

南九州の小河川流域における土層と流出特性

難波直彦・河原田礼次郎*・三輪晃一・

長 勝史*・若松千秋

(農地工学研究室, *農業水利学研究室)

昭和61年8月9日 受理

Characteristics of Soil Layers and Runoff at Small River Basin in the South of Kyushu

Naohiko NANBA, Reijiro KAWAHARADA*, Koichi MIWA,
Katsushi CHO* and Chiaki WAKAMATSU

(Laboratory of Farm Land Engineering, *Laboratory of Irrigation and Drainage Engineering)

緒 言

南九州にはシラスが広く分布している。これらのシラス地帯は台地状を呈する所が多く、その台地は小河川によって深く河谷をきざみこまれ、小さな独立した台地を形作っている。阿部¹⁾らは大隅半島中部を流れる大きな流域面積(485km²)をもつシラス河川である肝属川で流出解析を行い、計画洪水比流量は非シラス地域の計画洪水比流量に比べて非常に小さく、渇水時において大きな基底流量を維持すると報告している。しかし、シラス台地周辺の小流域を対象として流出解析を行った例は少ない。そこで、シラス地帯である大隅半島最南部、佐多町に調査流域(2km²)を設定した。調査は気候、地形特性を考察し、流域内の土層の成層状態と、その物理的性質を調べるとともに、流出に直接関与すると思われる各植生ごとの浸入度を測定した。また流域内に試験圃場を設け、降雨流出特性を調べるとともに、調査流域における降雨流出特性について解析した。

調査地の概況

1. 調査地の概要

調査流域は Fig. 1 に示すように大隅半島最南部のほぼ北緯31°05'東経130°44'に位置し、東西約3km、南北1.5kmの広がりを持ち総面積294haである。南縁には標高400~500mの肝属山地の山岳が重なり、北縁は鹿児島湾に向う急崖となっている。この中間の標高300~340mの火砕流性の台地を、郡川とその支流が樹枝状に深くきざみこんで分断した、かなり複雑な地形の流域である。台地上の平坦地は一部草地化され、他は植林地および自然草地である。調査流域の大部分は山地斜面および河川をきざみこんだ河谷斜面で、林地

および急崖となっている。気候は年間を通じて温暖(平均気温19℃)で、降雨量も年間1600~3500mmと比較的高温多湿地帯である。しかし初夏から秋にかけて集中豪雨や台風に見舞われることが多く、冬には突風があり、山間部では霜害を受けることもある。

2. 地形解析

5千分の1の地形図をもとに、調査流域について地表傾斜を3段階に区分し、その面積分布量を示したのが Table 1 である。平坦地および緩傾斜地とした地表傾斜角15°以下の部分は、B流域では3%、全体でも6%程度しかなく、流域のほぼ60%は40°以上の極急傾斜地である。また調査流域の地形的特徴とその分布状況を図に描いて明示するために、流域を100m方眼に分割して、その区画内の最高標高と最低標高の差、すなわち起伏量を求めた起伏量分布図を Fig. 2 に示す。起伏量を5段階に区分して図示しているが、起伏量10m以下の区分1と10~20mの区分2とが地区北部の台地状地形を示し、また調査流域中央部を東西に貫く部分に区分2と3が連なって、中央部の台地状地形を示している。起伏量40m以上の区分5は調査流域南部の山岳部分を示し、それから河谷に沿って起伏量30~40mの区分4が連なり、西部の下流部における熔結凝灰岩の露頭を含む急崖河谷部分で、再び区分5が並んでいる。起伏量の各区分ごとの分布数は Table 2 のようになる。表中に示した平均傾斜角度を Table 1 と対比させて比較すれば、平均傾斜角16.7°以上になる4と5の合計ブロック数の割合は56.2%である。Table 1 の地表傾斜角15°以上の分布面積割合93.8%に比べて、地形条件の厳しさがかなり緩和されて表現される。これは起伏量図に基づく傾斜角は、ブロック内の最大標高差のブロック辺長100mに対する比から求めたもので、実際の斜面傾斜角よりも小さく表わさ

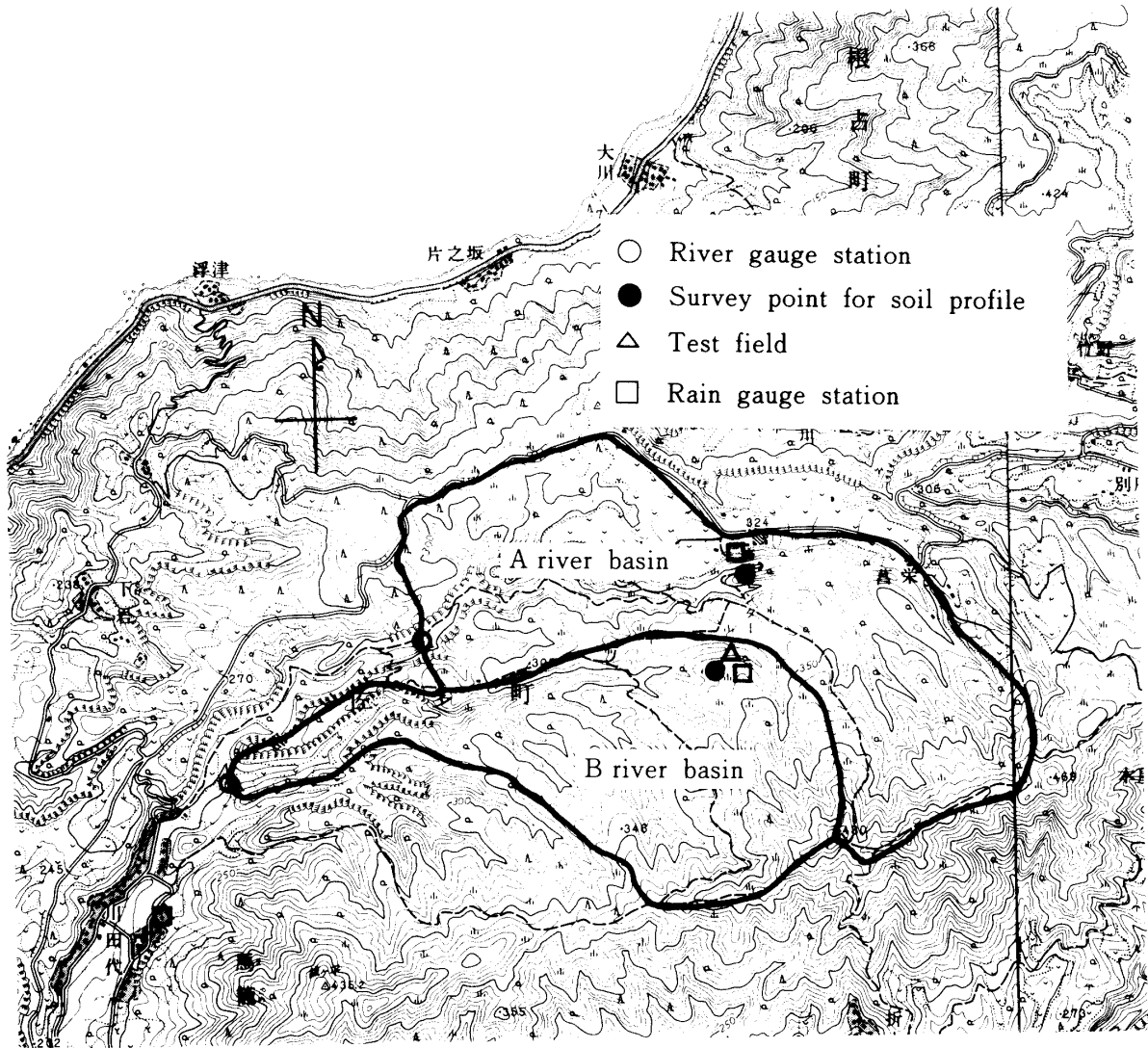


Fig. 1. Location of surveyed river basin and observatories.

Table 1. Distribution of land slope (Unit : ha, in parenthesis %)

Slope of ground surface	A River basin	B River basin	Total
15°> (Flat land and gentle slope land)	14.7 (8.6)	3.5 (2.9)	18.2 (6.2)
15°~40° (Steep slope land)	62.3 (36.2)	36.3 (29.8)	98.6 (33.5)
40°< (Heavy steep slope land)	95.0 (55.2)	82.2 (67.3)	177.2 (60.3)

Table 2. Distribution of land undulation quantity

Division	Difference of elevation(m)	Number of block	Percentage(%)
1	0~10	21	6.3
2	10.1~20	48	14.3
3	20.1~30	78	23.2
4	30.1~40	90	26.8
5	40 over	99	29.4
Total		336	100.0

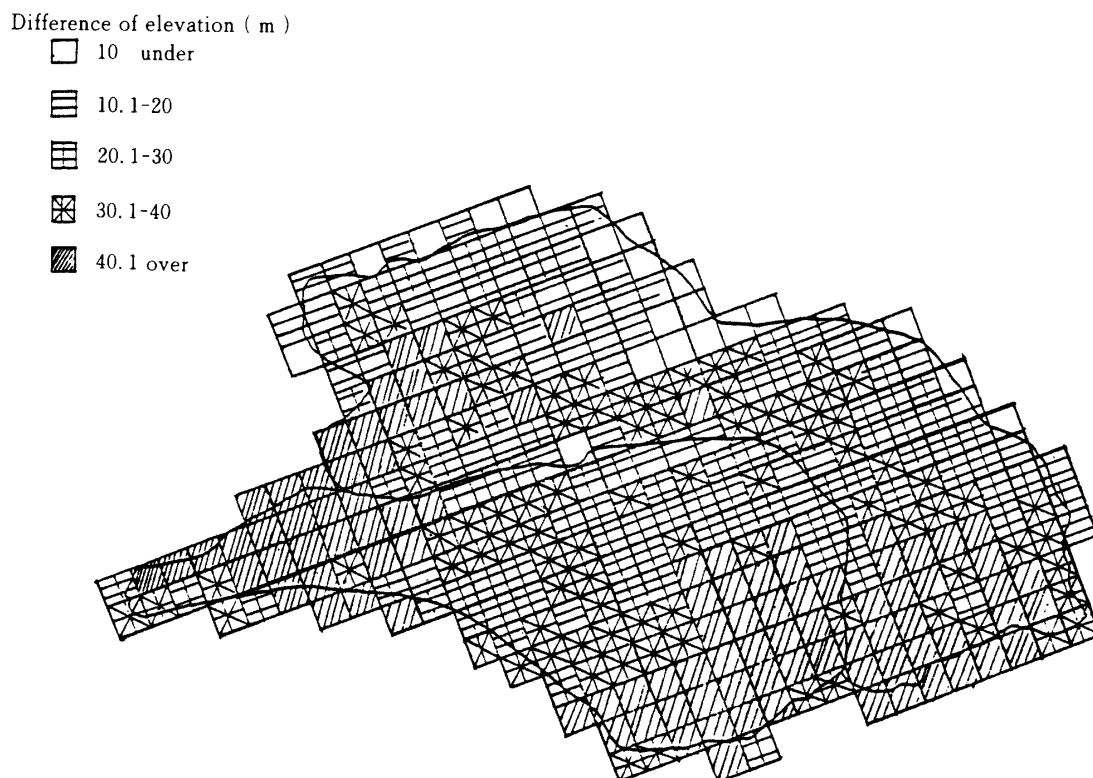


Fig. 2. Distribution map of land undulation quantity.

