

石田川上流部の水文地形学的特性（その1）

奥西 一夫・斉藤 隆志・吉岡 龍馬・奥田 節夫

HYDROGEOMORPHOLOGY OF THE UPPER ISHIDA RIVER BASIN, SHIGA PREFECTURE, JAPAN (I)

By Kazuo OKUNISHI, Takashi SAITO, Ryuma YOSHIOKA and Setsuo OKUDA

Synopsis

A preliminary analysis of the hydrogeomorphological properties of the upper reaches of the Ishida River basin is described. The tank model analysis of rainfall-runoff relationship reveals that the shares of different runoff components vary with the type of the rainfall or snowmelt. Hydrological properties of the hillslope as represented by the parameters of the tank model are compared among the catchment of the Ishidagawa Dam, its sub-basin (Kamagatani experimental basin) and other experimental basin outside the catchment of the Ishida River. Concentration of dissolved substance in the river water is analyzed through the multiple regression to reveal the inherent concentration of a given element in a given runoff component. Concentration of suspended substance is correlated to discharge. Structure of the topsoil horizons is determined by using a simplified penetration test and its relation to the microtopography and the mode of the denudational process is discussed.

1. ま え が き

石田川流域は滋賀県北部の野坂山地の西南部に位置する。野坂山地は近畿三角帯¹⁾の西縁をなす花折断層などの断層系と東縁の柳ヶ瀬断層にはさまれた山地で、造構歪が集中し、顕著な変動地形が見られる²⁾。石田川流域もその例外ではなく、水系パターン（Fig. 1 参照）は明らかに断層系の影響を受けており、また本流の最上流部（Fig. 1 に記号 C で示す淡海池の上流）は隣接する百瀬川に争奪されて截頭された状態になっている³⁾。地質は丹波帯の中古生層で、粘板岩が主体となっている⁴⁾。下流部は鑾庭野台地の北側の沖積低地を流れ、国鉄近江今津駅北方で琵琶湖に注いでいるが、流域の大部分は山地である。特に本研究の対象地域である石田川ダムの上流には人家がなく、人間活動の影響は少ない。ただし、流域のほぼ全域で薪炭林を伐採して杉を植林する計画が進行しており、流域内の水文特性と削剝過程に及ぼす影響は無視できないと思われる。気候的には降雪量が多いのが特徴的で、3 m 以上の積雪が見られる年が多い。

上述のような流域特性は、同じく湖北部に位置する姉川流域と共通する点が多い。姉川の支流である高時川の流域については、地殻の隆起による地形の回春と断層変位による斜面形の非対称性が斜面プロセスに大きな影響を与えていること⁵⁾、および細かく破碎された岩石の浸透特性が雨水流出と侵食過程を特徴づけていること⁶⁾が報告されている。このような地殻変動の激しい地域の水文地形学的特性（端的に言えば水文循環過程と地形発達過程の相互作用の特性）を解明することは、我国のような変動帯の地形変化、とりわけ災害に直接結びつくようなカストロフィックな地形変化を予測するために重要である。高時川流域での水文地形学的観測^{5,6)}では水文観測データも微地形と表層土の構造の關係に関する調査も不十分であり、積雪が水文地形学的プロセスに与える影響については定量的データをほとんど得ることができなかった。それに対して石田川流域では、積雪期でも流域の上流端付近へのアクセスが比較的容易である。また琵琶湖とその

集水域に注目した水資源の保全に関する研究プロジェクト⁷⁾の一環として、1982年より石田川流域で詳細な水文観測を開始した。本報では主としてこの観測データにもとづいて石田川上流部の水文地形学的特性に関する予察的な検討をおこなう。

2. 観測網の概要

観測網の概要を Fig. 1 に示す。地点 A は滋賀県営の石田川ダム（集水面積 23.4 km²）である。ここでは洪水制御とかんがい水量の確保のために流量調節がおこなわれているが、放流量とダム湖の水位からダム湖への流入量を知ることができる。石田川ダム管理事務所ではダム地点の他に地点 B で雨量測定をおこなっ



Fig. 1 Drainage network in the catchment of the Ishidagawa dam and its environs. A: Ishidagawa dam, B: Kochidani raingauge station, C: Tankai-ike reservoir, D: Hiraike swamp, E: meteorological station for snow observation. Circles with numbers indicate the stations for discharge measurement.

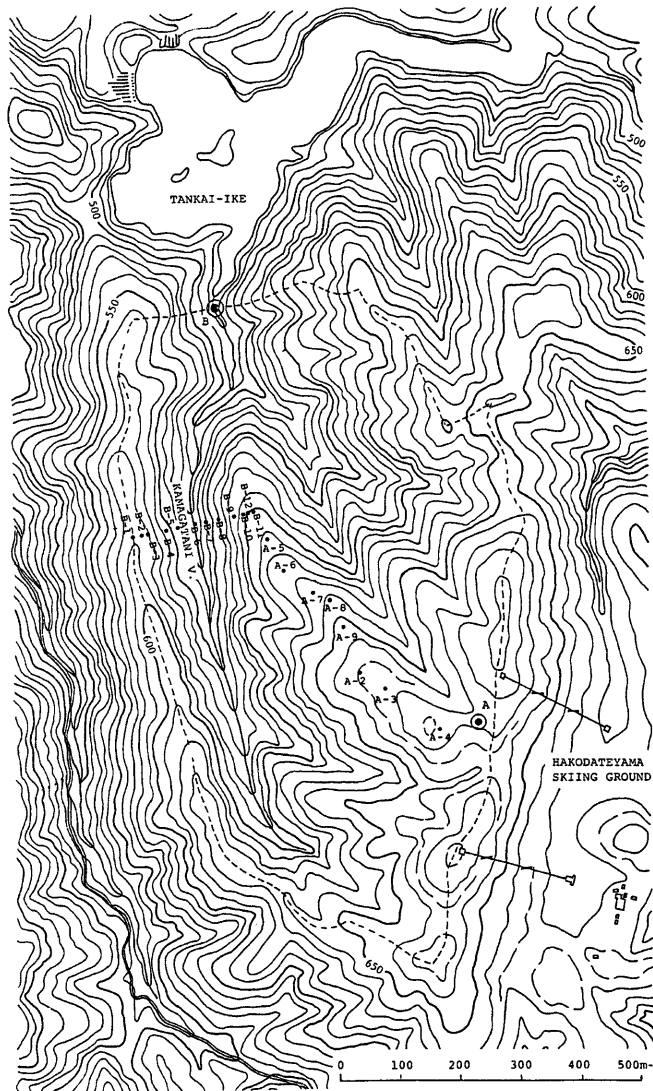


Fig. 2 A map of Kamagatani experimental basin. A: meteorological station for snow observation (point E in Fig. 1), B: gauging station (point 1 in Fig. 1). Notation such as A-4 and B-11 indicates a station for simplified penetration test.

ている(河内谷雨量計)。我々は石田川ダムに流入する河川水の水質(溶解物質濃度と浮游物質濃度)を測定するために、ダムの少し上流の地点23に自動採水器を設置して出水時の河川水のサンプリングをおこなった。掃流物質については直接測定していないが、石田川ダムの深浅測量データから大まかな推定は可能である。これらのデータを用いて、本流域から流出する固体物質の量が計算でき、またそれがどのような風化・侵食作用を反映し、降雨流出とどのように結びついているかを知ることができる。

一方、このようなプロセスをより詳細に検討するためには小面積の流域を対象とする方が適当な場合がある。そこで、箱館山スキー場内の地点 E に、上述の水資源の保全に関する研究プロジェクトの一環として積雪観測ステーションが設けられたことを考慮し、その流域(釜ヶ谷流域)を実験流域として、集中的な観測をおこなうこととした。釜ヶ谷が淡海池(Fig. 1 に記号 C で示す: 別名処女湖)に流入する手前の地点 1 に量水堰と雨量計を設置した。この量水堰の集水域(0.51 km^2)の地形の概要を Fig. 2 に示す。この図で地点 A は積雪観測地点、地点 B は量水堰を示す。また小さいドットは表土層の構造を調べるための簡易貫入試験の測点を示す。この流域での調査・観測データから、山腹斜面における表土層の生成と移動にかかわる水文地形学的プロセスを解明できるものと期待される。

