

大戸川に関する調査研究

芦田和男・村本嘉雄・今本博健
田中祐一朗・奈良井修二・上野鉄男

SOME CONSIDERATIONS ON THE BEHAVIOR OF THE SEDIMENT IN THE RIVER DAIDO

By *Kazuo* ASHIDA, *Yoshio* MURAMOTO, *Hirotake* IMAMOTO
Yuichiro TANAKA, *Shuji* NARAI, and *Tetsuo* UENO

Synopsis

This paper describes the some considerations on the behavior of the sediment in the River Daido which is a typical alluvial stream carrying a large amount of sediment load, since the main part of the geological structure in its mountainous catchment consists of much weathered granite. The area of its drainage basin is 189.7 km². The recent recorded flood occurred in 1953, when a large amount of sediment about 4×10^6 m³ was yielded and the greater part of the sediment deposited in the flood plain, while the average of sediment yield is estimated at 10⁵ m³/year. The characteristics of the disaster due to the sediment was discussed with relation to the geographical features. Sediment transportation in the River Daido was calculated by using Brown formula from 1924 to 1959. The result showed fairly good agreement with the observed volume of the deposited sediment in the Ōmine reservoir downstream. Grain-size distribution of the sediment was examined of the various places of the hill-side and of the river bed.

The distribution of the concentration and grain-size of the suspended sediment and the structure of the turbulence were observed in 1969 flood. From these observations it was revealed that the fall velocity of the max. grain-size of the suspended sediment is approximately equal to the shear velocity, and the average grain-size distribution is nearly equal to the distribution of the part smaller than max. grain-size of the suspended material in the yielded sediment at the hill-side.

1. 緒 言

実際河川における洪水および流砂の挙動は数多くの要因に支配されて非常に複雑である。従来こうした問題の研究は、主として諸現象を分析し、単純化し、モデル化することにより行なわれてきており、実態を総合的に把握しようとする研究は比較的少ないようである。そこで著者らは実際河川を試験地を選定して洪水および流砂の挙動を総合的に詳細に調査してその実態を明らかにする必要性を痛感し、地域的にも近く、流送土砂も多い大戸川を試験地を選んで、ここ数年来調査を進めてきている。

洪水観測については必ずしも十分な成果が得られておらずその実態の解明は今後に残されているが、流砂の挙動ならびに河川災害現象との関連については若干の考察が行なわれ、2, 3の興味ある結論が得られたのでここに報告する。なお本研究は、びわ湖水文観測事業の一環として行なわれているもので、調査の詳細

は第1報にも述べている。

2. 流域・河道の特性と災害現象との関連

大戸川は、淀川水系瀬田川の支川で流域面積、189.7 km²、流域延長、38 km の河川で流域形状は Fig. 1 のとおりである。地質は花崗岩 (79%) が大部分を占め、一部には古生層、第三紀層、沖積層があるが、いずれも風化した粗悪な土質をなしており、生産・流送土砂量はきわめて多い。

本流域における最近の災害は、1953年8月の前線性によるものと9月の13号台風によるものと2回おこっているが、特に前者は激甚をきわめた。この時の気象状況は、8月14日、オホーツク海の低気圧から南西にのびる寒冷前線が、満洲方面の高気圧が強くなったため南下し、数日来湿った暖気が吹きこんでいた所へ冷気が急に入りこんだために大雨となったもので、多羅尾の日雨量は 250 mm であった。これは、Table 1 に示すようにほぼ100年確率に相当する。

流量が非常に大きかったため、信楽地区では全川にわたって破堤・氾濫した。加えて1500余所におよぶ山崩れをはじめ、道路流失、河岸決潰により多量の土砂が生産され、山麓の人家を倒壊埋没し、河川を埋め、

