。地すべり、崩壊によって生産された土砂あるいは過去の土砂生産プロセスによって生産・蓄積されていた土砂は豪雨の時に土石流となって急勾配の支流を流下する。急勾配のまま本流と合流する支流では、本流まで土石流が到達する（第2図）。緩勾配の河川では、河床勾配が下流へ向かって減少するとそれにともない掃流力が減少する。しかし、土石流が本流まで到達する支流が多い区間では、大きな礫の堆積が卓越するため下流へ向かって礫径が減少しない区間が形成される（第4図、セグメントⅠ）。そのような支流の流入が少ないと、礫のふるい分け作用による堆積が卓越して礫径が減少していく（第4図、セグメントⅢ）。一度堆積した礫は風化や礫どうしの衝突により割れて小さくなった後、掃流力に応じた場所まで順次運搬される。勾配変化が小さい一部の区間では運搬作用が卓越して、礫径変化が小さい（第4図、セグメントⅣ）。

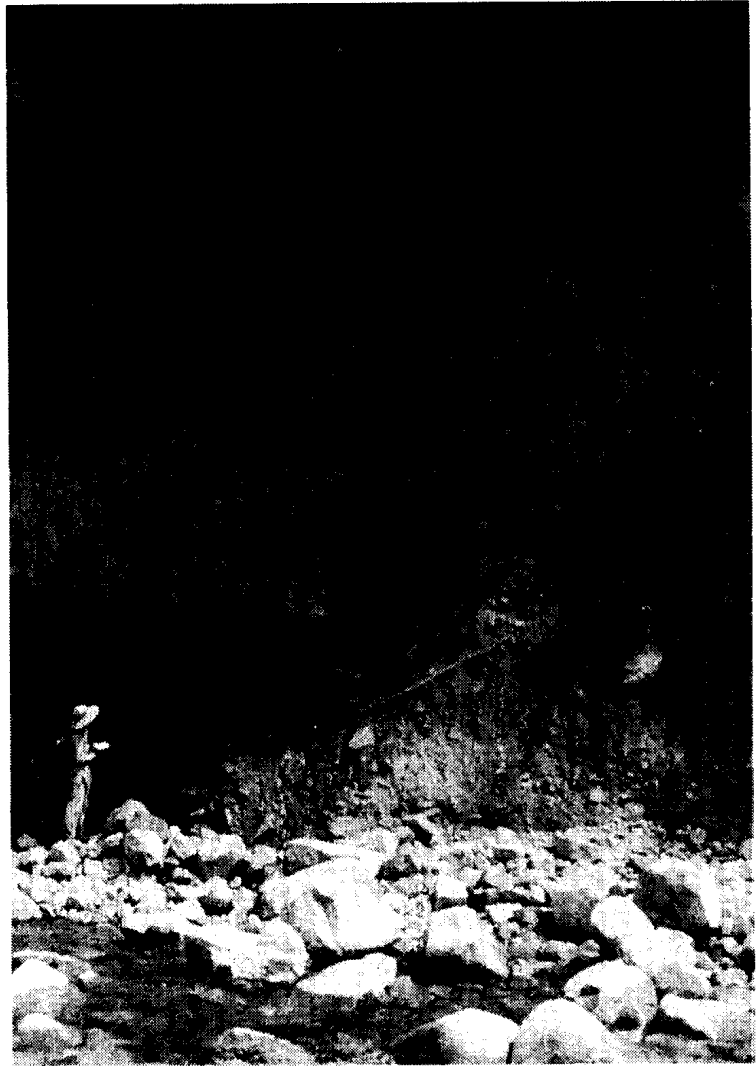
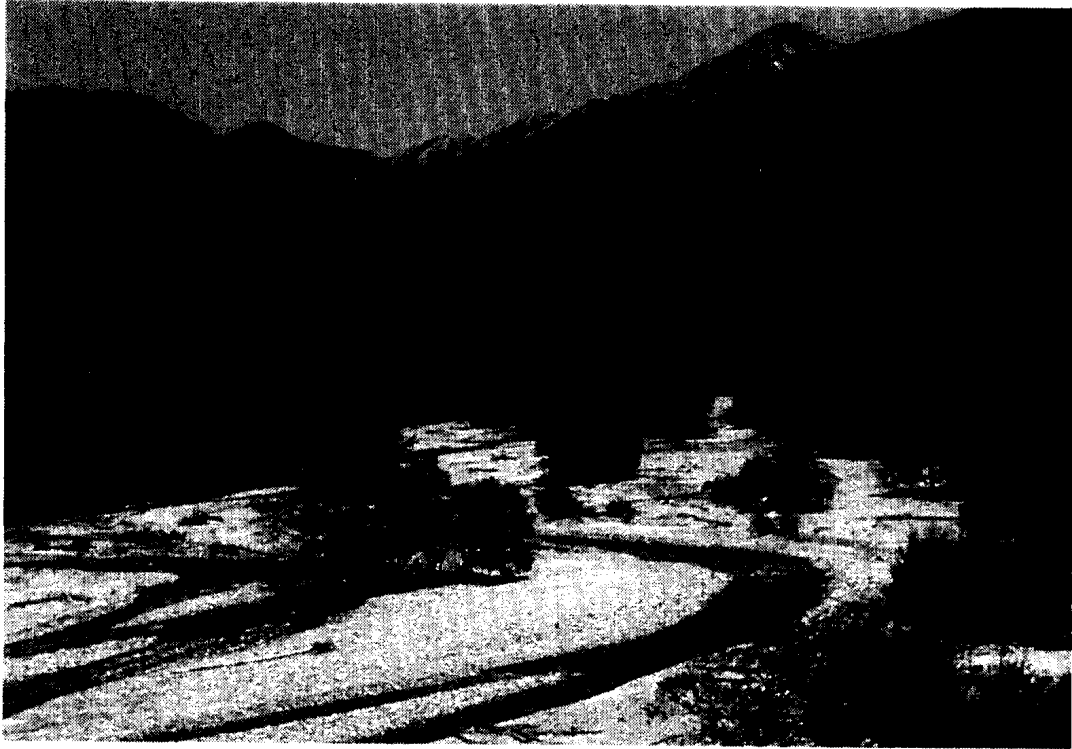