Fig. 1 で番号を付した小さい丸印は石田川ダム流域の主な支流の流況を調べるための定点で、巡回観測によって流量、水温、pH および電気伝導度を測定し、また河川水のサンプルを持帰って分析をおこなっている。巡回観測は流量や水質の時間的な変化を解析するには向かないが、各支流の地形特性と流量、水質の関係を明らかにすることにより、小さい実験流域で得られた水文地形学的知見を石田川ダム流域全体に押し拡げて検討することが可能になる。

3. 石田川ダム流域の流出特性

石田川ダム流域内で観測された雨量のデータと石田川ダムへの流入量を用いて、予備的な流出解析をおこなった。次節で直接流出、中間流出および基底流出成分がそれぞれ固有の水質を持つと仮定した解析をおこなうことを考慮して、解析にはそれぞれの流出成分をはっきり分離できるタンクモデルを用いた。タンクモデルはいろいろな形式のものが提案されているが、上記のように各流出成分をはっきり分離できること、およびいろいろな流域に対して汎用的に使えるという点を重視し、下記の 2 種類のタンクモデルによって解析をおこなった。

3.1 石原・小葉竹のタンクモデルによる流出解析

石原・小葉竹⁸⁾は野州川上流などの、数十 km^2 の集水域を持つ 5 つの山地流域の出水記録を解析し、これらの流域に共通に使えるタンクモデルとして Fig. 3 (左) に示すようなものを提案している。このモデルでは速い中間流出と遅い中間流出を別のタンクで代表させている。また洪水解析を目的としているので、基底流出の時間変化は計算しない。

このモデルを1982年8月の台風10号による出水に適用した結果を Fig. 4 に示す。この台風は近畿各地に大きな災害をもたらし、本流域では、石田川ダム建設後最大級の出水を引き起こした。Fig. 4 に見られるように計算値と実測値はかなりよく一致している。しかも用いたパラメータの値(Table 1)は石原・小葉竹が用いた値と基本的に同じである。これはおそらく、集水面積と出水規模がほぼ同じであったためと考えられる。

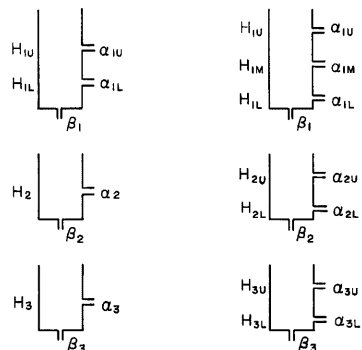


Fig. 3 Constitution of the tank model proposed by Ishihara and Kobatake⁸⁾ (left) and by Suzuki et al.⁹⁾ (right)

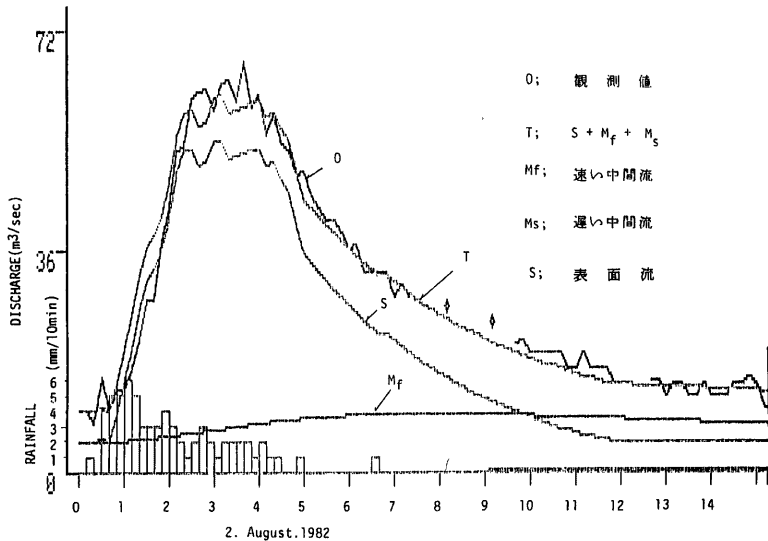


Fig. 4 Runoff analysis at Ishidagawa dam with the tank model proposed by Ishihara and Kobatake for the flood by Typhoon 8210. O: observed hydrograph, T: calculated hydrograph, S, M_f and M_s : components of T (direct runoff, prompt interflow and delayed interflow, respectively).

Table 1 Parameters of the tank model proposed by Ishihara and Kobatake³⁾ as identified for the catchment of the Ishidagawa dam.

Flood	α_{1V} (hr^{-1})	α_{1L} (hr^{-1})	β_1 (hr^{-1})	α_2 (hr^{-1})	β_2 (hr^{-1})	α_3 (hr^{-1})	β_3 (hr^{-1})	H_{1V} (mm)	H_{1L} (mm)	H_2 (mm)	H_3 (mm)
August 2, 1982	0.05	0.03	0.015	0.01	0.01	0.03	0.015	40	15	15	15
Others	0.008	0.0014	0.04	0.0125	0.0425	0.008	0.038	40	20	20	15

観測期間中に得られた他の出水ピークは、いずれもピーク流量が Fig. 4 の値の数分の1程度である。これらの出水記録に対しては、パラメーターの値を大幅に変更しないかと計算値と実測値が一致しなかった。これらの計算結果の一例を Fig. 5 に、この時のパラメーターの値を Table 1 に示す。

1983年3月の融雪出水に対して同じタンクモデルを適用した結果を Fig. 6 に示す。インプットとしては降雨量と融雪量の和を用いた。融雪量としては Fig. 1 の地点 E で測定された積雪深の変化を用いたが、細かい時間変化を求めることは困難と思われたので、1日ごとの積雪深減少量に積雪の平均密度 ($0.42\text{g}/\text{cm}^3$) をかけた日融雪量を日照時間で割って平均融雪強度を求めた。このような値は実際の融雪量とはかなり異なっているおそれもあるが、Fig. 6 に見られるように計算値と実測値の一致はかなりよい。

3.2 鈴木らのタンクモデルによる流出解析

鈴木らは山地斜面で発生する表層崩壊と、それによって誘起される土石流は斜面流出と密接に関連していると考え、斜面流出をできるだけ忠実に反映したタンクモデルを作成した⁹⁾。このモデルは六甲山地や琵琶湖南岸の田上山地の $2.5\sim 17\text{km}^2$ 程度の集水域を持つ山地溪流に対して開発されたが、地質条件の異なる

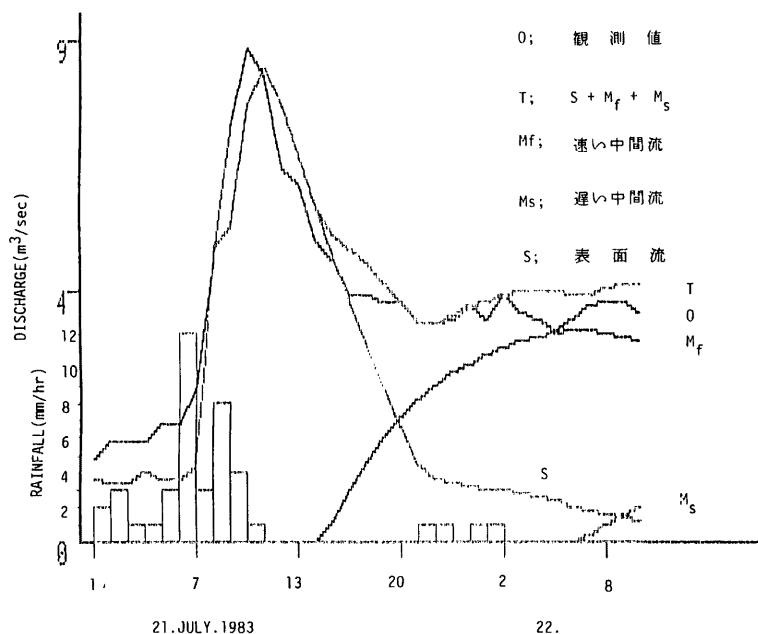


Fig. 5 Same as Fig. 4 but for a moderate flood in July, 1983.