れる。本調査流域の地形変化が非常に小刻みに急傾斜で変化して複雑であり、面積約300 ha の地区を1 ha の区画約340個に分割しても、十分には表現しえないといえよう。さらに河川の性状を見るために、地形図よりA地区の郡川本流およびB地区郡川支流の河川縦断面を描くと、Fig. 3 のようになる。どちらも河川勾配は上流部で1/5，中央部で1/20～1/30，途中熔結凝灰岩の露頭に入る狭搾部で1/10，下流部で1/30である。調査流域下流端の流量観測点付近の平均的な河川勾配（地形図から計算したもので河床勾配とは異なる）は1/30前後となる。両河川とも典型的な山地河川であり、実質的には溪流に近いものといえよう。流域の地形特性は Table 3 のようになる。

3. 地質

調査流域の地質の概略を Fig. 4 に、模式地質断面図を Fig. 5 に示す。本調査流域の基盤岩は南東方向の山地部に、砂岩と頁岩によって構成される日南層群が分布し、北西から北東の山地および台地下に黒雲母花崗岩の新期花崗岩類が分布する。この山地の谷を埋めるように、阿多火山の噴出物で未固結～半固結の阿多降下軽石層およびその2次堆積層と、熔結凝灰岩の

Table 3. Topographical characteristics

Geomorphological factor	River basin	
	A	B
River basin area (ha)	176.88	120.74
River length (km)	2.88	2.805
Round length (km)	7.175	5.600
Mean width (km)	0.614	0.430
Shape factor	0.213	0.153
Compactness	0.329	0.348
River density (1 / km)	3.697	3.661

阿多軽石流が分布し、台地を構成している。熔結凝灰岩は比較的硬質であるが、柱状・板状の割目が発達している。さらにそれらを覆ってローム層が分布する。その他、山麓に崖錐性堆積層が、谷底平野部に沖積層が分布するが、その分布面積は少ない。

4. 土壌

本調査流域の土壌調査結果²⁾によると、調査流域の土壌は粗粒黒ボク土壌と褐色森林土壌に大別される。粗粒黒ボク土壌は、浅い所に開聞岳の噴出物に由来する砂礫層が存在する黒ボク土壌を指している。作土としては、塩基類やリン酸等の肥料成分が欠乏している

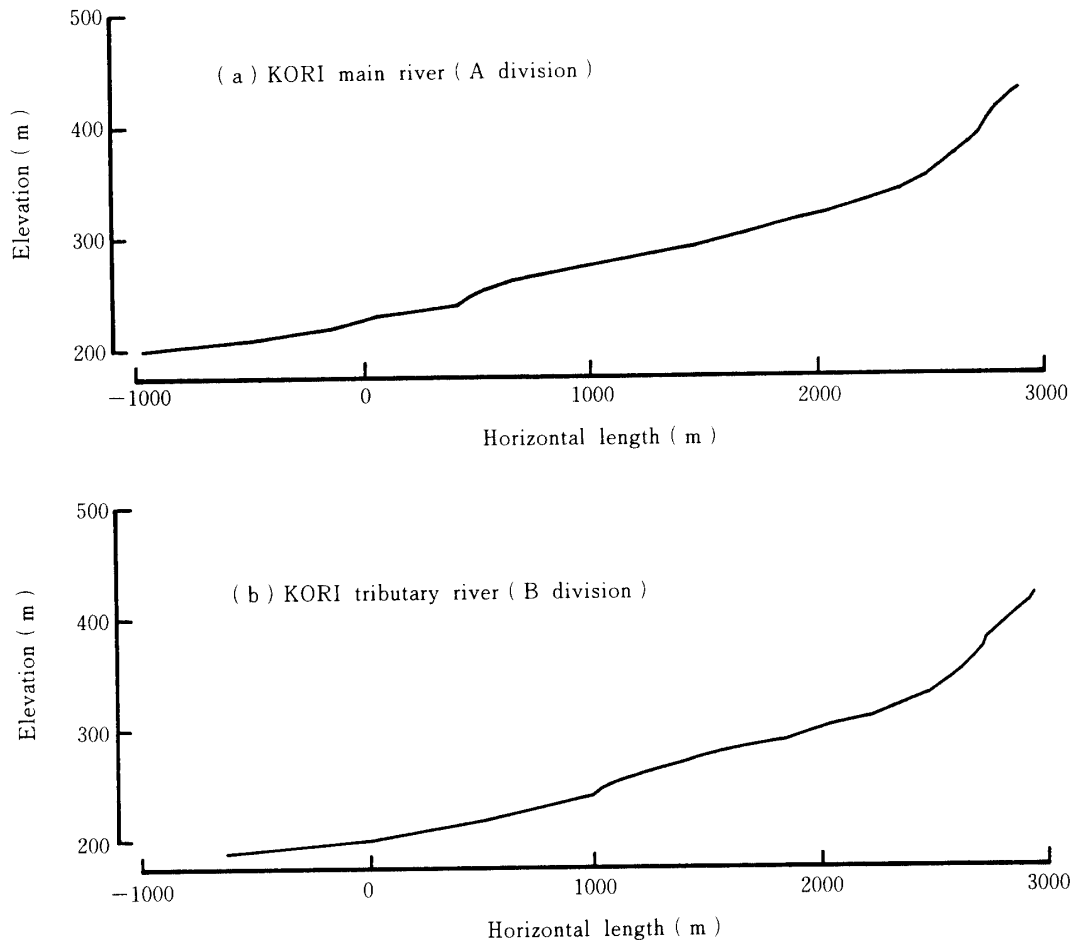


Fig. 3. Longitudinal section of river.

と指摘している。下位は火山性砂礫層で、場所によってはコラ層の介在するものも認められるとし、とくに調査流域西側の丘陵地帯には、コラ層がかなり存在すると述べている。褐色森林土壌はやや乾性の粒状土壌で、一般に土層は浅いとしている。これらの土壌の分布は、調査流域南部の山地部と北縁沿いの台地部が黒ボク土壌で、調査流域中央の台地とその両側の河谷部ならびに山麓の丘陵地帯は褐色森林土壌となっている。

5. 植生

樹木は主にスギ、ヒノキ、マツの針葉樹と、マテバシイ、タブ等の広葉樹である。針葉樹は樹令5～25年生の人工林で主に山の中腹部に植林してある。広葉樹は自然林で、山頂から中腹部にかけて広範囲にわたり密生している。この他山頂部には野草・灌木等が自生している。また流域北部の台地には飼料畑や野草地が広く分布している。その分布状況を Table 4 に示す。

Table 4. Distribution of vegetation

Vegetation	Area (ha)	Percentage (%)
Forest of broad - leaved tree	149.2	50.8
Forest of needle - leaved tree	62.9	21.4
Wilderness	68.6	9.7
Native plant land	21.1	7.1
Meadow	28.1	9.6
Others	3.1	1.3
Total	294.0	100.0

土層と土壌の物理的性質

1. 土層断面の特徴

Fig. 1 に示した A, B 両調査流域内で、深さ約 3 m の試掘孔を掘って土層断面の調査を行った。流域 A の調査地は台地上で現在採草地として利用されている土地で、流域 B の調査地は林地である。A の土層断面で

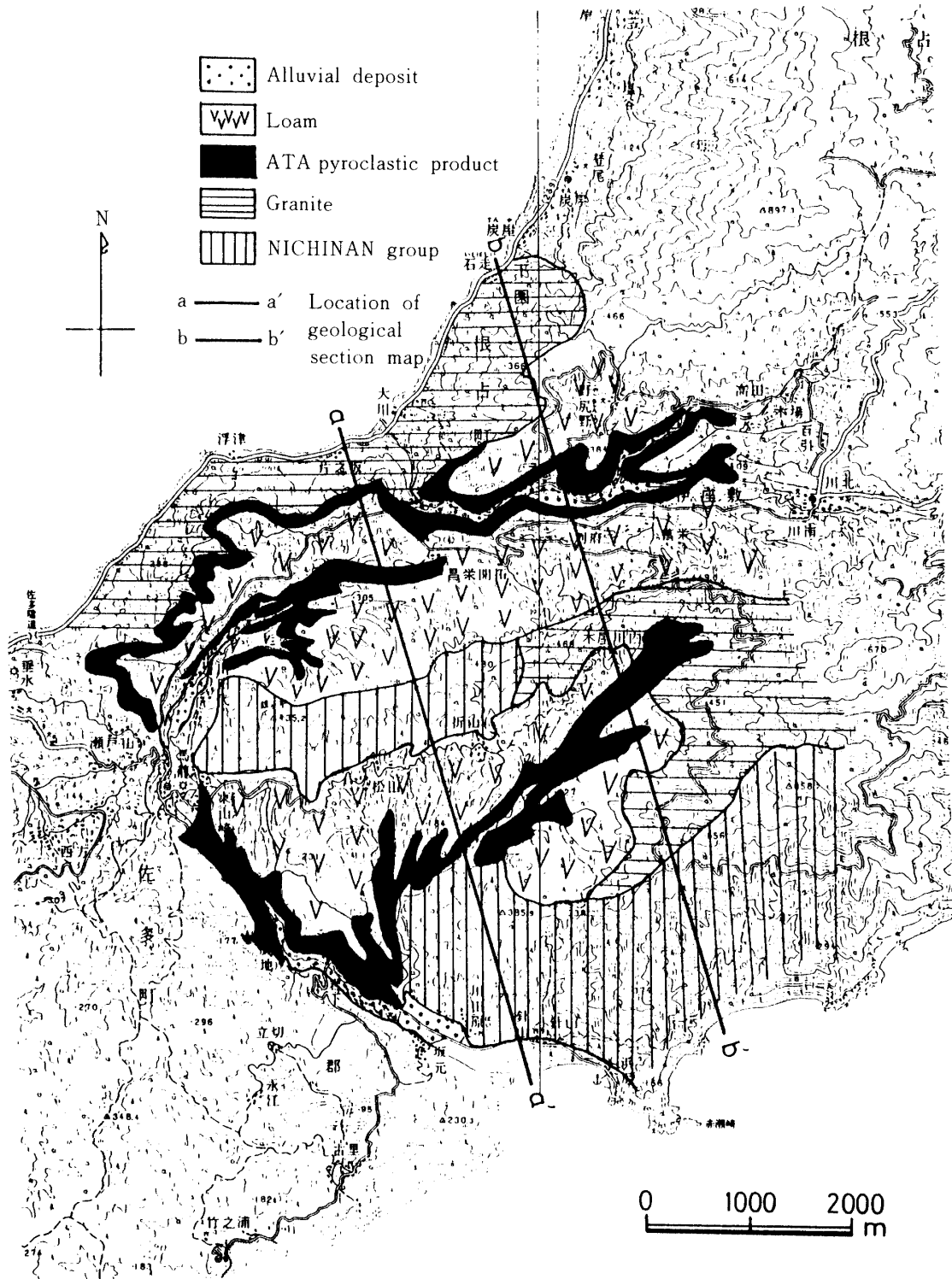


Fig. 4. Geological map of surveyed river basin.

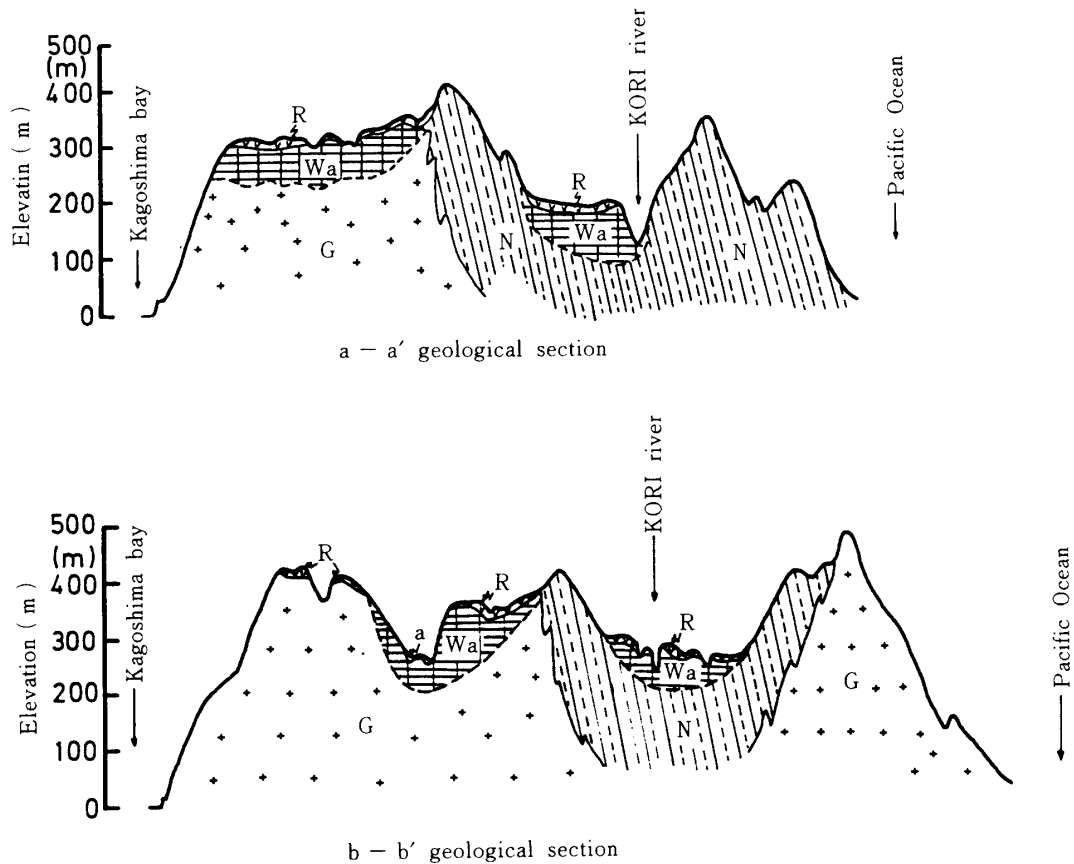


Fig. 5. Geological section map.