写真8 「象瀉泥流」堆積物とそれを下刻する白雪川  
「象瀉泥流」堆積物の中には巨大な岩塊が含まれている。その洗い出しが現在の白雪川河床にも点在する。

## 2) 上高地・梓川における土砂移動

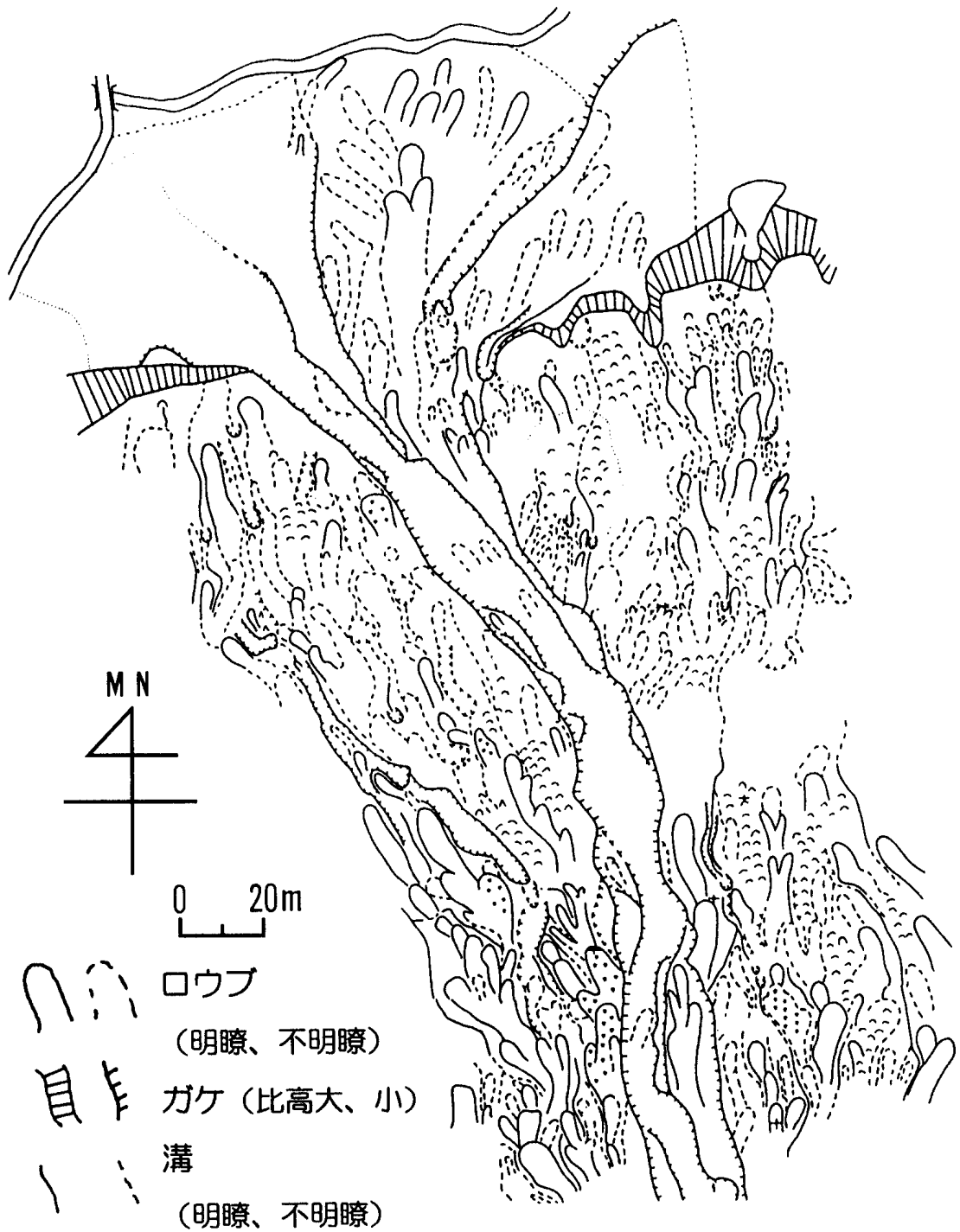
長野県上高地の梓川上流域の地形は幅の広い谷底平野（写真9）と支流出口



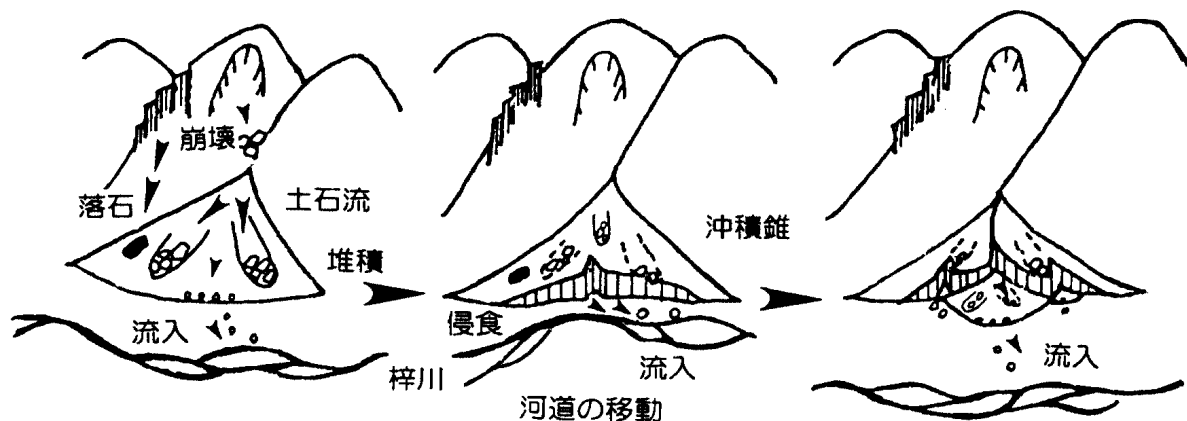
**写真9** 上高地梓川の幅の広い谷底平野  
現在の河道は網状流を呈している。河道は現在河辺林となっているところ（左側に広がる林）も含めて移動をくり返した。

に形成された沖積錐によって特徴づけられる。上高地の梓川には前述のセグメント I と同様に急勾配の支流が数多く流入するにもかかわらず、支流を土石流となって流れてきた礫はほとんど本流まで到達せず、河床の礫径は小さく下流方向へ減少する（島津，1995d）。支流と本流の間でどのようなことが起こっているかを明らかにするために、支流出口に形成されている沖積錐で測量を行い、微地形分類図を作成した（右岸ワサビ沢：島津，1997b；島津ほか，1998）。