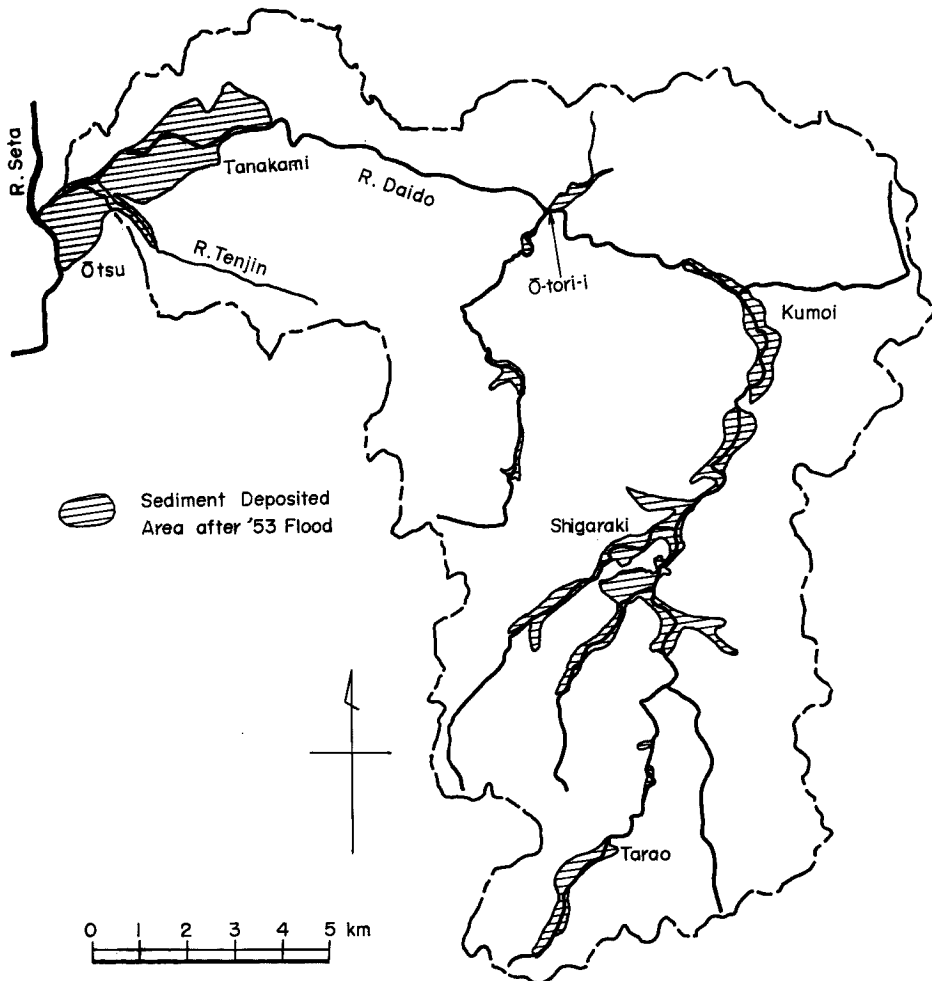


Fig. 1 Map of the River Daido basin and sediment deposited area after '53 flood.

Table 1 Annual maximum rainfalls for various return periods.

Distribution		Hazen plot			Thomas plot			Logarithmic exponential			Gumbel-Chow		
Return period		10	50	100	10	50	100	10	50	100	10	50	100
Observation Station	Tarao	(mm) 163.4	217.8	239.6	168.8	228.7	255.9	174.7	232.3	256.9	163.7	217.8	240.7
	Kumoi	158.3	205.2	225.1	162.7	219.5	241.5	157.2	206.7	227.7	158.6	210.0	231.7
	Seta	142.5	178.3	194.5	145.2	186.6	202.5	131.2	166.9	181.7	145.0	187.4	205.4

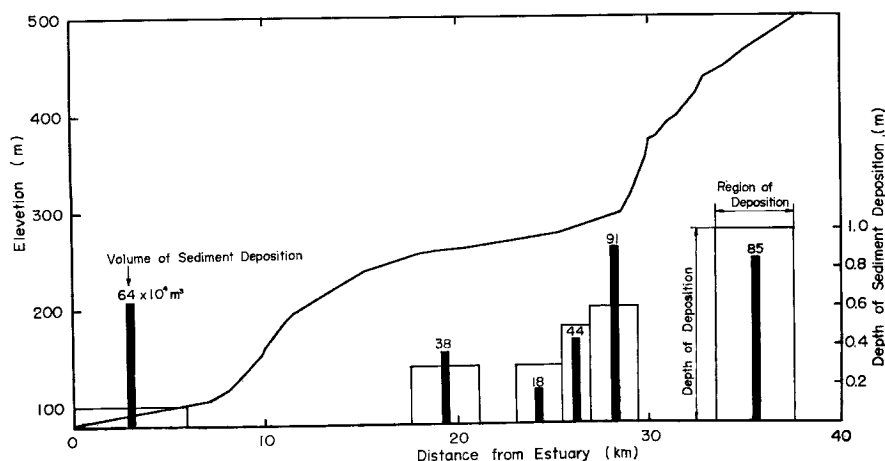


Fig. 2 River bed profile of the Daido and sediment deposition after '53 flood.