- N : NICHINAN group
- Wa : ATA Welded tuff
- a : Alluvial deposit
- G : Granite
- R : Loam

は、Fig. 6 に示すように11層に区分した。まず第1層は有機物含有量と礫含有量の多い粗粒黒ボク層である。第2層は礫と細粒火山灰が交互に堆積する黒褐(灰)色で、礫集積層は未固結状態である。この層は開聞岳の噴火に由来するコラの非熔結部と考えられる。第3層から第5層は灰褐色が灰白色に漸変する火山灰層であって、上部が細粒で下部になるほど粗粒分が多くなる。第6層は黒色埋没黒ボク層であるが、この土層は本土層断面以外では確認できなかったの、局部的に存在すると思われる。第7層は黄白色のアカホヤ層であり、この層につづく第8層は風化軽石が多い。さらによく分級された砂をレンズ状にはさむ第9層があり、その下に降下軽石層(第10層)が存在している。軽石は硬質で、その粒径は比較的均等である。この第7層から第10層までの土層断面は、下位から降下軽石層、火砕流、降下火山灰の順序で堆積している。第11層には、あずき色を呈して粘性に富むローム質の層が存在する。A流域の土層断面ではこの層までを確認したが、近くの切土面にはこの第11層の下に凝灰質角礫

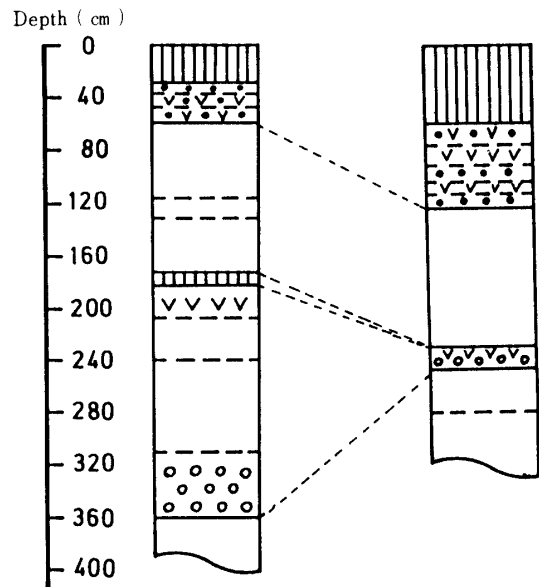


Fig. 6. Typical soil profiles.

を含む凝灰岩風化層(第12層)があり, 熔結凝灰岩(硬質)を覆っている. 一方, B流域の土層断面をA流域の土層断面に対比させると, Fig. 6 に示すように第3層から第5層がB流域断面の第3層に, また第7層から第10層がB流域断面の第4層に相当して, ともに薄い層で堆積している. B流域土層断面の特徴は, 第5層以下に軽石礫を含む灰白色層が存在することであり, この層はシラスもしくはその2次堆積層と考えられる.

このように調査流域内の土層は, 数種類の噴出源に由来する火山性堆積物が, 堆積厚さを変え, また一部欠落するなど複雑な層序で形成されている. これらの堆積物を土色や軽石の風化の程度などによって区分した, 標高別の土層層序が Fig. 7 である. この調査結果によれば, 本調査流域の表土は5~50cmの厚さの黒ボク土壌で形成され, 平坦地や凹地では比較的厚いが, 斜面では薄い層になる. しかし標高330mと400m付近では黒ボク層が流去して, 第2層が表土になっている. また第3層から第5層のローム質火山灰層は, 標高400m以上では識別できなかった. 本調査流域の土層の標準層序は, A流域の土層断面と考えるべき.

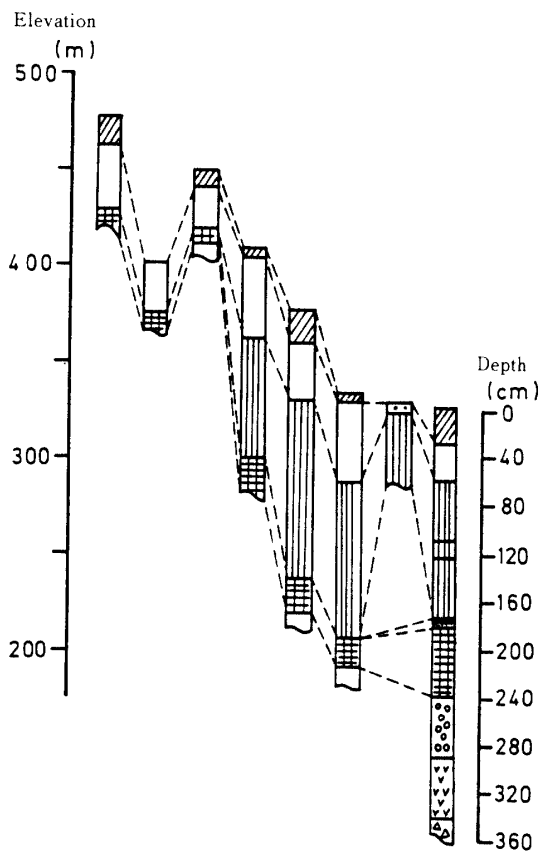


Fig. 7. Soil profiles at each elevation.

その特徴は表層付近に堆積する開間岳火山礫層を除けば, 下層になるほど粗粒な火山性土壌が堆積して降下軽石層に達するが, その下にち密で粘土質の火山灰層があって, この層が凝灰岩風化層もしくは熔結凝灰岩を覆って堆積することである.

2. 土層区分別の土壌の物理性

(1) 測定方法

土壌の物理的性質の測定には, A流域試掘断面からの採取試料を用い, 補助的にB地区断面の試料を利用した. 試料は, Fig. 6 の各土層区間の中央部に採土円筒(100cm³)を6個打ち込んで不攪乱試料を採取し, またその円筒の周囲から攪乱試料を採取した. 採土円筒で採取した不攪乱試料は現場含水比, 乾燥密度(仮比重)の測定, ならびに透水試験(定水位法), pF試験(pF 2までは吸引法, pF 2.4~4.2までは遠心法による測定)に用いた. 攪乱試料は室内で空気乾燥し, 土粒子の真比重, 粒度組成および有機物含有量の測定に用いた. 各種試験はJISの土質試験法に準拠しているが, 真比重の測定には4時間以上の煮沸による気泡除去法を採用した. また2mm通過試料による粒度試験では, 有機質土・無機質土に関係なく6%過酸化水素150cm³で処理し, ヘキサメタリン酸ナトリウム4%溶液20mlを加えて分散させた. 有機物含有量は重クロム酸法により測定した. 測定結果をTable 5, Table 6に示す.

(2) 各土壌の固相の性質

(a) 土粒子の真比重: 表土である黒ボク土壌の真比重は, 県内各地のシラス台地上におけるこの土壌の平均値2.385⁷⁾に比べて, A流域では大きな値を示す. また第2層以下の真比重も他のシラス台地上の火山灰より大きな値を示す. 南九州における土層層序の鍵層になる第7層のアカホヤ土壌の値は, その平均値2.568に近い値である.

(b) 乾燥密度および固相率: 黒ボク土壌の乾燥密度は, 草地畑(A流域)の0.8g/cm³から林地(B流域)の0.5g/cm³まで変わる. この値は他のシラス台地上における黒ボク土壌の平均値0.66g/cm³⁷⁾や, わが国の火山灰土壌の0.65g/cm³前後の値に比べると草地畑で大きく, 林地で小さい. また第7層のアカホヤ土壌の0.54g/cm³はこの土壌の平均的な値であり, 本流域の構成土壌の中で最も小さい値である. ローム質土壌の乾燥密度は0.6~0.7g/cm³範囲にあって, 火山性土壌の平均的な値を示すものの, 第2層の0.9~1.2g/cm³は2次堆積物の0.8g/cm³より大きい. このように本流域には, 乾燥密度の大きい火山性土壌が堆積し

Table 5. Physical properties of soils

Number of layer	Specific gravity	Dry density (g/cm ³)	Moisture content (%)	Three phase in soil profile			Organic matter content (%)	Coefficient of permeability (cm / sec)	
				Solid (%)	Liquid (%)	Air (%)			
1	A	2.509	0.812	67.8	32.4	55.0	12.6	16.4	3.4×10^{-4}
	B	2.336	0.541	118.8	23.3	64.2	12.5	22.3	7.7×10^{-4}
2	Coarse grain	2.691	0.874	76.8	27.2	57.1	15.7	1.4	4.7×10^{-4}
	Fine grain	2.864	1.159	19.0	40.5	22.0	37.5	—	2.5×10^{-2}
3		2.575	0.742	92.0	28.8	68.1	3.1	2.1	1.4×10^{-4}
4		2.518	0.644	64.4	36.2	58.7	5.1	1.6	7.0×10^{-4}
5		2.568	1.221	38.0	47.4	46.3	6.3	0.2	5.3×10^{-4}
6		2.503	0.623	105.3	24.9	64.3	10.8	3.5	4.0×10^{-4}
7		2.549	0.537	114.4	21.1	61.4	17.5	0.7	5.4×10^{-4}
8		2.603	0.948	107.0	36.4	50.7	12.9	0.2	5.5×10^{-4}
9		2.525	0.646	64.6	29.6	47.9	22.5	0.2	4.2×10^{-3}
10		2.558	—	—	—	—	—	—	2.1×10^{-2}
11		2.584	0.569	121.0	22.0	68.8	9.2	0.2	3.7×10^{-5}
	Secondary sediment	2.688	0.813	35.8	30.2	29.1	40.7	—	—

ている。このような乾燥密度の値を反映して、固相率もやや大きい。以上の結果をまとめると、各土壌の固相の性質は火山性土壌の性質を示しているが、他のシラス台地に比べて腐植に乏しく、やや粗粒で密度（仮比重）の大きい土壌である。

(c) 透水性：表層から透水係数の変化は $10^4 \rightarrow 10^2 \rightarrow 10^4 \rightarrow 10^5$ のオーダーで第10層の軽石層に達するが、第11層では 10^5 のオーダーを示して難透水性に変わる。上記のような透水性の変化から、降雨などによる地表面からの浸入水は、第2層まで浸入してそこでやや停滞し、それ以深は降下軽石層に向って降下浸透し、第11層では非常に遅くなり、第10層の降下軽石層の傾斜に沿って流動すると思われる。

(d) 粒度組成：土層区分による土壌の粒度組成をTable 6に示す。

表層の黒ボク土壌は土地利用形態によって粒度組成が変化している。草地畑（A流域）では礫分を10%含むが、林地（B流域）では5%程度になる。また第2層は礫分と砂分で90%を占め、第10層の降下軽石層の

粒度組成に近い。これらの層は極めて粗粒である。一方、他の火山性土壌は砂分とシルト分の含有量の大小で特徴づけられる。すなわち本地区の土壌は礫分が50%以上、砂分が50%以上およびシルト分が40%以上の層で区分でき、土性的には砂質ローム、ローム、砂（礫）、シルト質粘土ロームの順序で堆積している。

(3) 各土壌の間隙分布

火山性土壌の透水係数は、間隙比や間隙率との相関関係が得られにくい。その理由は、透水性がpF1.5～2以下に相当する粗大の間隙量に左右される傾向が強いためである。このような間隙の質と量の分布を調べるために、pF試験を行った。Table 5の三相分布は現場含水状態を示したが、その液相率はほぼpF2の含水率に一致した。この結果から、ここではpF2以下に相当する間隙を非毛管間隙（粗大間隙）、pF2～4.2に相当する間隙を毛管間隙、pF4.2以上に相当する間隙を透水性に関与しない間隙（無効間隙）とみなした。Fig. 8は本流域の標準的な層序にしたがって模式的に示した間隙分布である。この図によれば、