第6図には現在解析を進めている古池沢沖積錐の微地形分類図（島津，1998）の一部を示した。右岸ワサビ沢と同様に沖積錐上には数多くのロウブが分布し、土石流の堆積によって沖積錐が形成されたことがわかる。古池沢沖積錐は、1:25,000地形図ではきれいな円弧状の等高線が描かれているが、沖積錐の末端は崖となっており、沖積錐の表面がいくつかの段丘状の地形となっていることが明らかになった（島津，1998）。これは、梓川本流の河道が幅の広い氾濫源の中を移動し、「沖積錐末端の侵食」→「支流の侵食基準面の相対的低下による



第6図 上高地梓川支流の古池沢沖積錐における微地形分布図（部分）  
 図の下方（南）が扇頂方向。中央部の比高が小さい崖に挟まれた部分が現在の流路。沖積錐末端（北）に比高の大きな崖が東西方向に連続している。この崖の北側では現流路の延長上に小さな沖積錐が形成されている。



第7図 上高地における土砂移動プロセスの模式図

左から、「沖積錐の形成」→「梓川河道の移動による沖積錐末端の侵食と崖の形成」→「支流の侵食基準面の低下による下刻の開始，梓川河道の移動後に新たな沖積錐の形成」

沖積錐表面の下刻」→「梓川河道の移動後に新しい沖積錐の形成」という地形変化がくり返されたためと考えられる（第7図：島津，1996b，1998）。以上のことから，上高地地域の土砂移動プロセスは次のように考えられる。支流で発生した土石流は沖積錐上で堆積する。沖積錐上では強い水の流れは生じないため，いったん堆積した大きな礫は再移動することはない。梓川の河道が移動し，沖積錐末端を侵食したときに沖積錐を構成していた土砂が梓川本流へ流出する。堆積から流出までの間に堆積物の風化が進み，侵食されたときに堆積物は細粒化する。このため，梓川本流には支流河床や沖積錐上に分布する大きな礫は見られない。梓川本流へ流入した礫は，ふるい分け作用を受けながら下流へと運ばれる。このように，上高地・梓川は日本では珍しく山間地域でありながら広い氾濫源を持つという地形的特徴があるために独特な土砂移動プロセスが生じていると考えられる。

## 5. おわりに

これまでの研究により，生産された土砂がどのような過程を経て河川を流れ  
 (68)



下るのかという点について定性的にはかなり明らかになってきた。しかし、生産されて斜面の下部や河床に堆積した土砂がどのようにして動き出すのか、一度堆積するとそれぞれの場所でどのくらい滞留するのか、個々の礫はどのようにして細粒化するのか、地質の違いなどによる生産される粒径の違いは土砂移動プロセスや地形形成にどのように影響するのかという点についてはまだわかっていない。また、数千年前以前の過去に形成されたと考えられる河床堆積物や岩塊流はいつどのように形成されたのか、今後流出するのかという問題（荻谷・三枝, 1993；三枝・荻谷, 1994；島津, 1995b, 1997a）も残っている。特に後者は防災上も重要な研究課題である。研究の定量化も含めて、土砂移動プロセスに関する地形学的研究には課題が山積みである。

#### 文 献

- 藤田佳久 (1983) : 明治二十二年の十津川大水害. 地理, **28-4**, 64-73.
- Hooke, R. L. (1967) : Processes on arid-region alluvial fans. *Jour. Geol.* **75**, 438-460.
- 石川県教育委員会 (1978) : 『手取川流域の手取統珪化木産地調査報告書および付図』 301p.
- 伊藤和明 (1983) : 善光寺地震—山崩れと洪水の恐怖. 地理, **28-4**, 45-54.
- 荻谷愛彦・三枝 茂 (1993) : 山梨県北部, 小烏山周辺に分布する岩塊流の成因. 季刊地理学, **45**, 254-265.
- 町田 洋 (1964) : 姫川流域の一溪流の荒廃とその下流部に与える影響. 地理学評論, **37**, 477-487.
- 町田 洋・渡部 真 (1988) : 磐梯山大崩壊後の地形変化. 地学雑誌, **97**, 326-332.
- Ohmori, H. (1992) : Dynamics and erosion rate of the river running on a thick deposit supplied by a large landslide. *Zeit. Geomorph., Suppl. Bd.* **67**, 55-65.
- 奥田節夫・諏訪 浩・横山康二・枝川尚資 (1972) : 土石流の研究. 地学雑誌, **81**, 42-53.
- 三枝 茂・荻谷愛彦 (1994) : 山梨県北部, 小烏山の岩塊流構成層から得た炭化木片の<sup>14</sup>C年代. 季刊地理学, **46**, 173-175.