水田・道路を埋没破壊して被害を激甚なものにしたのである。Fig. 1 にこの時の土砂堆積の範囲を示すが、非常に広範囲にわたっていることが理解される。大戸川流域には、Fig. 2 の縦断面に見られるように上流部（多羅尾）、中流部（信楽、雲井）下流部（田上、大津）の三つの緩流地帯があり、その周囲は山で囲まれ小盆地状をなしており、それぞれが狭さく部で結ばれているため、流出土砂はこれらの緩流地帯に堆積し、かつこれらの地域に耕地や人家が多く存在しているために被害が大きかったもので、この点は向井²⁾も指摘している所である。こうした状況は日本の他の河川についても多く見られる。生産土砂（約400万 m^3 と推定されている）の堆積範囲、堆積量および堆積の平均厚さと縦断形状との関係を示したものが Fig. 2 である。大戸川の河口から流下したものは、60～70万 m^3 と推定されているが、これは下流大峯貯水池の堆砂量から考えて妥当なものであろう。生産土砂の相当量が、後記のごとくかなり細かい粒径であるにもかかわらず、上流部および中流部の緩流地帯に堆積していることは、大洪水時における顕著な土砂貯留作用を示すものである。この作用は、狭さく部上流の緩流地帯や、洪水の破堤氾濫による水流の貯留作用が大きい所で顕著に現われる。貯留された水流は漸次減衰していくが、貯留土砂の大部分はそのまま堆積して被害を激化する。堆積の平均厚さは上流部ほど大きく、破壊作用も大きい。このように土砂の貯留作用は、地形の特性や水流の貯留作用により大きく支配され、河川災害現象と密接な関連を持っている。上の場合、信楽・雲井地区において破堤氾濫していなかったならば、下流地区へ流送される土砂は大幅に増加しており、下流地区における災害現象を激化していたであろう。このように河川改修が進むにつれて、下流への流量および流送土砂量が増加することに注目する必要がある。また、破堤氾濫しないとしても、地形効果による土砂の貯留作用によって、洪水時の河床はかなり上昇することが予想される。このことは洪水位の上昇をきたし、河川

の災害現象に大きな影響を持つ。したがって、地形の特性ならびに水流の貯留作用が土砂の貯留作用に与える影響を解明することは、河川災害現象を究明する上で非常に重要である。

3. 生産土砂量と流送土砂量

大戸川から流出する土砂量は、大峯ダム(1924年3月竣工、現在は天ヶ瀬貯水池に水没している。)の堆砂量によって知ることができる。この地点の集水面積 $4,156 \text{ km}^2$ のうち瀬田川洗堰上流分 $3,848 \text{ km}^2$ からは土砂は流出しないので、流出土砂の関係区域は洗堰下流 308 km^2 (大戸川190, 信楽川43.7, 本流74.3) である。山地の崩壊面積は²⁾、大戸川流域約 $2,000 \text{ ha}$ 、信楽川 100 ha 、本川 40 ha で、大部分は大戸川流域であり、大峯ダムの堆砂は大戸川の流出土砂とみなすことができる。1924年から1959年にわたる堆積土砂の経年変化を示すと Fig. 3 のとおりである。これから流出土砂量は年平均約 10 万 m^3 であることがわかる。さらに大きな洪水のあった1935, 1938, 1953年にはいずれも大きな土砂堆積を見ている。大洪水による流出土砂量は、その年度内に貯水池に流入し、その影響を翌年に残さない。これは粒径が細かく、流水に対する流砂の応答がよいことを示している。1953年の生産土砂量は前記したごとく約 400 万 m^3 であるが、その大部分は河道外に堆積貯留され下流に流出しなかったことがわかる。以上のことから、大戸川の流出土砂量は流量資料を用いて推定可能であろうと考えられる。流出土砂量のうち浮流砂量がかなりの割合を占めているので、全流砂量式として Brown 式を用い、平均粒径は下流区域の堆積土砂の粒度構成から $d_m = 0.53 \text{ mm}$ として、黒津地点の流量一流砂量の曲線を求めたものが Fig. 4 である。一方、低水流量解析によって1918~1967年間の黒津地点の日流量が算出されている。これによると洪水ピーク流量はカットされかなり平滑化されおり、流砂量の計算誤差はさががたい。この日流量記録を Fig. 4 に適用して、各年の総流砂量を求め、これがそのまま堆積するものとしたのが Fig. 3 の計算結果である。計算値は、1939年までは実測値とかなりよく一致している。また1935, 1938, 1953年の大洪水時において堆砂が顕著に表われる傾向も両者かなりよく一致している。1939年以降において、実測値と計算値の差が現われているが、特に、1939~1944年間に於ける実測堆積量は非常に少なく、これが計算値と実測値の開きの大きな原因になっている。これについては、人為的な土砂排出が行なわれたことによるものか、その他の原因によるものか明確ではない