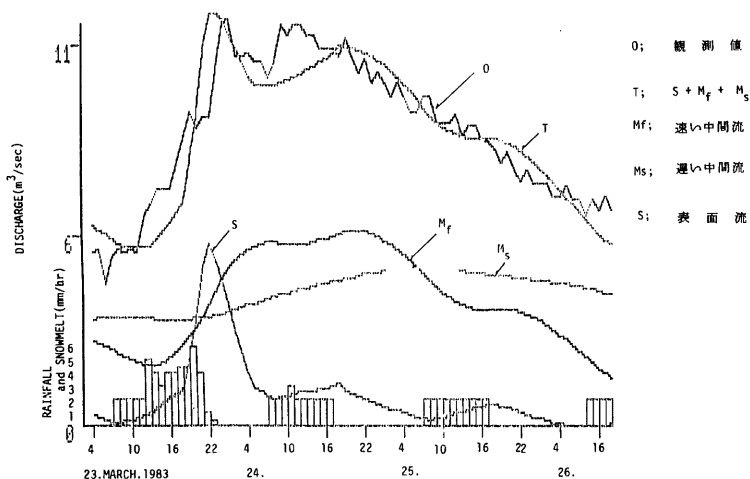


Fig. 6 Same as Fig. 4 but for a snowmelt in March, 1983. A sum of rainfall and snowmelt is shown as the precipitation.

山地小流域に対して汎用的に適用できることが確かめられている⁹⁾。このモデルの概要を Fig. 3(B) に示す。これは前述の石原・小葉竹のモデルと似ているが、3段目のタンクは基底流出をあらわす。また側方流出口の数が多く、流出の非線型性に柔軟に対応できる。石原・小葉竹のモデルでは側方流出口と底部流出口の流出係数が同じオーダーの値を取るのに対し、鈴木らのモデルでは側方流出口の流出係数がかなり小さく、各タンクの時定数は底部流出口の流出係数によってほぼ決まる。

鈴木らのモデルを石田川ダム流域における最近の出水現象に適用した結果を Fig. 7 に示す。前項では出水規模によってパラメーターの値を変えたが、ここではパラメーターの値は変えなかった。その結果、Fig. 7 の (A) に示す1982年8月の台風10号による出水では、8月1日の部分では計算流量(Q_c)と実測流量の一致は一応良好であるが、8月2日の部分では計算値が過小となる。パラメーターの値を変えて8月2日の部分を合わせようとする、8月1日の部分や他の出水現象で具合が悪くなる。

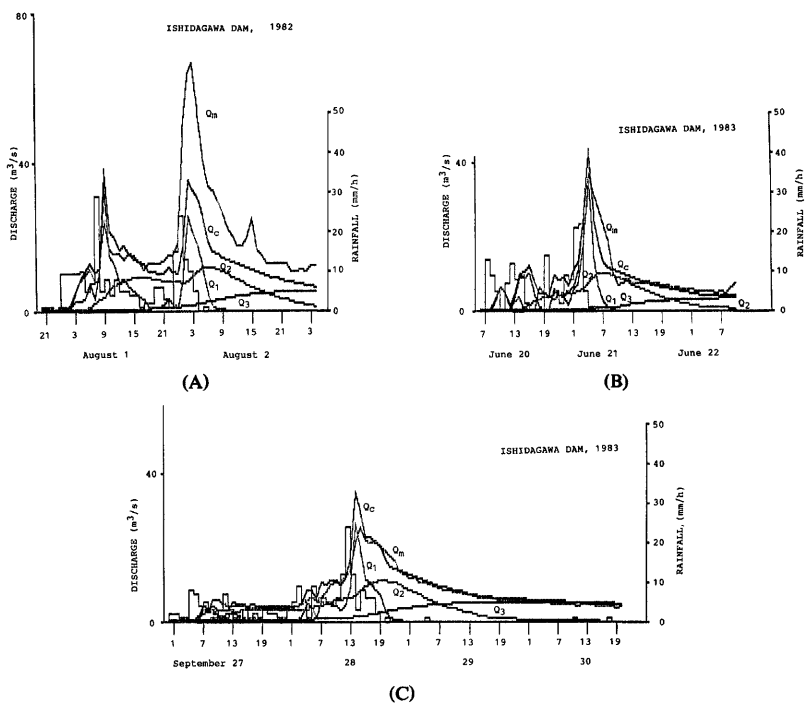


Fig. 7 Runoff analysis at Ishidagawa dam with the tank model proposed by Suzuki et al. Q_o : observed hydrograph, Q_c : calculated hydrograph, Q_1 - Q_3 : components of Q_o (direct runoff, interflow and baseflow, respectively).

Fig. 7 の (B), (C) には1983年の主要な出水に対する計算結果を示す。ピーク流量は上記の1982年8月の出水の2分の1程度であるが、計算値と実測値の一致は一応良好であると言える。しかし、こまかく見ると観測雨量と実測雨量の対応が悪く、観測雨量が流域雨量を正しく代表していないのではないかと疑われる部分がある(6月20日の19時頃と9月28日の12時~16時など)。また Fig. 7 の計算結果の全体を通じて、計算さ

れたハイドログラフの減衰部には不自然な折れ曲りが見られる。これは各タンク、特に1段目タンクの水位一流出関係が折れ線近似になっていることによって生じるもので、ある程度やむを得ないことである。

上記の計算に際して、パラメーターの値は試行錯誤的に決定した。その結果を Table 2 に示す。3段目タンクについては鈴木らの用いたパラメーターの値が全く適合しなかったので大幅な変更をおこなった。すなわち、下部流出口の流出係数をゼロとし、そのかわりに年平均蒸発散量に相当すると考えられる 0.09 mm/h の時間率でタンクの水を除去した。また側方流出口の流出係数も大幅に変更した。これは鈴木らが対象とした流域とは集水面積が100倍以上も異なるために、地下水流出の様式が基本的に異なるためであろう。1段目および2段目のパラメーターの値は鈴木らの結果とコンパラブルである。

Table 2 Parameters of the tank model proposed by Suzuki et al.⁹⁾ as identified for different catchment

	Rokko Mts.*	Tanakami Mts.*	Ishidagawa dam	Kamagatani exp. basin
α_{1V} (hr ⁻¹)	0.15	0.15	0.2	0.2
α_{1M} (hr ⁻¹)	0.05	0.05	0.1	0.1
α_{1L} (hr ⁻²)	0.025	0.025	0.025	0.025
H_{1V} (mm)	25	30	35	35
H_{1M} (mm)	20	20	12	17
H_{1L} (mm)	2	2	3	3
β_1 (hr ⁻¹)	0.3	0.3	0.3	0.3
α_{2V} (hr ⁻¹)	0.02	0.02	0.02	0.02
α_{2L} (hr ⁻¹)	0.01	0.01	0.01	0.01
H_{2V} (mm)	20	20	20	20
H_{2L} (mm)	2	2	2	2
β_2 (hr ⁻¹)	0.15	0.05	0.05	0.15
α_{3V} (hr ⁻¹)	0.001	0.001	0.01	0.01
α_{3L} (hr ⁻¹)	0.01	0.005	0.0025	0.0025
H_{3V} (mm)	10	20	60	60
H_{3L} (mm)	2	10	0	0
β_3 (hr ⁻¹)	0.0025	0.0025	0.09 mm/h†	0.09 mm/h†
Drainage area (ha)	17.6	2.5-6	2,340	51

* According to Suzuki et al.⁹⁾

† Constant rate of extraction not proportional to the stage

4. 石田川ダム流域からの溶解物質および浮流物質の流出

石田川ダム流域から流出する溶解物質および浮流物の流出量を調べるために、Fig. 1 の地点23に自動採水器（英国 North Hants Eng. 社製 Type 4B）を設置し、出水時の河川水を1時間ごとに採取した。この試料を研究室に持ち帰り、0.45 μ m のミリポアフィルターでろ過して浮流物質濃度を測定し、またろ水について主要な溶存成分の分析をおこなった¹⁰⁾。その結果を Fig. 8~10 に示す。

Fig. 8 は1982年の台風10号による出水の時のデータを示す（Fig. 4 参照）。この時は出水により採水設備の一部が破損したので、流量の本格的な立上りからピーク時にかけての部分欠測となっている。そのため出水による水質変化はわかりにくい¹⁰⁾が、 HCO_3^- と Cl^- に出水による希釈の効果が認められる。8月2日の0時には HCO_3^- 、 Cl^- 、溶存シリカおよび浮流物質の濃度が急変している。その後の変化がわからないの