- 島津 弘 (1990) : 東北地方の山地河川における礫径変化に基づいた流路の区分. 地理学評論, 63, 487-507.
- 島津 弘 (1991) : 山地河川の支流における礫径および河床形態の縦断変化と本流への礫供給. 地理学評論, 64, 569-580.
- Shimazu, H. (1994) : Segmentation of Japanese mountain rivers and its causes based on gravel transport processes. *Trans. Japan. Geomorph. Union*, 15, 111-128.
- 島津 弘 (1994a) : 東京都西部, 南秋川源流域における土砂移動過程. 小泉武栄編『三頭山における集中豪雨被害の緊急調査と森林の成立条件の再検討』(財) とうきゅう環境浄化財団研究助成, 164, 79-109.
- 島津 弘 (1994b) : 山地河川の流路区間配列における地域性. 金沢大学文学部論集史学科篇, 13・14, 49-64.
- 島津 弘 (1995a) : 急勾配の山地河川における流路区間形成に関する 2, 3 の問題. 金沢大学文学部論集史学科篇, 15, 1-12.
- 島津 弘 (1995b) : 地形変化の歴史を語る「都民の森」災害. 地理, 40-3, 53-53.
- 島津 弘 (1995c) : 手取川大水害と手取川上流地域の土砂移動—百万貫岩はどこからきたか—. はくさん, 23-3, 2-7.
- 島津 弘 (1995d) : 長野県西部, 梓川における土砂移動過程. 金沢大学文学部地理学報告, 7, 53-60.
- 島津 弘 (1996) : 手取川上流域における地形特性と土砂移動. 金沢大学文学部論集史学科篇, 16, 45-59.
- 島津 弘 (1997a) : 多摩川支流, 南秋川流域の堆積物と土砂移動. 金沢大学文学部地理学報告, 8, 69-80.
- 島津 弘 (1997b) : 上高地・右岸ワサビ沢沖積錐の微地形特性と土砂移動. 上高地自然史研究会編『上高地梓川の河辺植物群落の動態に関する研究 図表報告書』15-22.
- 島津 弘 (1997c) : 梓川の土砂はどのように動くのか. 上高地自然史研究会ニューズレター, 15, 4-5.
- Shimazu, H. (1997) : Catastrophic debris transport along the Japanese mountain river. *Suppl. Geogr. Fisica e Dinamica Quaternaria, Suppl.* III-1, 351-352.
- 島津 弘・岸本淳平・西方美奈子・細田高志・粉川 亮 (1998) : 上高地・右岸ワサビ沢沖積錐における微地形分類図の作成. 地域研究, 38-2, 38-43.

- Shimazu, H. and Oguchi, T. (1996) : River processes after rapid valley-filling due to large landslides. *GeoJournal*, **38**, 339-344.
- 昭和九年災害を語る会 (1984) : 『聞きがき抄昭和九年白峰村水害誌 はくさんおんせん』白峰村公民館, 193p.
- Sternberg, H. (1875) : Untersuchungen über Längen- und Querprofil geschiebeführender flüsse. *Zeit. Bauwesen*, **25**, 483-506.
- 諏訪 浩 (1992) : 土石流の観測. *新砂防*, **45**, 43-51.
- 高橋 保 (1977) : 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.
- 高橋 保 (1985) : 土石流のメカニズム. *月刊地球*, **7**, 385-390.
- 高橋 保・吉田 等 (1979) : 土石流の停止・堆積機構に関する研究 (1) - 勾配の急変による堆積 -. *京大防災研年報*, **22**, B-2, 315-328.
- 渡部 真 (1994) : 岩屑の流動勾配に及ぼす砂礫と水の混合比の影響に関する実験的研究. *地形*, **15**, 348-369.
- 渡部 真・池田 宏 (1993) : 足尾山地の溪流における砂礫の堆積面勾配の不連続的分布. *筑波大学水理実験センター報告*, **18**, 117-124.