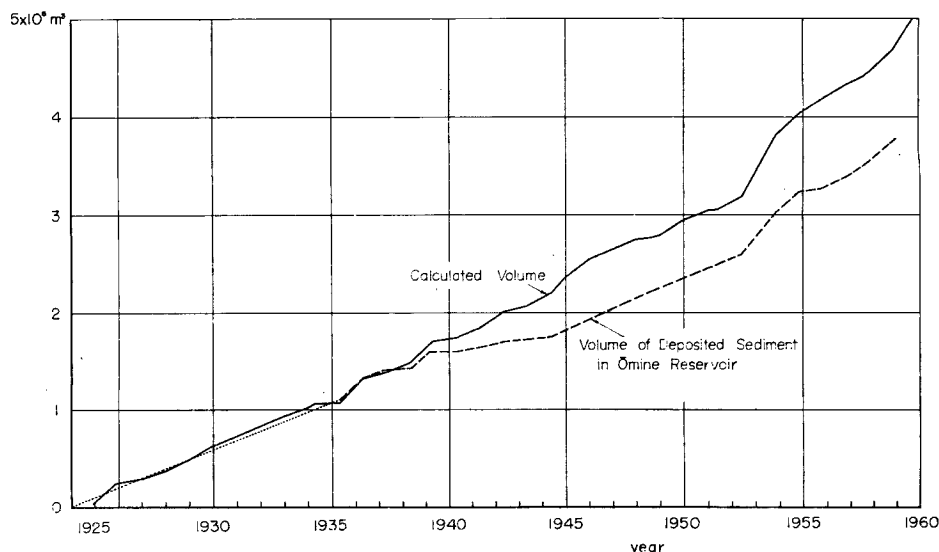


Fig. 3 Yearly sediment transportation observed in Omine reservoir and the sediment volume calculated from daily discharge by sediment rating curve.

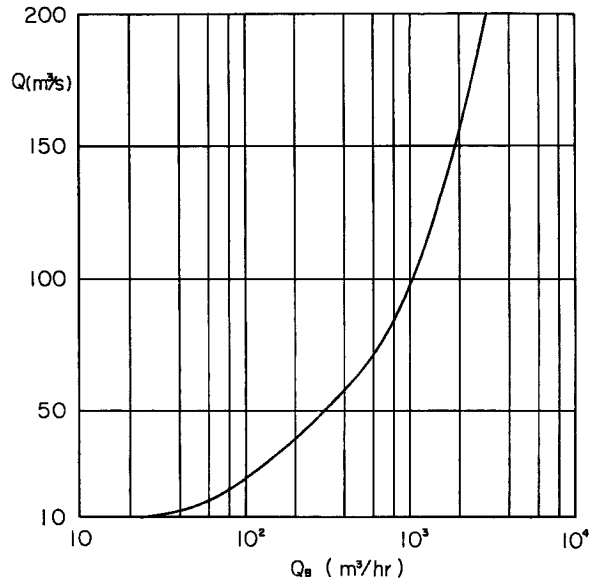


Fig. 4 Sediment rating curve at Kurotsu Station.

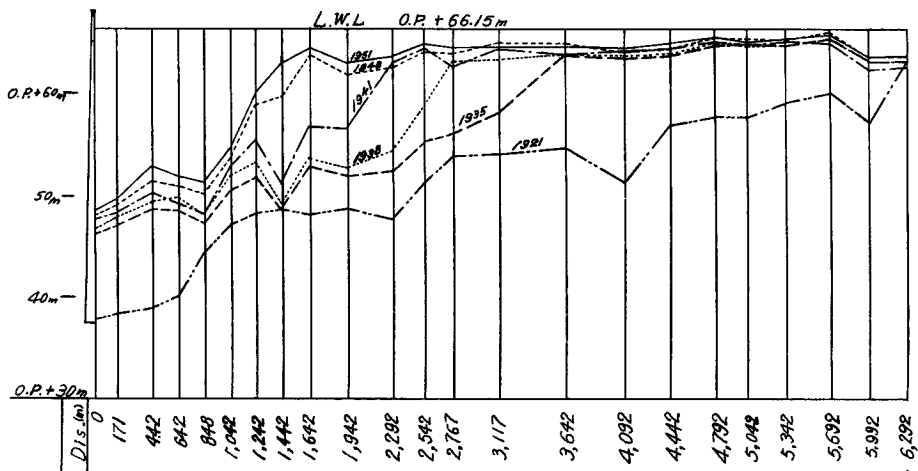


Fig. 5 The profiles of sedimentation in Omine reservoir.