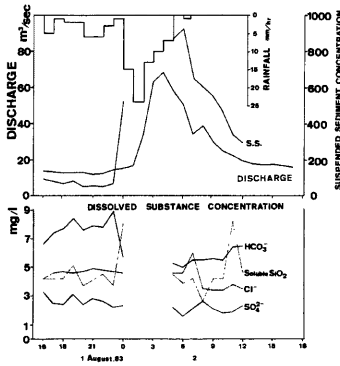


Fig. 8 Time change in the concentration of dissolved and suspended substances at the station 23 for the flood by Typhoon 8210 (cf. Fig. 4)

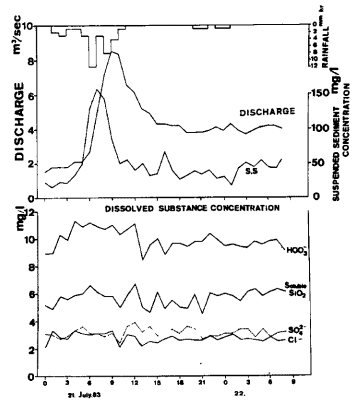


Fig. 9 Same as Fig. 8 but for the July flood (cf. Fig. 5)

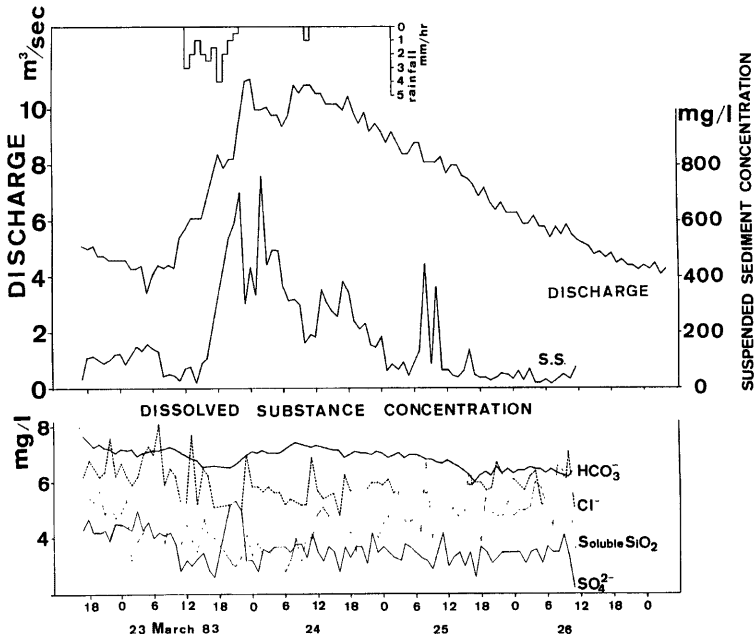


Fig. 10 Same as Fig. 8 but for the snowmelt flood (cf. Fig. 6)

で確実なことは言えないが、降雨初期に、植物体表面や地表面に集積していた風送塩などが洗い流されて来た可能性がある。その他 Cl^- と HCO_3^- の濃度には減水時に顕著なピークが見られるが、その原因は不明である。浮流物質濃度は流量にほぼ比例している。

Fig. 9 は1983年の梅雨期の出水 (Fig. 5 参照) のデータを示す。 HCO_3^- と Cl^- の濃度は互によく似た変化を示すが、これは本格的な増水の前の増加と希釈効果による減少の組み合わせのように思われる。浮流物質濃度は流量と比例的であるが、ピークは流量のそれに先行し、むしろ降雨ピークに関連しているようにも見える。

Fig. 10 は1983年3月の融雪出水 (Fig. 6 参照) のデータを示す。ここでは HCO_3^- を除く溶存物質と浮流物質に不規則な脈動が見られるがその原因は明らかでない。このような脈動の成分を除去して考えると、 Cl^- と溶存シリカに出水に伴う希釈の効果が見られる。 HCO_3^- 濃度は全般的に減少傾向を示している。

上述のように溶存成分の濃度は複雑な変化を示すが、前節で述べた河川流量の各流出成分はそれぞれ別の水質特性を持っていると考えられるので、それらの成分が河川流量に占める割合が変化すれば、当然河川水質も変化する。今、溶存成分 i について、流出成分 j (流出量 Q_j) が固有の濃度 C_{ij} を持つと仮定すると溶解物質の流出量は、

$$C_{iT}Q_T = \sum_j C_{ij}Q_j \quad \dots\dots\dots (1)$$

であらわされる。ここに添字 T は各流出成分を混ぜ合せたもの、すなわち実際の河川水を意味する。(1)式から固有濃度 C_{ij} を計算することができるが、河川水質の変化には(1)式であらわされる以外の変動も含まれているので、多重回帰を用いる必要がある。そこで化学分析をおこなった溶存成分のうち、出水時に濃度変化が比較的大きかったものについて多重回帰をおこなうと Table 3 に示す結果が得られた。またこのような解析によって実際の水質変化がどの程度まで説明できるかを見るために、Table 3 に示す値を(1)式に代入して得られた値を実測値と比較すると Fig. 11~13 のようになる。

Table 3 Inherent concentration of each component of dissolved substance for different runoff components as calculated through the multiple regression according to Equation (1) (unit: mg/l)

	Direct runoff	Prompt interflow	Delayed interflow	Base flow
Flood by Typhoon 8210 (cf. Figs. 4, 8, 11)				
Na ⁺	3.3	5.0	0	2.0
Ca ²⁺	0	1.2	0	1.0
Cl ⁻	2.2	0	0	6.1
HCO ₃ ⁻	0	7.5	0	11.2
Soluble SiO ₂	1.4	0	18.4	2.5
July flood in 1983 (cf. Figs. 5, 9, 12)				
Na ⁺	2.9	3.3	20.3	1.9
Ca ²⁺	3.0	2.4	1.8	1.3
Cl ⁻	3.7	2.8	2.6	1.2
HCO ₃ ⁻	12.9	10.0	9.5	5.5
Soluble SiO ₂	3.2	2.9	4.3	2.5
Snowmelt flood (cf. Figs. 6, 10, 13)				
Na ⁺	3.2	3.7	0	9.6
Ca ²⁺	1.9	1.2	0	6.5
Cl ⁻	6.1	1.6	0.9	10.1
HCO ₃ ⁻	5.4	4.3	1.4	13.3
Soluble SiO ₂	2.2	4.6	1.8	8.3

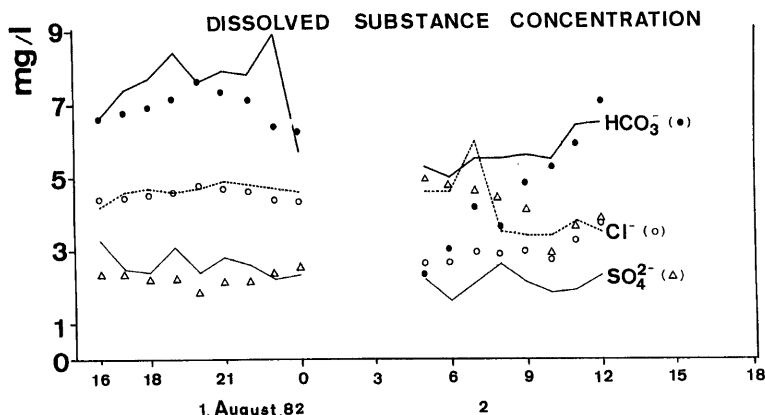


Fig. 11 Calculated concentration of dissolved substance according to Table 5 for the flood by Typhoon 8210 compared with the measured value (cf. Figs. 4 and 8)

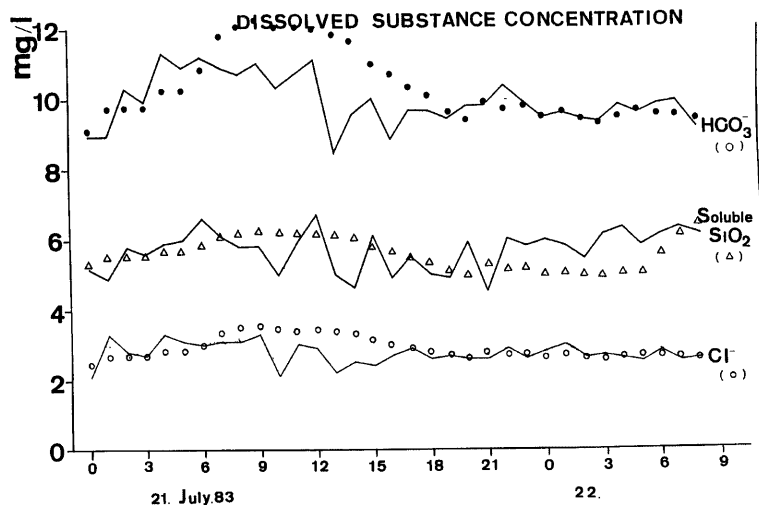


Fig. 12 Same as Fig. 11 but for the July flood (cf. Figs. 5 and 9)