Table 6. Particle size composition of soils

Number of layer	Gravel(%)	Coarse sand(%)	Fine sand(%)	Silt(%)	Clay(%)	
1 {	A	9.9	40.6	18.1	21.4	10.0
	B	4.6	16.1	14.5	32.6	32.2
2 {	Coarse grain	8.4	36.4	21.1	18.7	15.4
	Fine grain	30.5	51.2	7.3	1.5	9.5
3	6.3	7.7	38.0	39.0	9.0	
4	1.2	6.0	42.5	41.9	8.4	
5	0.2	10.2	39.4	37.4	13.0	
6	0.1	8.7	31.3	50.9	9.0	
7	0.0	8.6	36.3	43.1	12.0	
8	0.7	21.3	43.1	27.9	7.0	
9	3.6	17.6	40.6	32.2	6.0	
10	17.9	64.4	15.7	2.0	0.0	
11	0.0	7.5	14.9	54.6	23.0	
Secondary sediment	0.0	35.2	41.9	11.0	11.8	

水が重力の作用で自由に移動できる非毛管間隙は、第3層のローム質土壌で最小を示し、その全容積に対する割合が4%，全間隙に対しては5%にすぎない。これ以下の土層では非毛管間隙は降下軽石層（第10層）に近づくにつれて増加し、第9層では全容積の18%，全間隙の29%，またこの層と軽石の境界付近では全容積の34%，全間隙の54%にも達する。しかし第11層ではこの量が減少して全容積の9%，全間隙の12%程度になる。これらのことは Table 5 に示した透水係数の値とよい対応関係にある。

土地利用と浸入度

地上に到達した雨水が土壌中に浸入または吸収される速度の表し方として、浸入度（インタークレート）が広く用いられる。土壌の浸入度の大小は、降雨時における地表流去水の多少に直接結びつくので、水収支を考える上で大きな因子になる。今回は平坦地で円筒法、傾斜地で斜面浸入計による測定を行った。

1. 測定方法

土地利用の状態によって植生が異なり、それによって土壌状態も異なって、降雨の流出に大きな影響を及ぼす浸透性が変化することが考えられる。そこで成層状態での土中への水の浸透の度合を示す浸入度を把握するために、植生の違う平坦な場所6地点で円筒法による浸入度の観測を行った。また傾斜地では地表流去水が生じやすく、平坦地とは異なる浸入度を示すと考えられる。そこで傾斜地に存在する5植生地区内で、傾斜角約15°の地点を選び、平田ら^{4,8)}が考案した山地浸透計を参考にして試作した、斜面浸入計を用いて、浸入度を測定した。また、筆者らの調査後、この流域内で約3haの草地造成工事が行われたので、参考のた

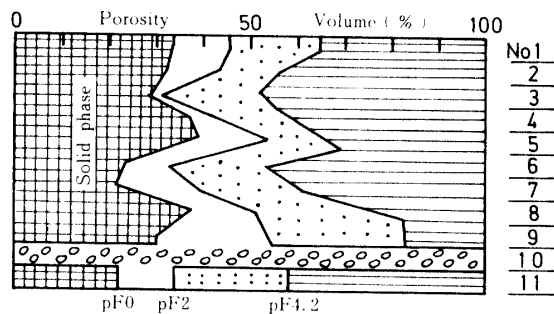


Fig. 8. Pore size distribution on soil classification.

めにこの造成草地内の1地点(平坦地)で円筒法による測定を追加して行った。

円筒法による測定は、直径30cmの円筒を土壤中に約15cm打ちこみ、湛水深を5~10cmに保ち浸入量が一定になるまで観測した。

試作した斜面浸入計の構造は、Fig. 9 に示すように鉄枠、給水装置、マリョットタンクの3部分からなっている、鉄枠には枠壁があり、この部分を地中に打ちこむことにより、地中に浸入した水の横方向への浸透を防止する。また斜面で浸入水の鉛直方向への浸入を妨げないため、枠壁の傾斜角 α を15°、30°の2種類とした。測定に際しては、枠内に水をまき十分に吸収させた後、マリョットタンクからビニールパイプで導いた水頭Hの一定水圧(一定流出量)の水を、アクリル管にあけた10個の細孔(0.5mm)から鉄枠上部の水受板に滴下させる。これらの水滴群は30×30cmの地表面を薄層流となって流下し、その一部は地中に浸入する。残りは地表流去水として最下端で集水計量する。

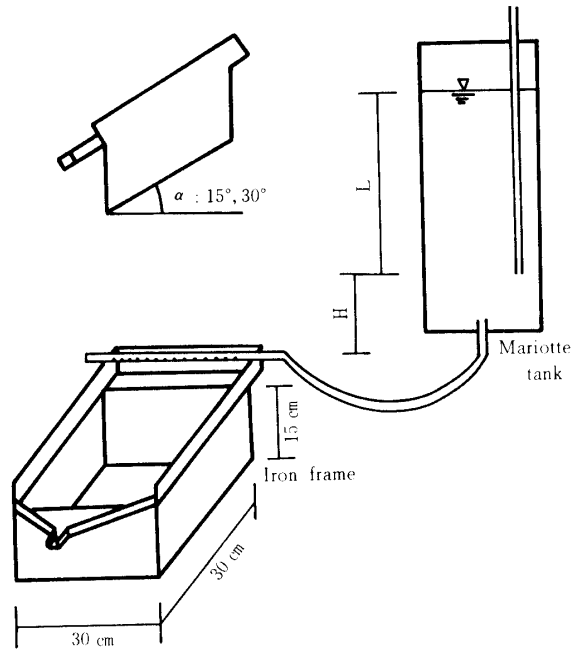


Fig. 9. Slope infiltrometer.

Table 7. Physical properties of soils at measured point of intake rate

Zone of Vegetation	Depth (cm)	Specific gravity	Dry density (g/cm ³)	Porosity (Volume %)	Coefficient of permeability (cm / sec)	Organic matter content (%)
Forest of broad - leaved trees	0~30	2.479	0.529	69.92	5.12×10^{-3}	24.2
Forest of needle - leaved trees	0~30	2.582	0.873	66.20	5.27×10^{-3}	11.5
Wilderness	0~30	2.730	0.986	64.15	3.60×10^{-2}	4.1
Native plant land	0~11	2.561	0.911	65.10	6.29×10^{-3}	11.0
	12~30	2.644	1.023	61.30	2.61×10^{-3}	10.4
Meadow	0~30	2.509	1.031	59.50	5.49×10^{-4}	22.3
Meadow	0~30	2.653	0.985	62.90	2.06×10^{-3}	10.4
Bare ground (Test field)	0~30	2.759	0.871	68.4	4.86×10^{-3}	7.9
Reclamation land	0~30	2.670	0.984	63.10	9.45×10^{-5}	3.0

Table 8. Particle size composition of soils measured point of intake rate

Zone of Vegetation	Depth (cm)	Gravel (%)	Coarse sand (%)	Fine sand (%)	Silt (%)	Clay (%)
Forest of broad - leaved trees	0~30	8	36	41	10	5
Forest of needle - leaved trees	0~30	11	46	15	18	10
Wilderness	0~30	21	44	21	7	7
	0~11	14	36	26	16	8
Native plant land	12~30	26	41	20	7	6
	0~30	12	41	19	21	9
Meadow	0~30	19	46	22	6	7
Bare ground (Test field)	0~30	19	35	21	22	3
Reclamation land	0~30	14	37	34	11	4

浸入度はマリOTTタンクから水1 lが流下するごとに、時間と流出量を測り、一定流出量になるまで測定を続けた。測定は表面流去水がみられる給水量（以下降雨強度という）から、最高500mm/hrの間を5段階に変えて測定した。またそれぞれの測定地点で浸入度結果に影響を与えると考えられる、深さ30cmまでの土壌の物理的性質を調べた。測定方法は土壌区分別の測定法と同様である。

2. 測定結果および考察

(1) 浸入度測定地点での土壌の物理的性質

浸入度測定地点ごとに土壌の物理的性質を調べたが、円筒、斜面浸入計の2つの方法で測定した地点の土壌の物理的性質は同様な結果を得た。Table 7, Table 8には植生ごとの測定結果として示す。結果をみると原野、造成地以外は有機物含有量の多い黒色火山土である。しかし真比重、乾燥密度は、他のシラス台地の値⁷⁾に比べ大きな値を示す。粒度組成は植生の種類を問わず粘土分、シルト分が少なく、礫を多く含み砂分が非常に多い。これらのことから、原野・造成地以外の表土層は粗粒黒ボク土と思われる。

(2) 浸入度測定結果の考察

測点地点の状況は次のようであった。広葉樹林は、自然の原生林であり、落葉の堆積、腐葉化が進み表層は団粒構造の発達が見られた。これに対して針葉樹林は人工林で、間伐、下草刈り等の管理がゆきとどいており、表面は踏まれてソイルクラスト状になっている所が多い。野草地は以前放牧が行われていたが、現在は自生するカヤヤススキなどを収穫する採草地である。原野はカヤヤススキの下に芝草が繁茂し、根によって土が締った状態であった。採草地は毎年、耕耘、播種、収穫が行われている圃場で、測定時は春播牧草の収穫直後であった。裸地は自然降雨による流出を測定するために設けた、勾配8°, 15°, 22°の試験圃場（後述）である。造成地は、造成工事終了後1回目の牧草栽培

が行われている状態で、試験地点は盛土の厚い所、切土部、盛土の薄い所に分けられる。

上記のように、同じ植生地でも各測定点ごとの土壌状態が異なり、浸入度の値もそれぞれ異なる。そこで円筒法による浸入度の中間値を Table 9 に示す。また、Fig. 10 は斜面浸入計の枠内に、いろいろな降雨強度 (i) で給水し、単位時間内の給水量と流出量から求めた浸入度 (I) の関係を示したものである。ここで各直線が $I = i$ の直線と交る点は流去をおこしはじめる浸入度となる。測定結果をみると、造成地以外は円筒法による基準浸入度と斜面浸入計による終期浸入度 ($i = 0$) が20mm/hrとなり、相当大きな雨でないとは表面流去水は見られないであろう。しかし造成地の基準浸入度は1mm/hr以下となり、普通強度の降雨で流下水が見られるであろう。また同じ植生地の浸入度にばらつきがあるので、植生と個々の円筒法による基準浸入度と、斜面浸入計による終期浸入度を図示したのが Fig. 11 である。これをみると、広葉樹林は浸入度がすべて20mm/hr以上で、6点中5点は50mm/hr以上と非常に浸入度が大きい。針葉樹林は6点中20mm/hr以上が4点で5mm/hr以下のものもみられ、広葉樹林に比べ浸入度が小さい。原野は5点中20mm/hr以上が4点で、他の1点も10mm/hrと浸入度が大きい。野草地は5点中20mm/hr以上が4点で他の1点も10mm/hr以上と原野と同様の値を示す。採草地は20mm/hr以上が4点で、その中に200mm/hrを示す点もあり、一方他の2点は1mm/hr以下と非常に小さい。これは測定が7月の初旬で、その直前に牧草の収穫が行われており、圃場土壌の含水比が高い時の作業機械の走行で、締固めやこね返しが起ったためと思われる。裸地はすべて100mm/hr以上と浸入度が大きい。造成地は1~3mm/hrが3点、他の7点は1mm/hr以下と非常に小さい。以上の結果より、現況の状態での浸入度は20mm/hr以下の地点が、31測定地点中8地点で

Table 9. Intake rate by cylinder infiltrometer

Zone of Vegetation	Accumulation of intake rate D (mm)	Intake rate I (mm/hr)	Basic intake rate (mm/hr)
Forest of broad-leaved trees	$D = 10.39T^{0.74}$	$I = 461T^{-0.26}$	124.1
Forest of needle-leaved trees	$D = 7.50T^{0.70}$	$I = 315T^{-0.30}$	66.7
Wilderness	$D = 2.30T^{0.80}$	$I = 110T^{-0.20}$	42.4
Native plant land	$D = 4.65T^{0.61}$	$I = 170T^{-0.39}$	48.2
Meadow	$D = 3.50T^{0.67}$	$I = 141T^{-0.33}$	20.3
Meadow	$D = 6.35T^{0.68}$	$I = 259T^{-0.32}$	24.6
Reclamation land	$D = 5.80T^{0.19}$	$I = 66T^{-0.81}$	0.4