が、降雨量や流量の記録から見て実測値が少なすぎるように思われる。堆砂形状の経年的な変化を示すと Fig. 5 のとおりであり、1953年以降においては Trap efficiency は減少しているものと考えられる。

以上のことから、Fig. 4 の $Q-Q_s$ 曲線に黒津の日流量資料を適用して求めた流送土砂量はかなり信頼できる値である。武居⁵⁾によると、大戸川流域猫岩試験地において、山腹において生産され流出する土砂量の平均値は、裸地区 $3,900 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{year}$ 、植栽区 $20 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{year}$ で、裸地区からの流出土砂量が全流出土砂量の大部分を占める。大戸川の年間の流出土砂量は平均 10 万 m^3 程度であるので、これを裸地区（正確な面積はわからないが、文献³⁾の資料から 20 km^2 とする）に割りふると、 $5,000 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{year}$ となり、武居らの結果とオーダーは一致する。このことより大洪水時を除いて、山腹から生産流出する土砂量と

大戸川の河口から流出する土砂量とはほぼ釣合いが取れているとみなすことができる。これは、土砂の生産が、凍土の融解後浮上した土砂が降雨によって侵食され流出するという機構によっておこなわれ、かつ生産土砂の粒径が細かく、降雨流出によく応答するという事実によるものである。しかし、1953年の洪水のような大洪水時には、土砂生産は崩壊の形で行なわれ、生産量は流送土砂量をはるかに上まわる。河川の災害現象や生産地に近い貯水池における土砂堆積を考える場合には、こうした場合における土砂生産量を予測しておく必要がある。

4. 洪水観測

1968年7月2～3日および1969年7月8～9日にいずれもピーク流量約 $140 \text{ m}^3/\text{sec}$ 程度の出水があり、浮流砂、掃流砂および流速変動などの観測を行なった。Fig. 6 は、1969年出水における、下流部量水標の目視水位を示したものである。Fig. 7 は浮流砂、掃流砂および河床砂の粒度分布の1例を示したものである。浮流砂の粒度分布は、水面から河床まで 10 cm 間隔で測定されたが、鉛直方向にかなり変化しており

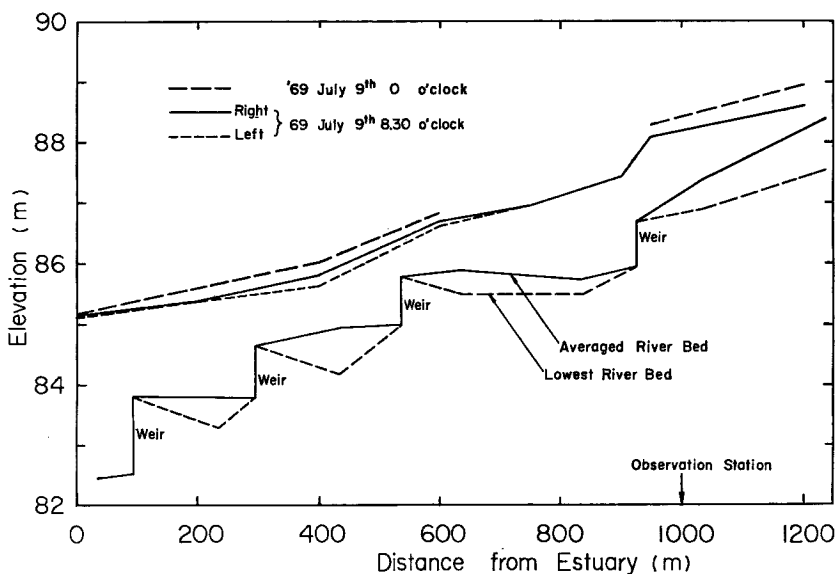


Fig. 6 Water surface profiles observed by staff gauges.

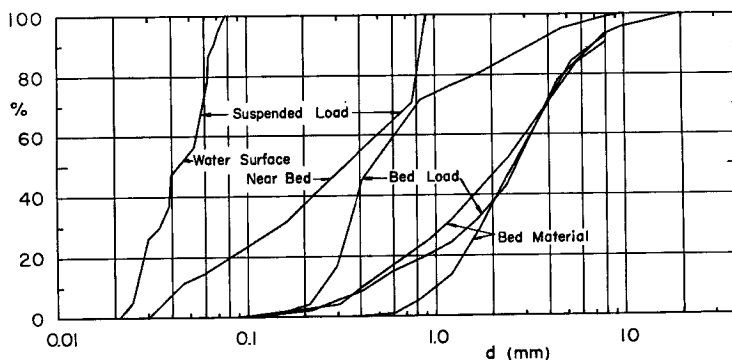


Fig. 7 Grain-size distributions of suspended load, bed load and bed material.

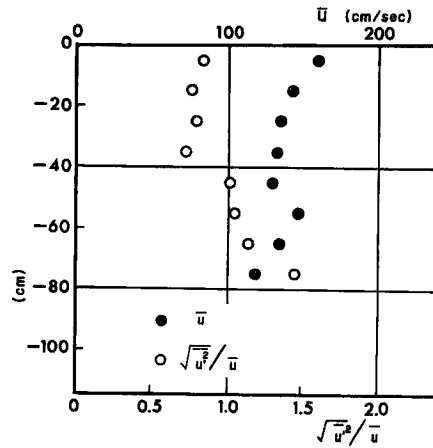


Fig. 8 Vertical distribution of mean velocity and relative turbulence intensity.