Na^+ は雨水・風送塩起源のものと岩石から溶出するものに分けられる。Table 3 で梅雨出水の時の遅い中間流出の濃度が高いが、遅い中間流出は融雪出水の時以外は量的にきわめて少ない (Fig. 4~6 参照) ので、この値は信頼できない。また融雪出水の遅い中間流出中の Na^+ 濃度がゼロという結果も不自然である。結局 Na^+ の各流出成分ごとの濃度差は明らかではない。

Cl^- は雨水・風送塩起源のものがほとんどで、流出経路の影響はほとんどないと考えられるが、実際には (1) 式によって説明されるような濃度変化がかなりある (Fig. 11~13 参照)。これは、本流域の地理学的位

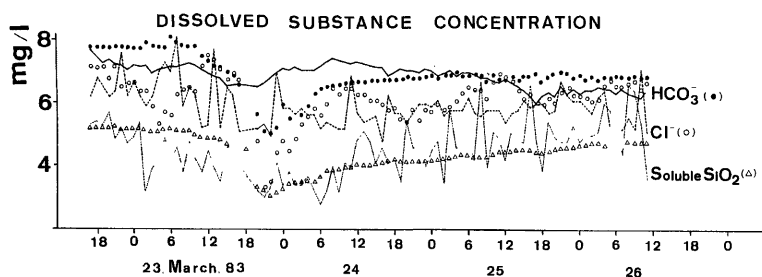


Fig. 13 Same as Fig. 11 but for the snowmelt flood (cf. Figs. 6 and 10)

置のために、冬季には日本海からの風送塩の供給量が多いが夏期には少なく、また各流出成分の滞留時間がかなり異なるためにあらわれる現象であろうと考えられる。

Ca^{2+} と HCO_3^- は水と岩石との化学反応の結果として溶出するもので、深い流出経路を持つ流出成分の示標とされている¹¹⁾。Table 3 で見ると確かに基底流出成分はこれらの濃度が高いが、直接流出や速い中間流出でもかなり濃度が高く、梅雨の出水では逆に浅い流出成分ほど濃度が高い。これは後述のように斜面表層土に粘土鉱物が多く含まれていて化学的に活性であり、特に夏期は植物の根の活動が活発になるために、表層土での溶出が著しいのではないかと考えられる。基底流出成分は表層土を透過した水より成るので、浅い流出成分よりも濃度が高くなるはずであるが、表層土があまり活性でない時期の雨水が透過したものが基底流出を形成する夏の初めでは基底流出成分の方が濃度が低いことは合理的である。Table 3 では台風時の直接流出の Ca^{2+} および HCO_3^- の濃度がゼロになっているが、Fig. 11 から見てその信頼性は疑わしい。

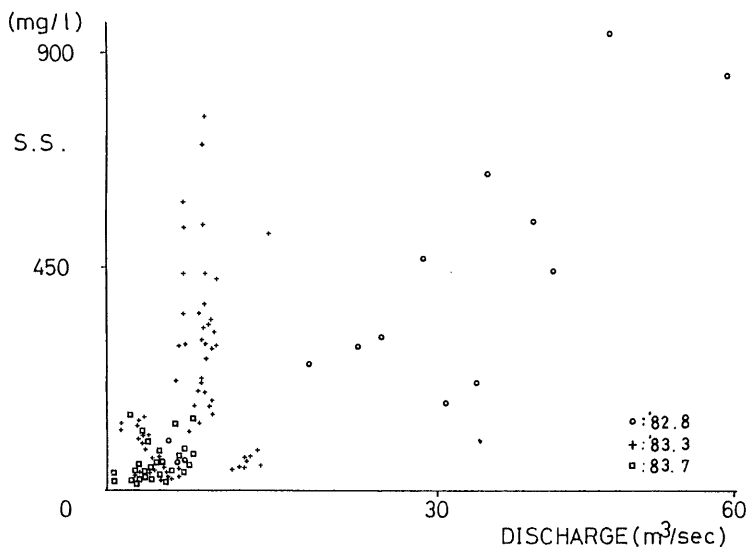


Fig. 14 Concentration of suspended substance at the station 23 during different floods as correlated with the discharge

溶存シリカについては、その溶出機構はあまり単純ではない。Fig. 13 では浅い流出成分による希釈効果が顕著であるが、Fig. 11 および 12 では実際の濃度変化は Table 3 の結果によってはほとんど説明できない。

浮流物質濃度の時間変化は流量の時間的変化との間に若干の位相差があるように見受けられるが、これを無視して流量との相関を見ると Fig. 14 のようになる。1983年3月の融雪出水では流量が $8 \sim 10 \text{ m}^3/\text{sec}$ の時に浮流物質濃度の脈動が大きく、点が大きくばらついているが、これを除けば流量と浮流物質濃度の間に何らかの関数関係があることが示唆される。

採水地点 (Fig. 1 の地点 23) では上述の出水時の採水の他に、平水時にもほぼ15日の間隔で採水をおこなったので、その結果を用いて溶解物質と浮流物質の年間の流出量の推定を試みる。採水時の流出量の時間率は濃度と流量の積であり、この値が採水時前後の15日間の代表値とみなし得るならば、これを積算することにより年間流出量を算定することができる。ところが実際には流量は降雨にもなつて変化し、水質もまた同様に化する。また採水は好天時におこなうことが多いので、偏ったサンプリングになっている可能性がある。しかし流量が小さい期間は直接流出や速い中間流出の占める割合が少ないので、第1近似的には15日以下の周期の変動を無視してよいであろう。顕著な出水の場合には、すべてのケースについてではないが、自動採水器によって1時間ごとの採水をおこなったので、1時間ステップでの積算が可能である。Fig. 8～10 からは1時間以下の周期の変動も示唆されるが、これも第1近似的には無視できよう。そこで積算期間を1時間ごとに採水した期間（仮に洪水時と呼ぶ）とその他の期間（仮に平水時と呼ぶ）に分け、無積雪期（1982年4月～11月）と積雪期（1982年12月～1983年3月）について積算をおこなった。その結果を Table 4 に示す。無積雪期では洪水時の浮流物質流出量が全流出量の約8割を占めることが注目される。積雪期では溶解物質と浮流物質の流出量がコンパラブルであるが、前者は平水時に、後者は洪水時に集中している。

Table 4 Discharge of dissolved and suspended load from the catchment of the Ishidagawa dam (ton)

	During flood	Ordinary period	Total
Snow season (Dec. 1982 — Mar. 1983)			
Dissolved load	187.2	402.8	590.0
Suspended load	395.8	62.4	458.2
Total	583.0	465.2	1,048.2
Snow free season (Apr. — Nov., 1983)			
Dissolved load	89.6	388.0	477.6
Suspended load	1,742.6	11.2	1,753.8
Total	1,832.2	399.2	2,231.4

5. 釜ヶ谷流域の流出特性

釜ヶ谷流域 (Fig. 2 参照) の量水堰は幅 70 cm, 高さ 50 cm の四角堰である。越流水深はポテンシオメーター付きフロート式水位計で直流電圧に変換され、バブルカセット式デジタルデータ集録器（池田計器 BMR-1A）に記録される¹²⁾。この集録器には分解能 0.05 mm の微小雨量計（池田計器 RT-05）が接続されており、過去1分間に降雨があれば雨量と水位が1分ごとに、降雨がなければ水位が1時間ごとに記録される。

この量水堰では1983年2月から観測を開始した。しかしデータ集録器の初期故障や蓄電池の不調のため、記録はしばしば中断した。そのため以下では短期的な流出現象について、タンクモデルによる予備的な流出解析をおこなう。集水面積が小さいことを考慮して、モデルとしては前述の鈴木らのモデルを用いた。計算