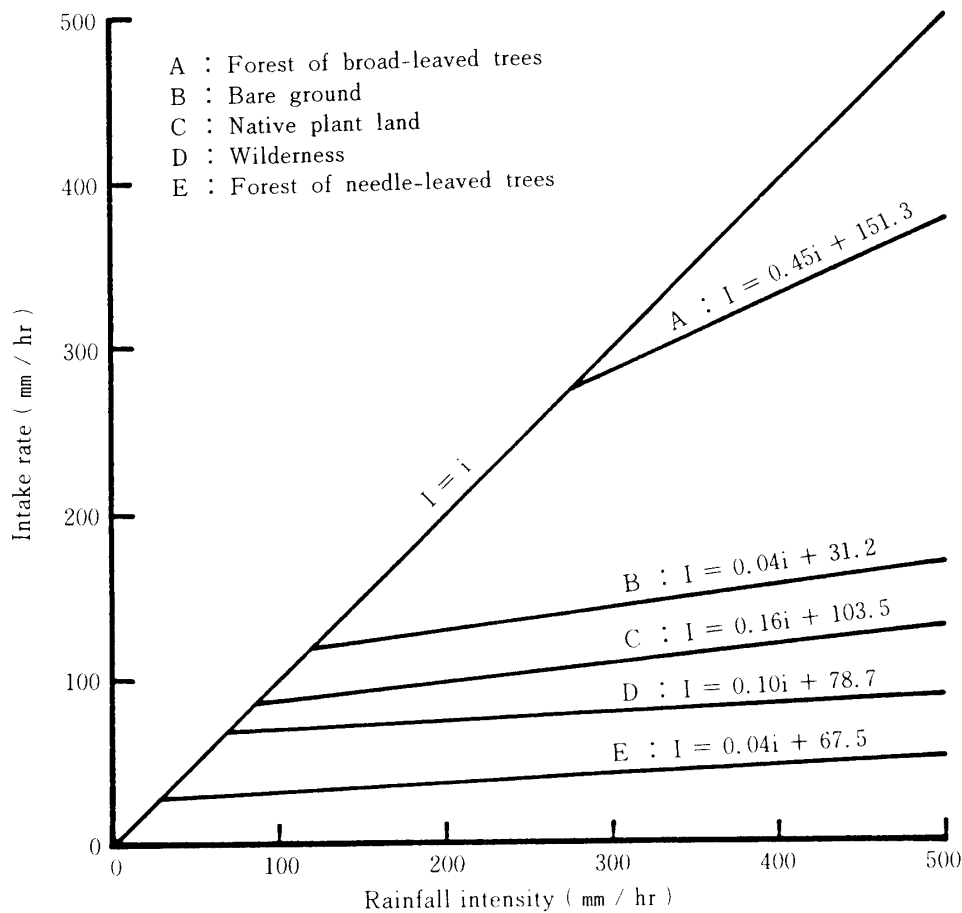


Fig. 10. Relation of intake rate to rainfall intensity.

約25%である。現況では相当大きな雨量強度の降雨でないと流出は起らないと思われる。しかし造成地では浸入度が極端に小さくなっている。これは造成工事において、土工機械によって土壌が下層まで締固められること、その後表層土を耕起しても、栽培・収穫等の農作業機械で再び表層部分が締固められることによるためと考えられる。

試験圃場における降雨の流出

1. 施設および試験方法

本調査流域の降雨による流出の基本的な性質を把握するために、Fig. 12 に示すように幅 6 m、斜面長 15 m、傾斜角 8°、15°、22°のコンクリート枠で囲った 3 種類の試験圃場を設けた。3 圃場はそれぞれの勾配にするために整形した。その結果、表層はすべて盛土となり、盛土厚さ A 圃場（勾配 8°）で 13~18 cm、B 圃場（勾配 15°）で 15~29 cm、C 圃場（勾配 22°）は 22~33 cm となった。そこで 3 試験圃場で同一土層（標準土層断面

の第 2 層）になるまでの層序ごとの土の物理的性質を調べた。その結果を Table 10 に示す。試験結果をみると表層は間隙率が大きく、間隙中の粗間隙量が多い。また表層は均一に整地されている。

自然降雨による圃場からの流出量は、各圃場の下端に集水升を設け、自記水位計を設置して水位の変動を測定した。また集水升への流出水は、ある水位になるとサイホンで自動的に排水される。雨量は試験圃場横に自記雨量計を設置して観測した。また圃場の地被状態を 1983 年は裸地状態、1984 年は草地状態で測定した。

2. 試験圃場における流出率

勾配の違う 3 試験圃場での一連降雨、1 時間最大雨量と流出率の関係は、ほとんど同じ傾向を示したので、3 圃場の裸地状態での結果を Fig. 13 に示す。裸地の場合には同じ降雨量に対して整地状態より、リル発生状態の方が流出率がやや大きくなる。また一般に流出率が非常に小さくて、10%以上の流出率を示すのは、リル発生後であり、そのほとんどは先行降雨や雨量強

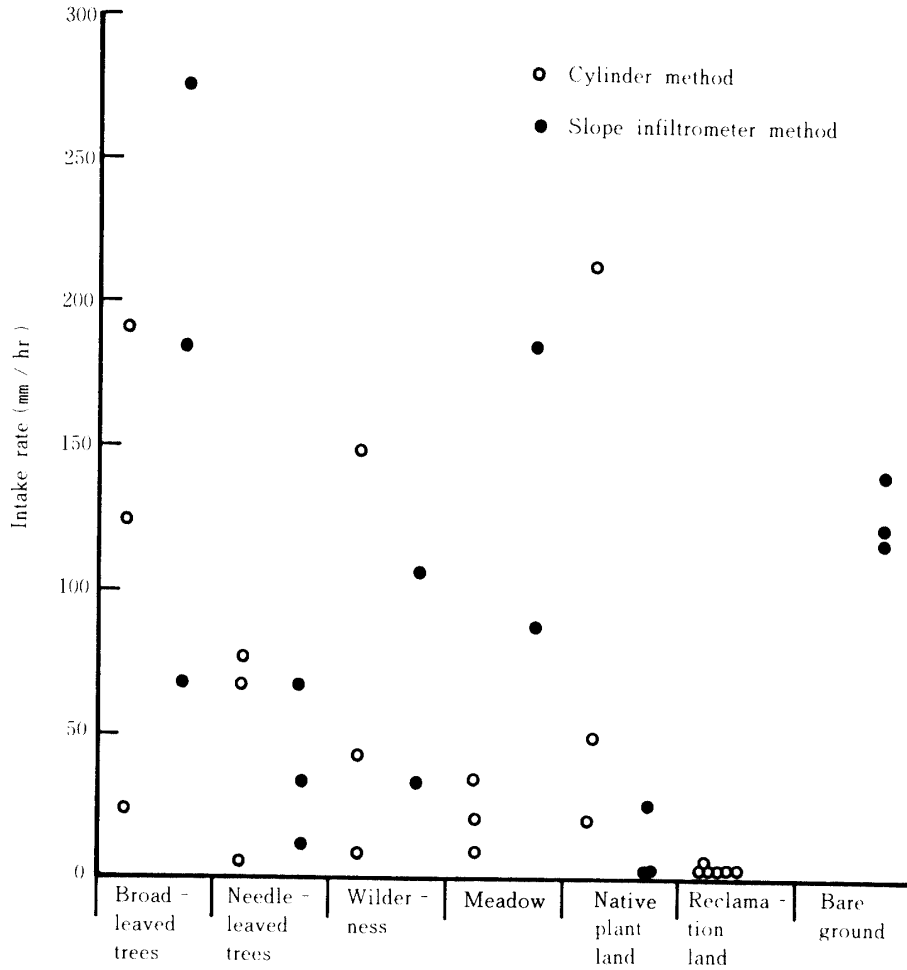


Fig. 11. Influence of vegetation on intake rate.

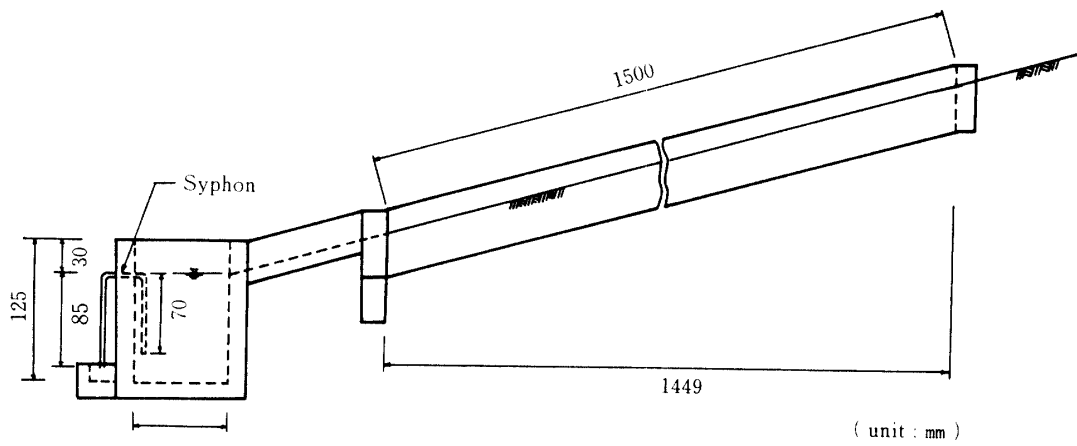


Fig. 12. Schematic diagram of test field (B test field).

Table 10. Physical properties of soils at test fields

Test field	Depth (cm)	Specific gravity	Dry density (g/cm ³)	Porosity (volume %)	Coefficient of permeability (cm/sec)
Number A (Slope of 8 degrees)	0~11	2.782	0.856	69.2	2.30×10^{-3}
Number B (Slope of 15 degrees)	18~35	2.684	0.751	70.0	1.26×10^{-3}
Number C (Slope of 22 degrees)	0~22	2.786	0.912	67.3	1.74×10^{-3}
	23~43	2.704	0.963	64.4	5.47×10^{-4}
	0~32	2.759	0.913	66.9	3.73×10^{-3}

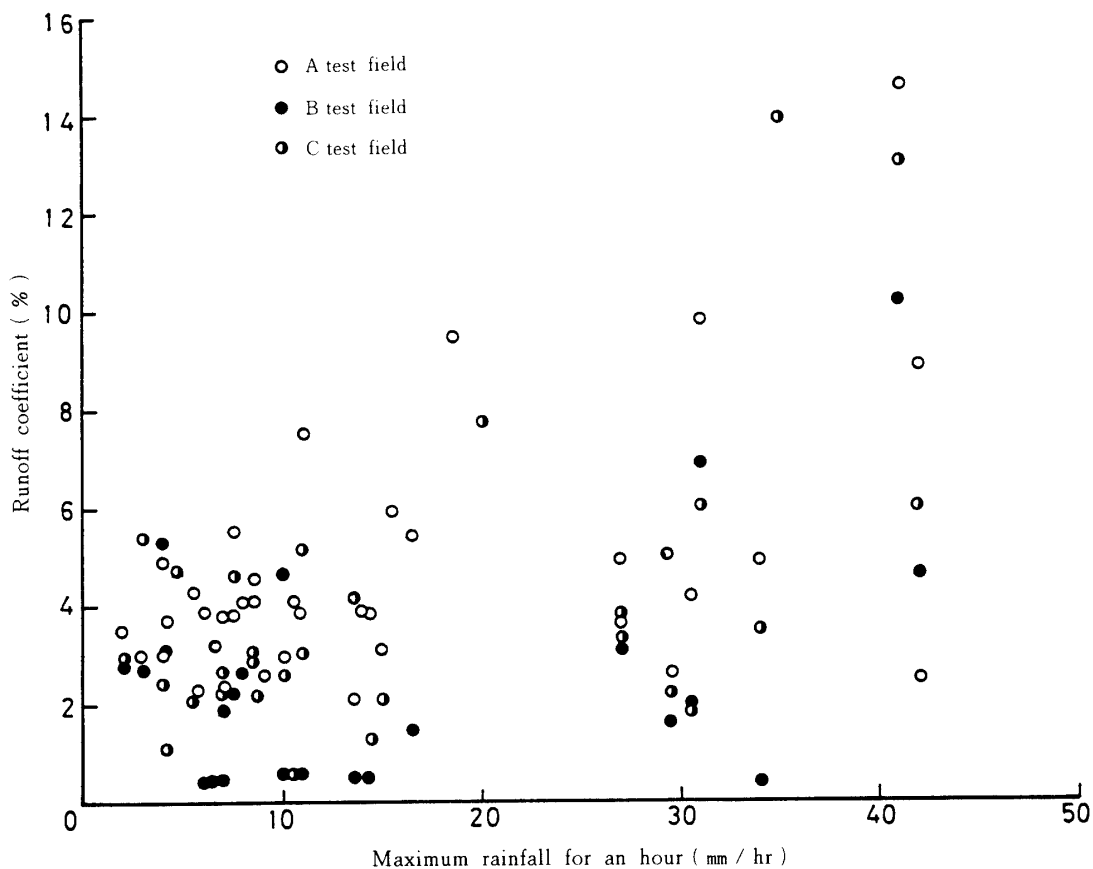


Fig. 13. Relation between maximum rainfall for an hour and surface runoff coefficient.