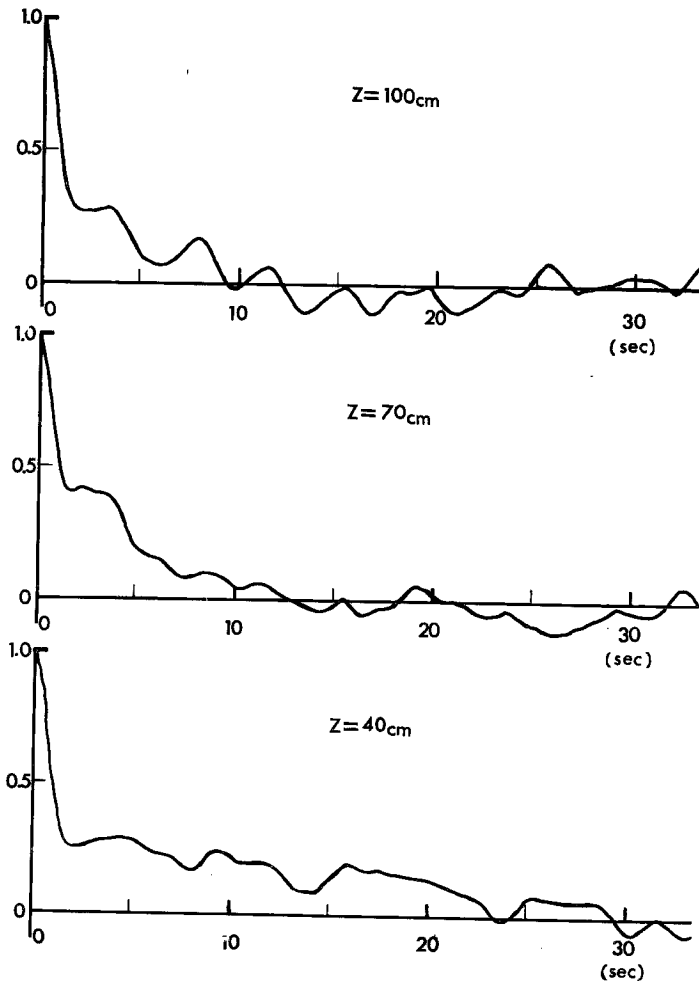


Fig. 9 Autocorrelation of longitudinal velocity fluctuation for different heights.

水面近くでは細かく、河床近傍では粗い。浮流限界の粒子の沈降速度 w_0 と u_* との関係は、 $w_0 = \alpha u_*$ (α は1あるいはそれより若干小さい値) で与えられることが知られた。浮流砂には、Fig. 7 でもわかるように河床砂礫に存在しないような wash load が大部分含まれており、その量および粒度分布を河床砂礫から推定することはできないが、生産土砂の粒度分布から推定しようと考えられる。これについては次節で述べる。掃流砂の粒度分布には二つの型が表われた。一つは、河床砂礫とほぼ同様な分布を持っているもので、流量のピーク時の測定値である。一つは、河床砂に多量の浮流砂成分が含まれている型で、流量の減衰期 (流量 $47 \text{ m}^3/\text{sec}$) の観測値である。この相異は、掃流採取器の位置と河床面に形成されているであろう砂漣の山あるいは谷の位置との相対的な関係によるものであるか、洪水の上昇期、ピークあるいは減衰期の時期の相異によるものか明確ではないが注目すべき点であろう。浮流砂量および掃流砂量の測定結果については、その精度に十分な信頼をおくことができないので、ここでは議論しない。

Fig. 8 は、1969年出水においてプロペラ式流速計によって測定された平均流速および乱れの強さの鉛直分布の1例を示したものである。水面近くから順次河床に向って流速計を下して行ったが、流速計にゴミが巻きついて流速が減少していくものと考えられたので、水面下 55 cm の位置で流速計を上げてゴミを取り除いた結果、Fig. 8 に見られるように流速の値が回復した。したがって平均流速は信頼することができないが、乱れの強さと平均流速の比は、従来の測定値とほぼ同様な値を示し、水面から河床に向うにつれて次第に増加している。Fig. 9 は、流速変動の autocorrelogram を示す。乱れのスケールは、水面から下層に行くにつれて、増大している。それぞれに対して、integral time scale, T_* , 乱れの縦方向のスケール $L_z (=T_* \bar{u})$, および L_z と水深 H との比 L/H を求め、河床からの高さ Z の三箇所について示すと、つぎのとおりである。