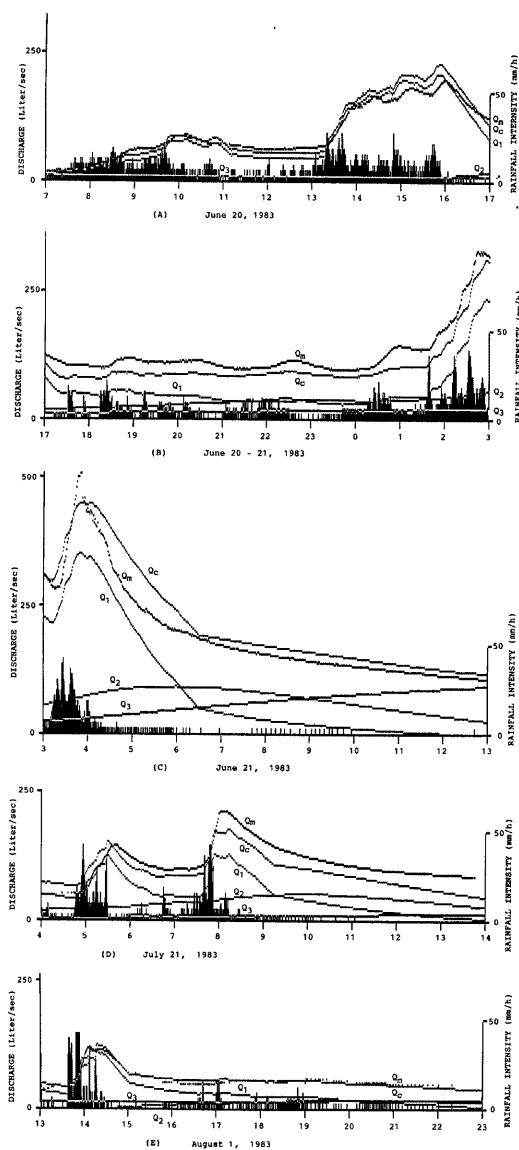


Fig. 15 Runoff analysis at Kamagatani experimental basin with the tank model proposed by Suzuki et al. See Fig. 7 for the symbols.

のためのタイムステップは、原モデルは1時間であるが、ここでは観測データに合わせて1分とした。タイムベースが短いため、3段目タンクのパラメーターは精度よく決定できないと思われたので、石田川ダムに対する値をそのまま用いた。1段目および2段目タンクのパラメーターは試行錯誤的に決定した(Table 2)。

主要な出水に対する計算値を Fig. 15 に示す。(A)~(C) は Fig. 7(B) と同じ1983年の梅雨のはじめの出水のデータを示す。この時のピーク流量は1983年の最大値であり、水位計のフルスケールに近い。計算値と実測値は大むね一致しているが、流量ピーク付近ではかなりの相異がある。実測流量のピークは降雨ピークに対して30分ほどの時間おくれがあるが応答は速く、ピーク値が高い。これとくらべると計算値はかなり平滑化されている。このような現象は他の出水では見られなかったので、ピーク流量が大きい場合にのみ起る現象ではないかと考えられる。

Fig. 12(D) は1983年の梅雨明け直前の比較的強い雨のデータを示す。このケースでは計算値と実測値の境違いが顕著である。1段目タンクには雨水が直接インプットされるため、1段目タンクの水位は降雨時は上昇するが、雨がやむと直ちに上昇が止まる。それに対して実測流量は降雨と若干のタイムラグを持っている。このような相違が、短時間の強雨に対して顕著にあらわれている。このような短時間のトランジェントを含む流出現象に対してはキネマティックウェーブ法を適用するのがベターであろう。Fig. 12 (D) では計算値と実測値の差をなるべく小さくするように、各タンクの初期水位をかなり恣意的に調節しているが、これ以上よい一致を得ることは困難であった。

Fig. 12 (E) は1983年8月の雷雨の時のデータを示す。ここでは13時48分から13時54分にかけての6分間の降雨強度が 42mm/h の一定値になっているが、これは雨量記録のビット数が少ないために起ったことである。次の1分間を含めた7分間の雨量は正しいが、実際には前半に 42mm/h を越える降雨強度があり、後半では 42mm/h 未満であったと推定される。計算に際しては雨量記録をそのまま用いているため、計算流量はやや立上りが遅くなっている筈であるが、実際にはむしろ実測値よりも立上りが速い。これは Fig. 12 (D) について述べたことが効いているものと考えられる。この点を除けば計算値と実測値の一致はかなり良好である。

Fig. 16 は1983年3月の、本格的な融雪が始った時の出水に対する解析結果を示す。融雪出水は継続時間が長く、時間変化が遅いので、この場合に限り1時間のタイムステップで計算をおこなった。Fig. 6 におけると同様、降雨と融雪が重なって大きな流出ピークを生じている。融雪量は Fig. 2 の地点 A における積雪

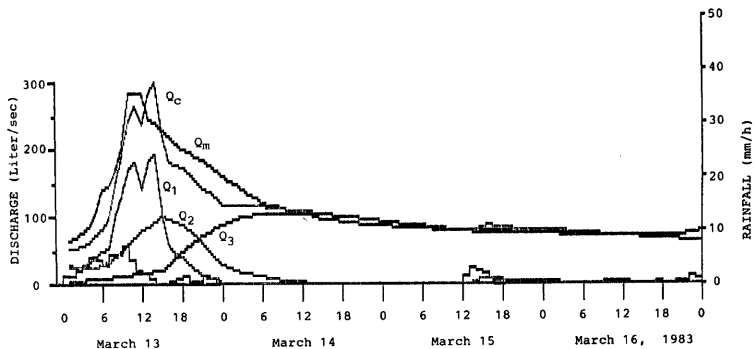


Fig. 16 Runoff analysis for a snowmelt runoff at Kamagatani experimental basins with the tank model proposed by Suzuki et al. See Fig. 7 for the symbols.

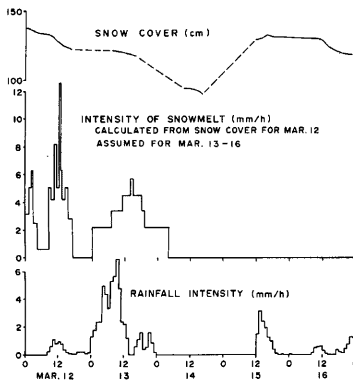


Fig. 17 Estimation of the snowmelt intensity used in Fig. 16

深の観測結果にもとづいて次のように推定した (Fig. 17 参照)。3月12日の昼間には積雪深 (Fig. 17 上段) は 16cm 減少し、その後13日の朝までは 1cm の減少しかない。したがってこれは融雪量の時間変化をそのまま反映したものと見なし得る。これに対して13日は昼間の積雪深変化は 4cm に過ぎず、逆に夕刻から14日の朝にかけて 23cm もの減少がある。これは13日の昼間の融雪は積雪の表層部の密度を低下させたが、雪面の低下はあまり起らず、夜になってから雨の影響などで雪面が低下したものと考えられる。そこで13日の総融雪量は13日朝から14日朝までの積雪深変化に前述の密度を掛けた 113.4 mm とし、時間配分についてはタンクモデルにより試行錯誤的に決定した。その際タンクのパラメータは無雪期の値 (Table 2) と同じにした。その結果を Fig. 17 の中段に示す。これによると13日は早朝や深夜にもかなりの融雪があることになるが、12日

のグラフと考え合わせると、融雪は正午を中心に集中的に起るが、融雪水が積雪層を通り抜けて地表面に到達するまでかなりの貯留効果があるために、このようなグラフになったものと考えられる。12日にもそのような現象があったと思われるが、12日の融雪量は計算に使わないのでそのままにしてある。14日から15日にかけては降雪があり、15日の降雨記録は雨量計の受水器にたまった雪が融けて生じたものと考えられる。

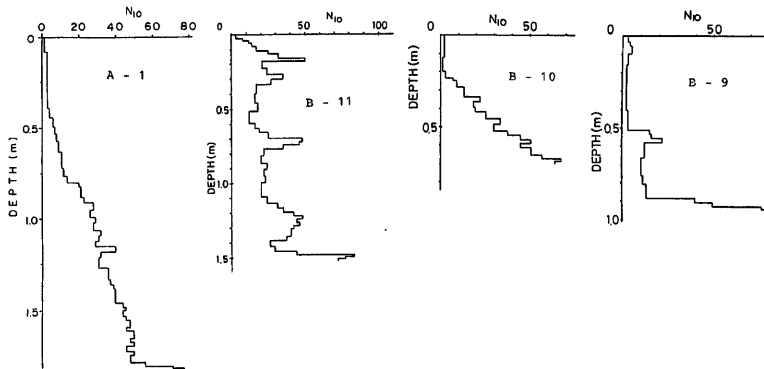
3.2 で述べたような、流量の計算値が減衰部で折れ線となる現象は Fig. 15 においても共通的にあらわれている。したがって Fig. 16 においてもこのような折れ線をなくする努力は特におこなわなかった。