度の大きなものである。そこで裸地状態での一連降雨量、1時間最大雨量、降雨の継続時間、先行降雨量、圃場面状態をファクタとして、重回帰解析を行った。その結果、それぞれの圃場で最も大きな寄与率を示したのは圃場面状態をファクタとした値で40%前後であった。他の4つのファクタもすべて30%以下程度の寄与率しか示さず、この観測データの解析からは、決定的な要因は得られなかった。

草地の場合の流出率は、裸地で圃場表面が整地状態

の場合の流出率とほぼ同じか、やや小さい値を示した。しかし各圃場の流出率はほとんど10%以下と小さく、降雨量との相関性もみられない。これは土壤が間隙率の大きな火山灰土からなっており、前述の浸入度が大きいためと考えられる。この流域では中程度以下の降雨の際の地表流去水は、ほとんど目立たない程度であろうと推察される。このことは後述の河川流出特性にも現われている。

流出特性

シラス地帯を流下する小河川の流出特性を明らかにするために、Fig. 1 に示す郡川本流のA流域（流域面積172ha）と郡川支流のB流域（流域面積122ha）に自記水位計を設置して流量観測を行い、その資料を基に流出解析を行った。

元来、本調査流域のような急勾配でかつ蛇行して流下する小河川の流量を、長期間継続して精度高く観測することは極めて困難なことである。本調査でも激しい河床変動に伴ない、水位計設置付近に多量の土砂が堆積してその機能が停止し、一部欠測が生じた。

流出解析法は長期流出と洪水流出に大別されるが、ここでは観測資料を基にその両面から調査流域の流出特性の検討を行った。

1. 長期流出

長期流出解析の手法として、ここでは一部欠測があっても流出特性の推定が可能な菅原のタンクモデル法⁵⁾を用いた。

タンクモデルとしては、Fig. 14 の (b) に示すような4段の直列型とした。流量観測値より調査流域における最適なタンクモデルの諸定数、すなわち図中の流出孔係数C、浸透孔係数Kおよび流出孔高Zの値を求めると、これがその流域の流出特性を表わす指標となる。

比較的良好な流量観測値が得られた、1983年と1984年について、タンクモデル解析によって同定したモデル定数のC、KおよびZの値を Table 11 に示す。またこれらの諸定数によって算出された1984年の流出高と観測流出高を、Fig. 15 の (a) (A流域) および (b) (B流域) に示す。

隣接したA流域とB流域とで、タンクモデルの定数に大差はない。また1983年と1984年とでも諸定数に大きな違いはない。このことは、タンクモデル法による長期流出解析の妥当性をも示しているといえる。Table 11 には、菅原がわが国諸河川の30地点における長期流出解析を行った結果⁶⁾から、モデル定数の範囲をまとめたものを並記している。この諸定数と本調査流域のモデル定数と対比した場合、流出孔係数C、とくに高水時の直接流出に関与するC1、C2、C3の値が小さく、1/2~1/5程度の値を示している。したがって当然浸透孔係数Kが、一般流域の係数に比べて、極めて大きな値を示すことになる。これは調査流域の面積が小さいことにも多分に影響されているのであろうが、基本的には降雨の河川への流出を見たとき、直接流出、中でも表面流出成分が小さく、その大半が地下水成分となって、流出していることを意味しており、火山灰地帯特有の流出特性を顕著に示しているといえる。またこのことは、以下の洪水流出の解析によって、さらに明確にされた。

2. 洪水流出

洪水時のハイドログラフは、一般に表面流出と中間流出とを合わせた直接流出成分と、地下水流出すなわち基底流出成分とから構成されている。河川の流出量を直接流出量と地下水流出量とに分離するには、いくつかの方法が考案されている。ここではわが国で比較的多く用いられている、流出の立上りと低減部の折曲点とを直線的に結んで分離する、いわゆる勾配急変法による。

一般に本調査地区のように流域面積が狭い場合には、時間的に変動して降る雨に対して、河川への流出量が極めて感度よく応答するために、大流域のハイドログラフのような平滑化された形とはならない。したがって一連降雨時に数多くのピーク流出が生じて、直接流出成分と基底流出成分との分離が困難なケースが多かった。それでも比較的短時間に集中的な降雨があった場合について、洪水流出の解析を行った。Table 12 には1984年の流出諸元を例示している。

(1) 直接流出率

調査期間における一連降雨量Rと直接流出率fとの

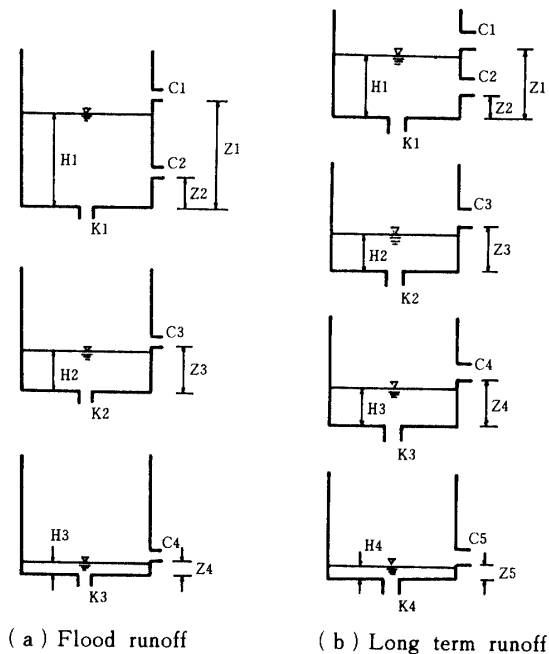


Fig. 14. Tank model.

Table 11. Various coefficient values of tank model
(long - term runoff)

River basin		A		B		Usual river basin
Year		1983	1984	1983	1984	
Coefficient of runoff hole	C1	0.07	0.05	0.06	0.06	0.2~0.5
	C2	0.05	0.04	0.05	0.04	0.1~0.2
	C3	0.03	0.025	0.03	0.03	0.05~0.15
	C4	0.01	0.02	0.009	0.009	0.02~0.05
	C5	0.008	0.006	0.005	0.004	0.001~0.004
Coefficient of percolation hole	K1	0.8	0.8	0.8	0.7	0.1~0.3
	K2	0.6	0.6	0.6	0.6	0.06~0.12
	K3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.02~0.04
	K4	0.004	0.001	0.003	0.003	0
Height of runoff hole	Z1	25	20	25	20	20~50
	Z2	17	12	17	15	10~20
	Z3	15	8	15	8	0~15
	Z4	8	5	8	5	0~15
	Z5	0	0	0	0	0

Table 12. Characteristic values of food runoff

River basin		A					B			
Date		3.19	4.5	4.19	7.30	8.25	3.19	4.5	4.19	6.8
Rainfall (mm)	Total rainfall	43.5	74.5	35.0	26.5	132.5	43.5	62.0	35.0	67.5
	One hour	19.5	33.0	14.5	23.0	29.0	19.5	33.0	14.5	48.0
	Peak rainfall (Twenty min.)	(13.5)	(18.0)	(8.5)	(18.0)	(12.0)	(13.5)	(18.0)	(8.5)	(24.0)
	Initial rainfall loss	12.0	29.0	6.5	2.5	18.0	12.0	8.0	9.5	15.0
	Effective rainfall	1.0	2.4	0.3	1.7	3.1	0.8	2.7	0.6	4.0
	Total rainfall loss	42.5	72.1	34.7	24.8	129.4	42.7	59.3	34.4	63.5
Runoff discharge (m ³ /sec)	Initial discharge	0.077	0.093	0.024	0.408	0.136	0.049	0.048	0.038	0.080
	Peak discharge	0.402	0.635	0.262	1.014	0.999	0.304	0.964	0.190	0.816
	Peak discharge of direct runoff	0.291	0.442	0.147	0.589	0.653	0.228	0.803	0.145	0.721
Time lag of peak discharge (minutes)		40	60	40	20	40	60	20	20	20
Discharge of direct runoff (m ³ /sec)		1695	4118	402	2839	5383	980	3319	686	4892
Coefficient of direct runoff (%)		2.27	3.21	0.94	6.23	2.36	1.85	4.39	1.61	5.94
Recession coefficient	High flow	0.178	0.089	0.183	0.231	0.129	0.244	0.245	0.146	0.189
	Low flow	0.012	0.023	0.136	0.044	0.033	0.058	0.066	0.065	0.027
Droughty days before precipitation	>0.5mm	0	0	6	0	3	0	0	6	0
	>5mm	0	0	6	0	3	0	0	6	0

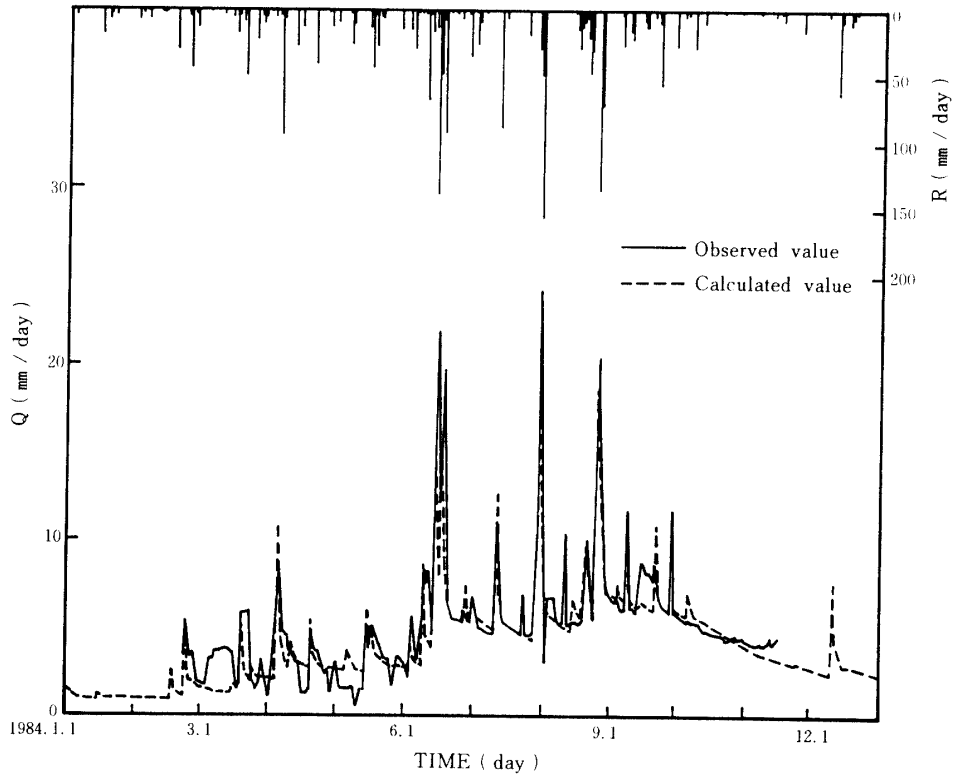


Fig. 15-(a). Runoff analysis of a long term by tank model method (A river basin).

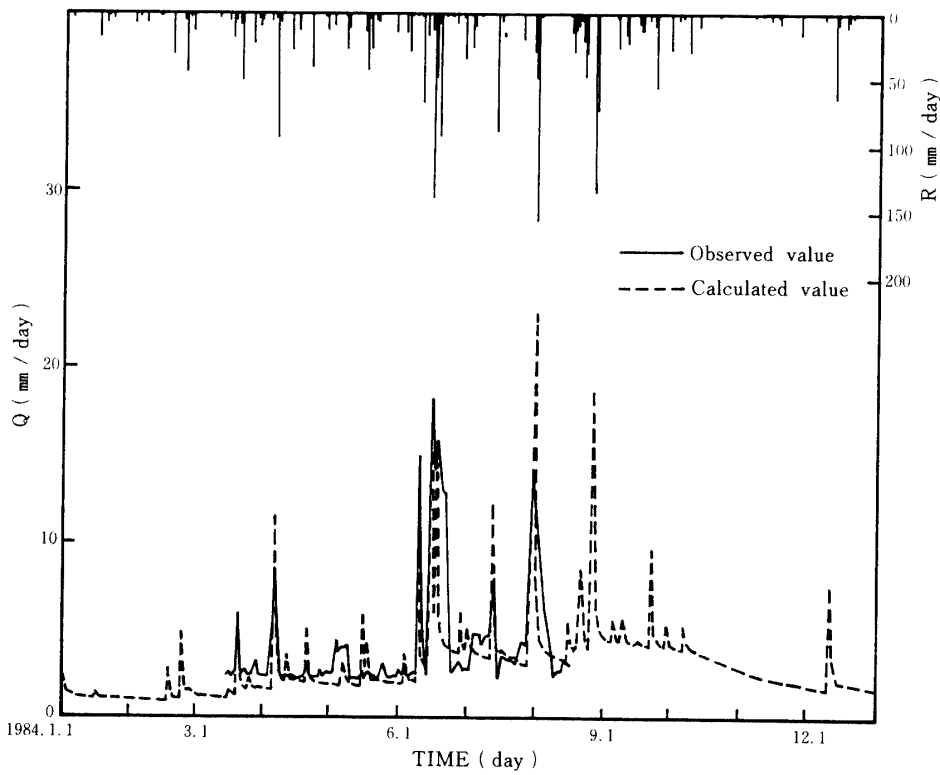


Fig. 15-(b). Runoff analysis of a long term by tank model method (B river basin).