$Z(\text{cm})$	$T_*(\text{sec})$	$L(\text{cm})$	L/H
100	2.17	348	3.03
70	2.94	456	3.97
40	5.03	678	5.90

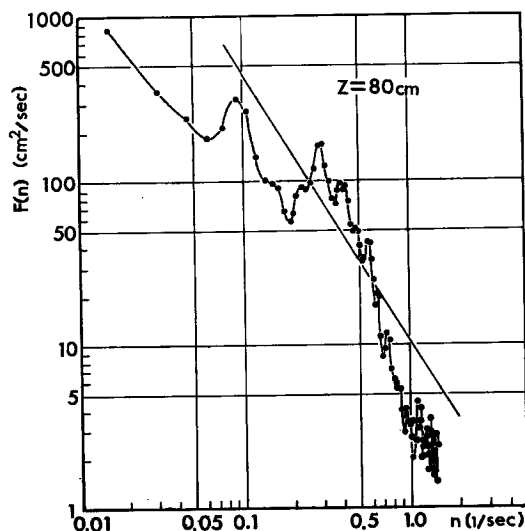


Fig. 10 Power spectrum of longitudinal velocity.

Fig. 10 は乱れのパワースペクトルである。 $n=0.1$ および 0.25 付近の 2 箇所ピークが表われている。それぞれ周期は、10秒および 4 秒であり、これに平均流速を乗じて求めたスケールと水深の比は、13.5 および 5.4 であって河床変動に対応している可能性も考えられる。洪水時における河床変動を測定してこの点を直接確かめることが今後の課題である。

5. 生産土砂、河床砂および浮流砂の粒度分布の関係

Table 2 は、大戸川本川の河床土砂生産源の一つと考えられる天神川流域の山腹、天神川ダム堆砂、本川と天神川合流点の河床から採取した砂礫の粒度分布を示す。この流域は花崗岩の風化地帯で山腹において生産される砂礫は比較的細かくしかも場所による変化は少ない。この生産砂礫と河床砂礫の粒度分布の間には顕著な相違があり生産砂礫のうちの細かい成分は浮流砂として流出したことがわかる。Fig. 11 は、生産砂礫および河床砂礫の粒度分布の代表例を示したものであるが、相違は明瞭に認められる。

洪水時に浮流砂として流出する細かい粒子成分は、水流に対する応答がよく、生産地から観測地点までの間に貯留作用を受けずに流出してくると考えられる。したがって浮流砂の粒度構成は生産地のそれを反映するであろう。この流域のように生産地の粒度構成が場所的に変化しない所ではこの関係が明瞭に把握されるであろう。この点を1969年出水について調べよう。すなわち、観測点の摩擦速度 u_* と浮流限界の粒子の沈

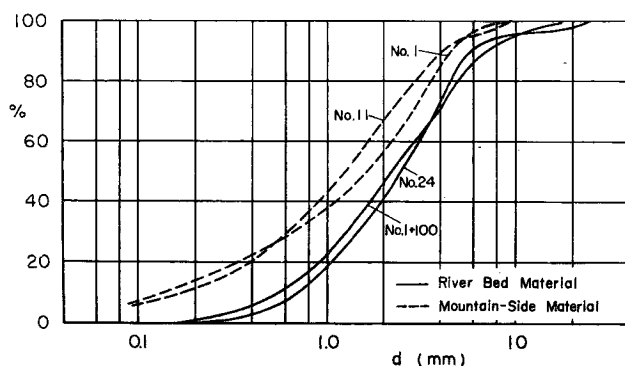


Fig. 11 Grain-size distributions of river bed material and hill-side material.

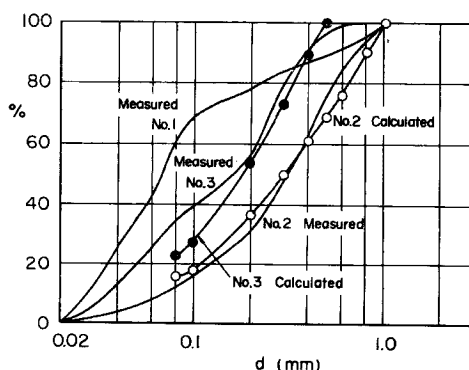


Fig. 12 Average grain-size distribution of suspended sediment observed in '69 flood and the distribution calculated from hill-side material.

Table 2 Grain-size distributions of river bed material and hill-side material.