6. 釜ヶ谷流域における斜面調査

Fig. 2 に見られるように、釜ヶ谷流域は起伏量が小さく (大むね 100m 以下)、尾根は平坦である。このような小起伏平坦面は花崗岩山地ではしばしば見られる^{13,14)} が、中生層山地ではあまり見られず、石田川流域でも淡水池から平池と呼ばれる湿原 (Fig. 1 の D) 付近にのみ見られる。中生層山地に見られる平坦面は、例えば高時川上流部⁵⁾ のように、谷底面より数百 m 高い尾根部に見られることが多い。

山地に見られる平坦面は隆起準平原の名残りであると言われている。したがってそのような平坦面に属する尾根はかなり古い地形であるということが出来る。しかし地表面の構成物質も同じ程度に古いのか、あるいは形態は保存されるが物質は更新されているのかについては議論がある¹⁵⁾。この問題は地形発達史を考える上で重要であるばかりでなく、斜面崩壊その他のマスマーブメントによって表層物質が更新される割合を知ることによって崩壊災害のポテンシャルを評価することが出来るという点でも意義が大きい。また尾根や斜面の表層土は雨水流出の主要な場であって、流域の水文地形学的プロセスを直接に反映するものである。このような観点から斜面形と表層土の構造について予備的な調査をおこなった。

調査は Fig. 2 に示す、A, B 2つの測線に沿って、主に土研式簡易貫入試験器¹⁶⁾を用いておこなった。直径 3cm、先端角 60° のコーン抵抗体を地中に 10cm 貫入させるのに必要な衝撃 (5kg の重錘を 50cm の高さから落下させる) の数を N_{10} と呼ぶが、この値の深さ方向のプロファイルを Fig. 18 に示す。測点 A-1 は Fig. 2 に A と記した積雪観測地点であり、尾根上の平坦地である。ここでの N_{10} プロファイルは大きく 3つの部分に分けられる。40cm 以浅は N_{10} は 3 程度のほぼ一定値をとる。40~180cm の深さでは N_{10} は深さと共にほぼ直線的に増加している。180cm 以深では N_{10} が急増するが、 N_{10} が 50 を越えると試験器のいたみがひどくなるので N_{10} の急増が確認された時点で試験を打切っている。

Fig. 18 Vertical profiles of the cone-penetration resistance (N_{10})

測点 B-11 は尾根の先端部付近にあり、尾根方向の勾配が大きいためか、 N_{10} プロファイルは測点 A-1 とはかなり異なる。 N_{10} 値は地表面から深さ 20 cm にかけて直線的に増加した後、周期的な変化を示している。このようなプロファイルは高時川流域内の平坦な尾根でも得られており、節理に沿って風化が差別的に進行したことを反映するものと考えられる⁶⁾。測点 B-10 は尾根付近の緩斜面から山腹の急斜面に移行する、縦断面曲率が最大となる部分にある。ここでの N_{10} プロファイルは測点 A-1 のそれを深さ方向に圧縮したような形になっている。これは風化作用は本質的に同じであるが削剥の速さが大きいためと考えられる。測点 B-9 は 40° ぐらいの急斜面上にある。この斜面は縦断面形も横断面形も直線に近い。 N_{10} プロファイルは風化岩の上に N_{10} 値の異なる 2 層の表層土をのせた形になっている。

上記の N_{10} プロファイルは、測点 B-11 のものを除けば風化花崗岩地域で得られたもの¹⁶⁾ とよく似ている。このようなプロファイルは表層崩壊が一定の回帰期間をもって繰返し起ると考えることによってうまく説明され^{16,17)}、本流域においても基本的には同様であろうと考えられる。なお深さと共に N_{10} がほぼ直線的に増加する部分は花崗岩地域では風化残積土である¹⁵⁾ が、本流域では、顕微鏡観察¹⁸⁾ によると粒径数 μm ～十数 μm の粘土を主体とした土で、砂と礫はごくわずか（重量比で 0.5%未満）しか含まれていない。このような土層の成因については別の説明が必要かも知れない。

7. 考察とまとめ

7.1 流出特性について

第3節では石田川ダムに流入する水について、また第5節では釜ヶ谷流域から淡水池に流入する水について、タンクモデルによる流出解析をおこなった。以下では鈴木らのモデル⁹⁾ による計算結果 (Table 2) について、流出成分ごとに検討する。

直接流出は斜面を流下する時間が短いので、河道を流れる時間の比率が他の流出成分よりも大きく、その集中特性は集水面積によってかなり変化する。鈴木らのタンクモデルでは直接流出は1段目タンクからの流出に相当するが、1段目タンクは雨水を直接受けるため、降雨ピークから流出ピークまでの時間（集中時間）はタンク定数だけでは決らない。そこで実測流量について調べると、釜ヶ谷流域では10分程度、石田川ダム流域では2～3時間である。このような相異の原因については、今後キネマティックウェーブ法などを用いて分析する必要がある。

1段目タンクの定数は直接流出の量と減衰特性を決める。石田川ダム流域と釜ヶ谷流域では β_1 の値は同じなので、減衰特性は本質的に同じであり、1段目タンクの水位一流出強度関係 (Fig. 19) のみが異なり、

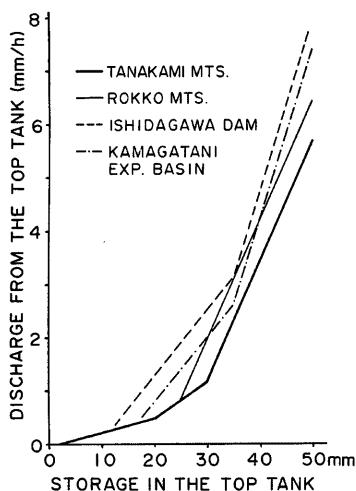


Fig. 19 Comparison of stage-runoff relationship for the top tank in the model of Suzuki et al.⁹⁾ among different basins. Data from the Rokko and Tanakami mountains are after them.

同一の降雨強度では石田川ダム流域の方が直接流出が多い。六甲山地や田上山地とくらべると1段目タンクの水位が15mm~35mmの区間で流出が多くなっている。水位が40mmを越える区間については、そのような状態はまれにしか起らないので、比較してもあまり意味がない。

中間流出は斜面を流下するのに要する時間が比較的大きく、石田川流域のようにあまり大きくない流域では河道を流下する時間は無視してよいであろう。したがって、中間流出の特性は β_1 と2段目タンクの定数によってほぼ決まる。石田川ダム流域と釜ヶ谷流域では β_2 のみが異なり、他はすべて同じであるが、 β_2 が変わると2段目タンクの側方流出口の意味が異なって来る。すなわち、 β_2 が大きいくほど、同一の降雨強度に対してタンク水位が低くなり、流出強度は減少する。また中間流出の減衰が速く、3段目タンクへの流入が多くなる。釜ヶ谷流域は β_2 の値が石田川ダム流域の3倍なので、中間流出の量もその減衰の時定数も約3分の1である。このような差は斜面の長さや傾斜、および表層部の透水性の差にもとづくものと考えられる。

基底流出については、中間流出以上に河道を流下する時間は無視できる。しかし、基岩が破碎されて

いる地域では、基底流出はかなり深い地下水によってもかん養されているので、谷の深さや集水面積、基岩の破碎度などによって影響される可能性が大きい。Table 2では釜ヶ谷流域の基底流出を表わす3段目タンクの定数は石田川ダム流域のそれと同じになっているが、前述のようにそれが最適であった訳ではなく、実際は六甲山地や田上山地の値に近い。

7.2 地形特性および地形変化過程について

釜ヶ谷流域の地形特性と表層土の構造については第3節で述べた。そこで現在進行している地形変化については直接的なデータは得られていないが表層土の構造から見て、表層崩壊が主要な剝削営力であることはまず間違いない。そして流域内には数個の崩壊跡地が見られる。これらの崩壊は10年ほど前に薪炭林を伐採して杉を植林したことによって発生したのではないかと考えられる。量水堰の30m程上流にはこれらの崩壊のひとつからもたらされた土砂が堆積しており、それが増水のたびに少しずつ淡水池へ流出している。しかしそのために、石田川ダムでおこなったような溶解物質と浮流物質の輸送量の観測はかえって困難になっている。