関係を Fig. 16 に示す。一連降雨量の増加に伴って、直接流出率も大きいという一般の流域と同様な傾向は示しているが、A、B両流域とも f の値は0.10以下と、一般流域の直接流出率に比べて、極端に小さな値を呈している。これは1つには流域が小さいために、流域内に降った雨の中間流出成分の一部分が、流量観測地点よりさらに下流側の河川に流出しているとも考えられるが、前述の試験圃場においても同様な結果 (Fig. 13 参照) を示していることからして、本調査流域の表層の大半が透水性の高い火山灰性土壌であることと、熔結凝灰岩等の亀裂に富んだ地層を有することなどから、雨水の大部分が直接地中に浸入して、地下水流出の形態をたどるためと推察される。これを裏付けるように、流域内には各所に湧水がみられる。

また流域が小さいことによる洪水流出の特徴として、Fig. 17 に示すように一連降雨量よりも、その間の最大20分間降雨量 r_{20} と直接流出率 f との相関の方がやや高い傾向がみられる。

(2) 洪水のピーク流量と遅れ時間

観測された洪水時のピーク流量 Q_p によって、合理式のピーク流出係数 f_p を逆算してみると、流量が大きい時すなわち有効降雨強度の大きい時に大きくなる傾向がみられるが、いずれもその値は非常に小さく、Fig. 18 のように0.10を越えるものはない。

またこのピーク流量 Q_p が大きくなるほど出水が早く、降雨のピークとの差、すなわちピークの遅れ時間 t_g は小さくなると考えられるが、Fig. 19 のように判

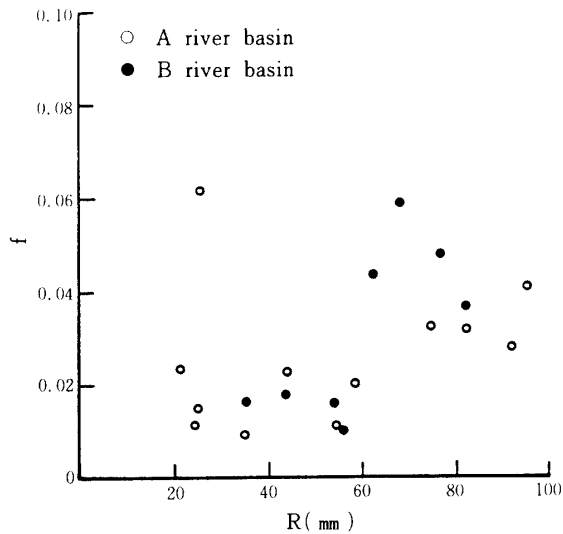


Fig. 16. Relation between direct runoff coefficient f and a series rainfall R .

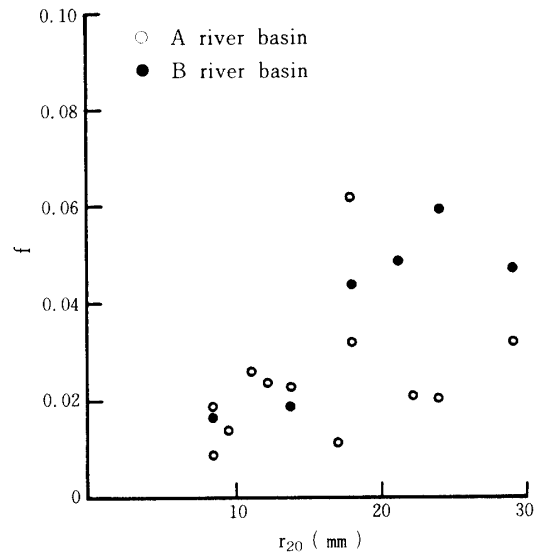


Fig. 17. Relation between direct runoff coefficient f and twenty minutes rainfall r_{20} .

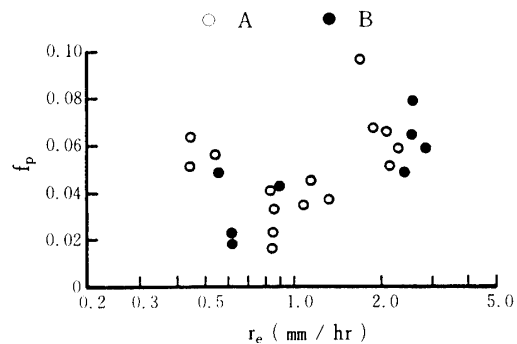


Fig. 18. Relation between peak runoff coefficient f_p and effective rainfall intensity r_e .

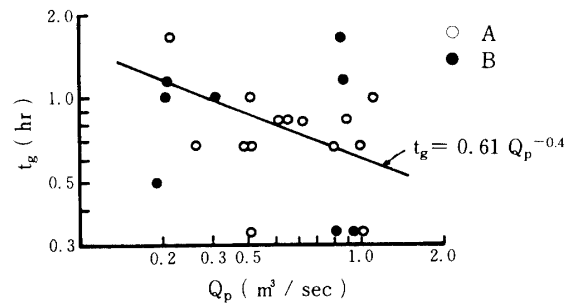


Fig. 19. Relation between time lag of peak t_g and peak discharge Q_p .

然としない。しかし流れの基礎式をマンニング則で近似すると指数値は-0.40になるといわれているので、平均的な線を入れてみると

$$t_g = 0.61 Q_p^{-0.40} \dots\dots\dots(1)$$

が得られる。

さらに降雨波形をみるために洪水到達時間 t_p とピークの遅れ時間 t_g の比を求めてみると、Fig. 20 のようになった。経験的に $t_g \approx t_p/2$ であるといわれているように、 $t_p/t_g = 2$ 前後の対称波形のものが多いが、2以上のいわゆる後山型のものもみられた。

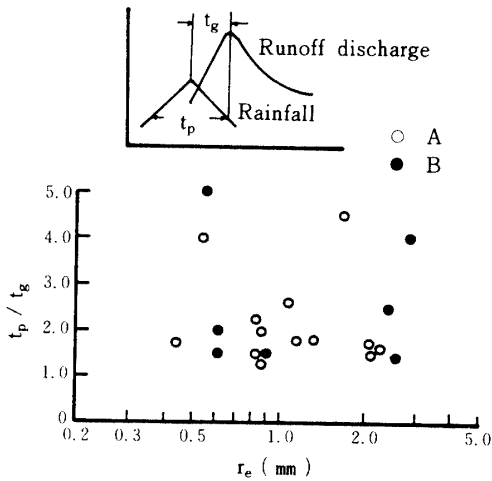


Fig. 20. Relation between ratio of time of concentration to time lag of peak runoff t_p / t_g and effective rainfall intensity r_e .

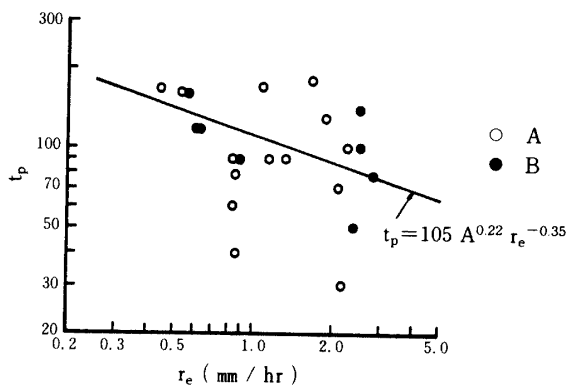


Fig. 21. Relation between time of concentration t_p and effective rainfall intensity r_e .

つぎに洪水到達時間 t_p と洪水到達時間内の平均有効強度 r_e との関係を Fig. 21 に示す。一般にピーク流量 Q_p が $1 \text{ m}^3/\text{sec}$ 以下、有効降雨強度 r_e が 3 mm/hr 以下では t_p の推定は困難といわれているように、この図から一般的傾向を得ることはできないが、角屋の式によって平均的な線を探してみると、

$$t_p = cA^{0.22} r_e^{-0.35} = 105A^{0.22} r_e^{-0.35} \dots\dots(2)$$

となり、C の値が自然山地の1/2以下で粗造成宅地相当の値となった。

(3) 流出通減曲線

降雨時に流域の地表面に貯留された雨水に起因する表面流出が終了して、流出が表土層中の水分や地下水の浸出によって涵養されている状態における流出量の時間曲線、すなわち通減曲線は、各河川流域の中間流出あるいは地下水流出の特性や機構を間接的に表現するものとして重要視されており、また無降雨時の低水流量推定の指針になるといわれている。

この自然通減曲線の表示法には種種提唱されたものがあるが、ここでは一般によく用いられている次式によった。

$$Q = Q_0 \cdot e^{-ct} \dots\dots\dots(3)$$

ここに Q ; 時刻 $t=t$ における流量, Q_0 ; 時刻 $t = 0$ における流量, C ; 通減係数。

Fig. 22 は降雨に伴う河川流出の中で、中間流出成分の通減曲線を上式で近似させた時のいわゆる高水通減係数 C_1 と、一連降雨量 R との関係を示している。

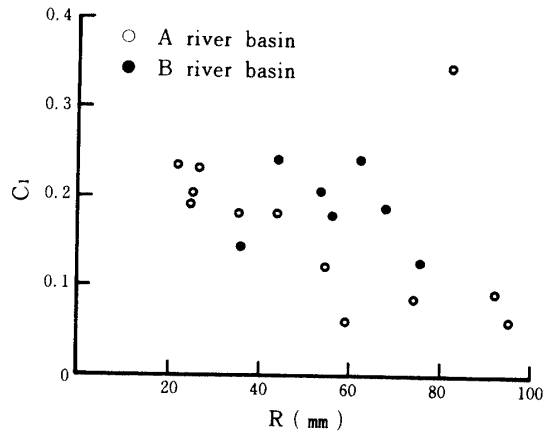


Fig. 22. Relation between recession coefficient of high flow C_1 and a series rainfall R.

C_1 の値は降雨前の流域の土壌の湿潤状態や降雨強度などの影響を受けると考えられることから、その値にばらつきはあるが、おおよそ $C_1 = 0.20$ 付近に集中している。ただ一連降雨量が増加すると、やはり C_1 はやや減少する傾向がみられる。

つぎに地下水流出（基底流出）の逓減曲線の係数、すなわち低水逓減係数 C_2 と一連降雨量 R との関係を Fig. 23 に示している。 C_2 は土壌の湿潤状態や降雨強度のほか、降雨後の天候などにも左右されるために、前記の C_1 以上にそのばらつきが大きい。全体的には $C_2 = 0.05$ 程度の値が多く、降雨量が多いとその値は減少している。 C_1 および C_2 とも、一般の大流域での値よりも、多少大きい傾向がみられるが、このことが、勾配が急で、かつ小流域河川の1つの特性であると推測される。

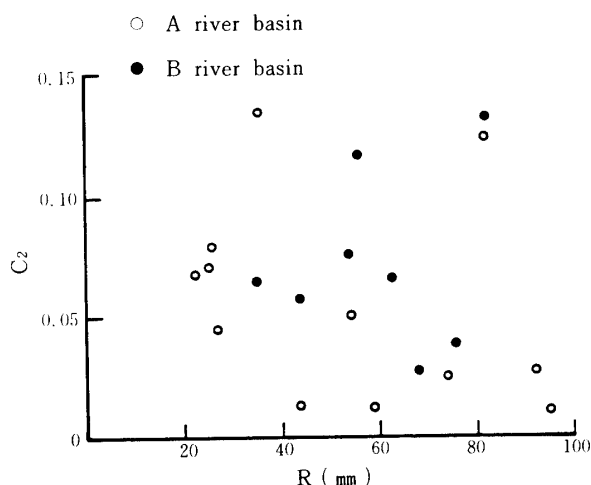


Fig. 23. Relation between recession coefficient of low flow C_2 and a series rainfall R .