Site	$d(\text{mm})$ =0.2	0.5	1.0	2.0	4.0	6.0	8.0	20	50	Remarks
The River Daido	No. 1+100	1	25	44	67	80	86	95	99	300m Upstream from the confluence of the 1000 River Seta
	5	2	21	38	60	72	78	91	98	2000
	10	0	14	25	42	51	58	76	96	3000
	15	1	9	24	41	64	82	93	99	4000
	20	2	8	30	43	50	53	60	80	5000
River bed	25	0	6	35	73	83	86	97	99	6000
	30	0	5	45	75	88	92	98	—	
Hill-side	No. 1	14	26	57	85	96	99	—	—	Kitsho-ji basin 5 cm under ground surface
	2	12	25	51	78	94	99	—	—	" 30
	3	7	29	49	78	94	99	—	—	Tenjin basin 5
	4	6	32	56	82	96	99	—	—	" 30
	5	11	42	79	95	98	99	—	—	Wakame valley 5
	6	23	43	82	97	99	100	—	—	" 30
	10	8	37	68	95	99	100	—	—	Gomi valley 5
	11	12	25	67	89	95	97	—	—	" 25
	12	10	25	71	93	98	100	—	—	" 5
	13	10	35	55	83	95	99	—	—	Nekoiva 5
	14	13	34	68	90	98	100	—	—	" 5
	15	19	37	81	96	99	100	—	—	" 30
	16	4	37	60	88	97	99	—	—	Mihotoke 5
The River Tenjin	No. 7	4	18	52	83	96	99	—	—	Yoroi-dam 10
	8	2	12	55	85	96	99	—	—	" 30
	9	3	9	43	79	93	98	—	—	" 50
	17	2	10	34	63	79	91	—	—	Tenjin tani-dome 5
	18	1	8	56	85	95	99	—	—	" 90
	19	2	14	52	82	94	99	—	—	Tenjin tani-dome No.1 10
	22	2	12	48	83	96	99	—	—	" 10
	23	2	11	63	90	97	99	—	—	Tenjin-dam 25
	24	0	5	41	73	91	95	98	—	

降速度 w_0 とが等しいとして、浮流限界を求め、それ以下の粒子が生産地における分布割合で流出してくるものとして浮流砂の粒度分布を計算し、実測の粒度分布と比較する。粒度分布は、前にも述べたように、鉛直方向にかなり変化しているので、10 cm 間隔に測定したものをすべて平均して求めた。また計算に用いる生産砂礫として代表的と考えられる No.1 を取った。Fig. 12 は計算値と実測値との比較であるが、流量ビーク近傍の資料 No.2 に対しては、両者はかなりよく一致しており、上の考え方は妥当であることがわかる。増水期の No.1 の資料は他のものと異なり 0.1 mm 以下の細かい成分が多く、計算値の傾向と一致しないが、この資料では水面付近の粒径が非常に細かく、平均値にこの影響が現われたことにもよる。水面付近の粒径の小さい部分では濃度も非常に小さいので流砂量の平均を取って考えると、他の資料の分布形に近づいて行くものと思われる。なお、No.3 の資料は減衰期のものである。この場合の Bed material load は粒径 0.3~0.4 mm 程度以上の粒子であるので、浮流砂には Wash load と Bed material load を含む。したがって、Bed material load を算定することができれば、Fig. 12 の粒度分布を用いて Wash load を算定することが可能である。このように Wash load を多量に含む浮流砂の粒度分布や流砂量の予測には、生産地における粒度分布の調査が重要である。

6. 結 語

以上、大戸川流域における土砂の挙動、すなわち、大洪水時における土砂災害と地形特性との関連、経年的な流送土砂量と生産土砂量、生産土砂、河床砂および浮流砂の粒度構成の関連などについて考察を進め興味ある結論を得た。しかし、土砂の挙動に関して重要な影響を持つ洪水観測については、若干の資料が得られたのみであった。これは、洪水観測の困難さに基因するものであり、現在、観測方法に関して種々検討を行なっている。これらの検討にもとづいて、流量、浮流砂量、掃流砂量ならびに河床変動量の連続自記記録や乱れの構造、濃度変動などを測定しうる機能を持った総合的な洪水観測設備を設置して、洪水の実態を解明することを強く要望するものである。なお、本研究を進めるにあたり、建設省琵琶湖工事事務所の方々に多大の御協力を戴いた。ここに記して深謝する。

参 考 文 献

- 1) 芦田和男・村本嘉雄・田中祐一郎・塩入淑史：大戸川にけおる 2, 3 の観測について、京都大学防災研究所年報，第11号B，昭43, 3.
- 2) 向井正夫：大戸川・安曇川の水源地崩壊と下流災害について，新砂防，昭29.
- 3) 中森寛三：崩壊地と流砂量の関係について（大峯堰堤堆砂量調査報告），新砂防，12，昭28, 12.
- 4) 建設省近畿地建琵琶湖工事事務所：大戸川低水流量解析業務報告書，昭44, 3.
- 5) 武居有恒・遠藤隆一：土砂生産源に関する研究，土砂の流出流送による河川災害の基礎的総合研究（文部省科学研究費，総括研究報告），昭44, 3.