第4節では石田川ダムへ流入する河川水はそれぞれ固有の溶解物質濃度をもつ流出成分の混合物であると考えて解析した。しかし各流出成分の水質は季節によって、またひと雨の中でも時間的に変化している。これは深い地下水によって溶出される化学成分の量が少なく、直接流出や中間流出によって表層土や植物体から溶出するものが相対的に多いためと考えられる。浮流物質の流出については、その供給源を確定できなかったこともあって十分な解析ができなかった。一方石田川ダム流域の地形特性については排水網の分布に関する分析¹⁹⁾の他はまだほとんど未着手である。

7.3 今後の課題

本報告では1982年春から1983年秋までの観測にもとづいて、石田川上流部の水文地形学的特性に関する予

察的な解析をおこなった。今後さらにデータを蓄積し、より進んだ解析をおこなう予定である。しかし、本報告で述べたような解析を延長することによって、どこまでこの流域の水文地形学的特性を把握できるかについてはかなり問題がある。

石田川の近辺では、百瀬川で土石流を伴う激しい土砂流出が生じており²¹⁾、安曇川でも江戸時代からしばしば大規模な斜面崩壊が起っている²⁰⁾。それに対し石田川ではそのような記録はなく、河床堆積物や河口の地形を見ても急激な土砂流出の痕跡は見られない。その意味では Table 4 に示した土砂流出量は、定量的な代表性には問題があるかも知れないが、定性的には過去100年程度の穏やかな土砂流出を代表するものと言えよう。しかし、野坂山地に共通する断裂系の形成²⁾や河川争奪³⁾は地質時代のある時期に大量の土砂流出があったことを想像させる。またきわめて徐々にではあっても、風化生成物や山腹・山麓堆積物がある限界を越えて集積されると大規模なマスマーブメントが発生することが知られている。そして石田川下流部には更新世のある時期(20~30万年前)に堆積した大量の土砂によって壑底野丘陵が形成されている²¹⁾。今の所このような大量の土砂流出が地質時代のどの時期に、どれくらいの時間率で起ったかは明らかではないが、これはむしろ一般地形学の問題である。

これら2種類のタイムスケールの中間に現在斜面や尾根で見られる表層土の形成にかかわる程度のタイムスケールがあると考えられる。石田川流域ではそれがどの程度の時間であるかは不明であるが、他の地域では山地の尾根に一万年以上も前の火山灰が残っていることが報告されている²²⁾。第6節で述べたように、釜ヶ谷流域では表層土の集積と斜面崩壊による除去が交替的に起っているようである。またこの程度の年代の水文条件は現在の観測値や解析結果を用いてある程度推定することが可能であろう。したがってこのようなタイムスケールでは水文地形学的な取扱い、すなわち水文循環と地形変化の相互作用として現象を把握することが可能である。このことはまた数万年に1度ぐらいの頻度の災害を定量的に予知することが可能となることを意味する。

これを実際におこなうに当たっての最大の困難は、風化の速さおよび山地の削刺と流送土砂の時間的経過の推定にある。これができない場合は、西三河山地におけると同様に、理論的演繹によって時間的変化の様式だけを求める¹⁷⁾ということがまंししなければならないであろう。表層土の構造と物性に関しては、釜ヶ谷流域において詳細な調査をおこなう予定である。その際、貫入抵抗だけでなく、透水性や内部摩擦角などの物性値の推定が可能な調査もおこないたいと考えている。石田川流域の他の部分ではまず地形分類をおこない、それぞれを代表する地点で表層土の調査をおこなう予定である。

水文学的側面については、流出観測のデータをさらに蓄積し、キネマティックウェーブ法など、斜面流を考慮した流出解析をおこなう予定である。溶解物質の流出については地球化学的解析を進め、流出解析の改善と合わせて、出水時の時間的変化をより一般的な形で記述できるように努める。浮流物質の流出については、何らかの方法で生産源を推定した上で既存の方法²³⁾により流出様式を追究することを考えている。また掃流物質については石田川ダムの堆積土砂量のデータ(滋賀県による)を用いて考察をおこなう予定である。

謝 辞

本研究は日本生命財団の研究助成金による「水資源の保全に関する研究」の一環としておこなっているものである。本報告の作成に当たってはこのプロジェクトの他のメンバーからデータの提供と助言を受けた。現地観測に際しては滋賀県石田川ダム管理事務所、今津町産業経済課ならびに箱館山スキー場より多大の御協力をいただいた。また観測設備の設営と石田川ダム流入地点における観測には当研究所の横山康二技官をわずらわした。

参 考 文 献

- 1) Huzita, K.: Tectonic development of Southwest Japan in the Quarternary period, J. Osaka City Univ., Vol. 12, Art. 5, 1969, pp. 53-73.
- 2) 東郷正美: 琵琶湖北岸・野坂山地の変動地形, 地理学評論, 第47巻第11号, 1974, pp. 669-683.
- 3) 水山高幸: 空中写真, 地形図から読みとれる地形発達史ならびに地形の変遷——比良山地, とくに百瀬川, 木戸川を例として——, 新砂防, 第115号, 1980, pp. 52-59.
- 4) 近畿地方土木地質図編纂委員会: 近畿地方地質図解説書, 1981, 376 p.
- 5) 奥西一夫: 高時川の地形特性に関する予察, 「環境科学」研究報告集, B24-R12-2, 1979, pp. 67-71.
- 6) 奥西一夫: 高時川流域の水文解析, 「環境科学」研究報告集, B105-R12-12, 1981, pp. 74-81.
- 7) 吉良竜夫: 水資源の保全に関する研究 (研究計画書), 水資源保全特別研究会, 1982, 63 p.
- 8) 石原安雄・小葉竹重機: 洪水流出計算の総合化に関する一考察, 京大防災研年報, 第21号 B-1, 1978, pp. 153-172.
- 9) 鈴木雅一・福嶋義宏・武居有恒・小橋澄治: 土砂災害発生の危険雨量, 新砂防, 第110号, 1979, pp. 1-7.
- 10) 吉岡龍馬・伊藤正明・大石郁夫: 石田川流域における水文化学的観測 (その1), 京大防災研年報, 第27号 B-1, 1984, pp. 445-454.
- 11) 北野 康・加藤喜久雄・金森 悟・金森暢子・吉岡龍馬: 水質調査による岩石崩壊予知の可能性, 京大防災研年報, 第10号 A, 1977, pp. 557-587.
- 12) 奥西一夫: 水文地形学の野外観測のためのデータ集録器の試作について, 京大防災研年報, 第26号 B-1, 1983, pp. 435-443.
- 13) 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊: 新編日本地形論, 東大出版会, 1973, pp. 204-225.
- 14) Okunishi, K.: Characteristic erosional processes in granitic drainage basins as found in Tanakami Mountains, Shiga Prefecture, Japan, Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 24, Part 4, 1974, pp. 233-261.
- 15) 吉川虎雄: 湿润変動帯の地形学, 地理学評論, 第57巻第3号, 1984, p. 213.
- 16) 奥西一夫・飯田智之: 愛知県小原村周辺の山崩れについて (I), 京大防災研年報, 第21号 B-1, 1978, pp. 277-296.
- 17) 飯田智之・奥西一夫: 風化表層土の崩壊による斜面発達について, 地理評, 第52巻第8号, 1979, pp. 426-438.
- 18) 岡本俊策: 箱館山スキー場西斜面における表層土と地形 (京大理学部課題研究), 1984, 27. p.
- 19) 岩崎功志: 地形図を用いた石田川流域の地形特性の研究 (京大理学部課題研究), 1984, 24 p.
- 20) 平野昌繁: 空中写真でみる地形災害, 京大防災研年報, 第24号 B-1, 1981, pp. 449-460.
- 21) 竹村恵二: 琵琶湖西岸地域の地質, 湖西地域の応用地質学的諸問題 (日本応用地質学会見学会案内書), 1983, pp. 12-21.
- 22) 野上道男: 比較形態学的方法による段丘崖斜面発達の研究, 地理学評論, 第50巻第1号, 1977, pp. 32-44.
- 23) 村本嘉雄・道上正規・下島栄一: 木戸川における微細砂の流送過程について, 京大防災研年報, 第16号 B, 1973, pp. 433-447.