(4) タンクモデル法による解析

長期流出解析に用いたタンクモデル法を洪水流出解析にも試みた。ここでタンクモデルは前記の Fig. 14 の (a) に示した直列3段型を用いた。

同一流域でも長期流出と洪水流出とではタンクの配置も諸定数も異なる。これは基礎資料の違い、卓越現象の相違などに加えて、各流出孔の係数の単位が長期流出は日あたり ($1/\text{day}$) であるのに対して、短期流出では一般に時間あたり ($1/\text{hr}$) と異なるためである。なお、本調査地区の流域が小さいために、時間あたりの計算では精度が低下するので、ここでは20分あたり ($1/20\text{min}$) でシュミレートを試みた。

最適化したタンクモデルによって計算した流出量と

観測流出量とを対比した1例を、Fig. 24 (a) (A流域) および (b) (B流域) に示す。また Table 13 には1984年に発生した洪水に対して、タンクモデルによって同定した流出孔係数 C 、浸透孔係数 K および流出孔高 Z の値を示している。洪水ごとにその定数にやや違いがあり、1つのモデルで対応することはできない。これはやはり調査地区が小流域であるために、降雨特性や降雨前の土壌の湿潤状態が流出特性に強く影響するためと思われる。ただその差はそれほど大きくなく、A、B両流域とも C_1 や C_2 などの流出孔係数が小さく、浸透孔係数 K が大きい傾向は明白である。すなわち直接流出成分が少なく、降雨の大部分が地下水流出の形態をたどるという調査流域の特性をよく表わしている。しかし一般の流域との係数の比較は、20分あたりの定数であるために、直接的には不可能である。

以上のように、いずれの流出解析法の結果とも、調査流域に対して同じような流出特性を示している。またシラス地帯を流下する河川の流出特性と、流域が極めて小さいことによる流出特性とを、完全に分離して考察することはできなかった。しかし、シラス地帯を流れる中河川の流出解析の結果³⁾でも、基底流出成分がかなり大きいという傾向を示していることから、火山灰性土壌地帯を流下する河川には、独特な流出形態があるものと推察される。

要 約

シラス地帯の小流域で、気候特性や流域特性を調査解析した。その結果は以下のように要約できる。

1. 調査流域は熔結凝灰岩をおおって、火山灰が厚く堆積している。これらの火山灰は11層に分類でき、表層の黒ボク土壌を除けば腐植に乏しい、比較点粗粒で仮比重の大きな土壌である。

2. 部分的には、地表から0.5~1.0m付近に $10^{-4}\text{cm}/\text{sec}$ 以下の透水係数を示すローム層が存在するが、これらの層の欠落した所も少なくなく、それ以深は $10^{-3}\sim 10^{-2}\text{cm}/\text{sec}$ の透水性の良い砂質層がつづいて降下軽石層に達する。軽石層の下には $10^{-5}\text{cm}/\text{sec}$ のローム層があるため浸入水の一部はこの上の軽石層を流動すると思われる。

3. 現況の植生状態では大きな浸入度を示し、相当大きな降雨強度の降雨でないと、地表流去水はみられないであろう。しかし新規造成地での浸入度は $1\text{mm}/\text{hr}$ 以下が大部分で、大きなものでも $3.1\text{mm}/\text{hr}$ であった。

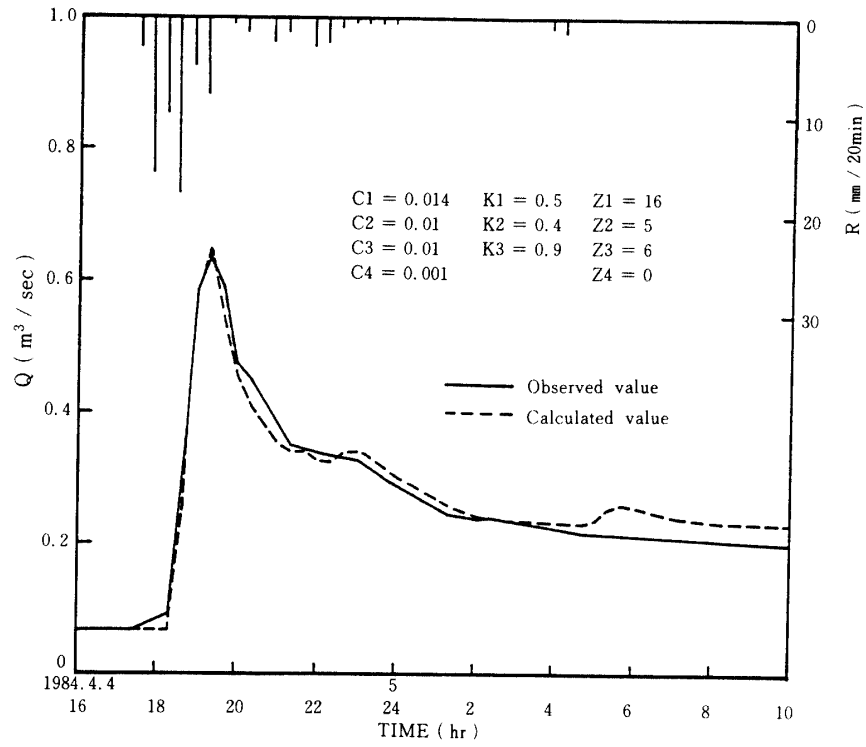


Fig. 24-(a). Runoff analysis of flood flow by tank model method (A river basin).

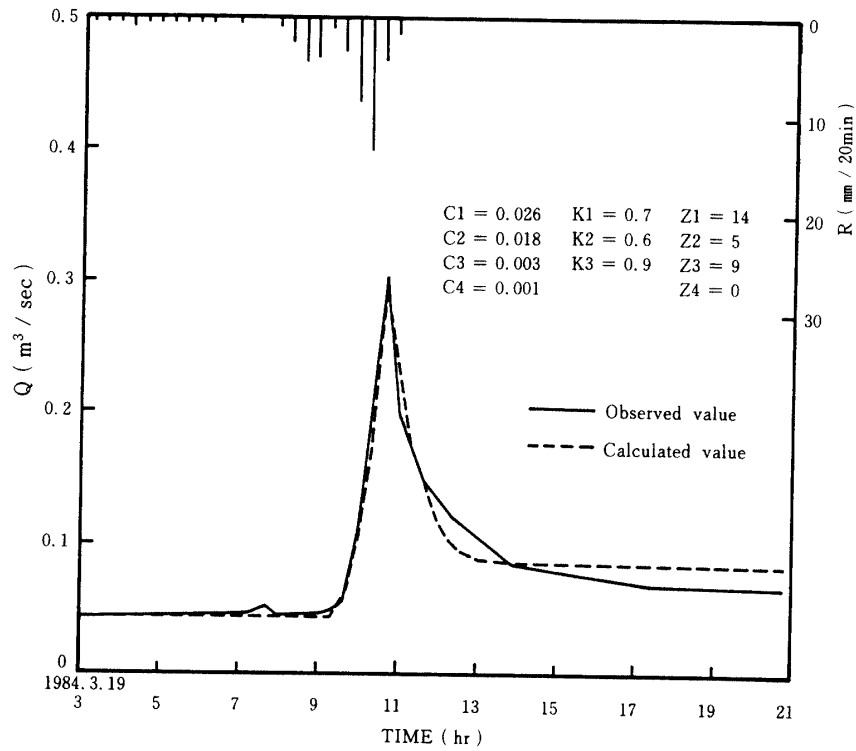


Fig. 24-(b). Runoff analysis of flood flow by tank model method (B river basin).

Table 13. Various coefficient values of tank model (flood runoff)

River basin	A			B				
	Date	3.19	4.4	4.19	3.19	4.4	4.19	6.7
Coefficient of runoff hole	C1	0.018	0.014	0.02	0.026	0.04	0.03	0.03
	C2	0.007	0.01	0.01	0.018	0.025	0.012	0.012
	C3	0.003	0.01	0.005	0.003	0.035	0.015	0.012
	C4	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001
Coefficient of percolation hole	K1	0.55	0.5	0.7	0.7	0.5	0.7	0.7
	K2	0.35	0.4	0.5	0.6	0.8	0.8	0.6
	K3	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
Height of runoff hole	Z1	9	16	15	14	10	9	20
	Z2	4	5	4	5	5	4	6
	Z3	8	6	3	9	7	6	7
	Z4	0	0	0	0	0	0	0

4. 試験圃場における流出率は雨量に関係なく10%以下で、降雨との相関性はみられない。これは土壤が間隙率の大きな火山灰土からなっているためである。

5. シラス地帯を流下する小河川の流出は、一般の流域に比べて、直接流出、中でも表面流出成分が少ない。したがって地下水流出成分が大きいという流出特性を有する。このことは火山灰地帯特有の流出特性であるが、小河川ではとくに顕著に表われる。また小流域を流れる河川では、流出形態に降雨特性や土壤の湿润状態などが強く影響する。

6. このような調査流域の流出特性は、降雨の大部分が地中に浸透して、軽石層などの透水層の傾斜に沿って流動し、あるいは熔結凝灰岩の亀裂に入り、湧水として河川に流出するためであろう。また小流域の河川では、地下浸透してさらに下流河川に流出したり、流域外に流出する成分がかなり多いことが推察される。

謝辞 本研究における現地での調査・観測にあたっては、九州農政局畜産課、鹿児島県畜産課、同農地整備課並びに佐多町経済課の関係者の方に、多大の便宜と協力を頂いた。付記して謝意を表する。

文 献

- 1) 阿部雅雄・河原田礼次郎：シラス地帯の地下水特性に関する研究，第1報，水理地質と地下水調査の概況，鹿大農学術報告，No.15，47～66（1964）
- 2) 鹿児島県：土地分類基本調査，佐多岬，（1974）
- 3) 河原田礼次郎・長勝史：シラス地帯河川の水質と流出，鹿大農学術報告，No.35，221～227（1985）
- 4) 佐藤 正・村上与助・村井 宏・関川慶一郎：新しい型の山地浸透計による測定成績（第1報），林業試験場研究報告，No.83，39～64（1956）
- 5) 菅原正己：流出解析法，25～27，共立出版（1972）
- 6) 土木学会：水理公式集，129，土木学会（1971）
- 7) 難波直彦・三輪晃一・若松千秋：シラス台地に成層状態で堆積する火山灰土の物理的性質，シラス地帯における土の特性と水の動態（1），農業土木学会論文集，No.93，1～6（1981）
- 8) 平田徳太郎：山地浸透計について，日本林学会誌，No.38，1，34～40（1956）

Summary

The assortment of soil layers basing on the physical properties and runoff analysis were carried out in order to clarify some characteristics of runoff at small river basin in the south of Kyushu. The researching area was located at KORI river basin, the south of OSUMI peninsula. The results obtained can be summarized as follows.

1. Volcanic ash soils layered on the cracked welded tuff could be assorted into 12 sorts at least. Almost all the soils showed low organic matter contents consisting of comparatively coarse grains, excepting KUROBOKU soil forming the top soil.

2. The water percolating from the land surface flowed downward through sandy layers with permeabilities of $10^{-2} - 10^{-3}$ cm/sec, reaching the pumice fall deposit. The clay layer, the permeability of which was in the order of 10^{-5} cm/sec was covered with this pumice, playing a part of impervious bed to the percolating water, some of which was assumed to be flowing downward through the fissures in the soil.

3. The recorded coefficient of the surface runoff was always less than 10 % for any types rainfall noted during any of the researching periods.

4. As usually noted in SHIRASU river basin, the runoff of small river flowing through this area is characterized by the fact that surface and subsurface runoff are fairly scarce, while groundwater runoff from the basin is more abundant, compared with that from the ordinary river flowing through non-SHIRASU region. Although this is common in case of the river running through volcanic ash soil, at a small river basin like this, it might be worthy of emphasis. Moreover, at a small river, the runoff is influenced notably by rainfall condition and moisture degree of the soil.

5. Some characteristics mentioned above were in close relations with soil and geological conditions of this area, in which the greater parts of the rainfall are to be easily percolated into the soil. Some of these seepage water flowed along the slope of pervious bed, such as pumice deposit. The others flowed downward through the cracked welded tuff to run into the river.

It was also suggested that a part of the groundwater might have happened to flow away into another basin.