

山地源流域の流出特性に与えるパイプの影響

内田 太郎・小杉賢一朗・水山 高久

The influence of pipeflow on the runoff characteristics at a valley head.

Taro UCHIDA, Ken'ichirou KOSUGI and Takahisa MIZUYAMA

要 旨

山地源流域の流出特性に与えるパイプ流の影響を明らかにするために、降雨量、パイプ流量、山地源流域の流域流量の観測を行い、以下のような結果が得られた。

- 1) パイプ流量と流域流量の関係は降雨イベント間でほとんど差はない。
- 2) パイプ流が生じると、流域流量は10倍以上になる。しかし、流域流量の増加分とパイプ流量は必ずしも等しくない。

これらの結果から、山地源流域においては降雨強度によって流出経路が決まり、流出経路が決まると流域流量が決まることが示された。さらに、流出経路の変化によって流域流量が非常に大きく変化することが分かった。

1 は じ め に

山地源流域は、谷の発達にともなう表層崩壊の発生場¹⁾であり、かつ、日本のような温帯森林斜面では地表流の発生がまれであるため降雨波形を1次谷河川の流出波形に変換する場とみなすことができる²⁾。そのため、山地源流域の降雨流出過程を解明することは、表層崩壊発生場の予測や水源涵養機能の解明などの上で、非常に重要な課題である。そこで、これまで、山地源流域では降雨量、流量、地下水位等の観測^{3) 4) 5)}、降雨量の観測結果から地下水位、流量等の観測結果を再現するモデルの構築^{6) 7)}が行われ、さらにFreeze (1971)⁸⁾によって有効性が示されたダルシー則を不飽和領域にまで拡張した飽和不飽和浸透モデルを用いた山地土層内の水移動の解析^{9) 10)}などの研究が行われてきた。これらの研究は一定の成果を上げ、山地斜面土層内の水移動機構の解明は進んできたが、これらの研究の多くは山地斜面土層内を均質に扱い、水の移動はダルシー則に従うとして研究が進められてきている。

しかし、特に1980年代以降、森林斜面とほぼ平行に発達する連続した大孔隙中の水流であるパイプ流の降雨流出過程に及ぼす影響が注目されてきている^{11) 12) 13)}。パイプ流速は、通常観測される森林土壌の飽和透水係数を用いてダルシー則に従うとして求められる流速よりはるかに大きい 10^{-1} cm/secかそれ以上であることが示されてきた^{14) 15)}。また、パイプからの流出がトレンチにおける人工断面全体の流出の、降雨時においては、90%余りを占めることが明らかにされてきた^{16) 17)}。これらの研究からパイプ流は降雨流出過程に大きく影響を及ぼすことが明らかにされ、土層を均質とし、水の移動はダルシー則に従うとすると十分に山地斜面の流出機構を説明できないことが分かる。しかし、山地源流域の流出に及ぼすパイプ流の影響を十分に検討されてきたとは言い難い。これまで、前述の人工断面における流出に占めるパイプ流の割合を検討した研究は数例あるものの、パイプ流

量と山地源流域の流域流量の関係を自然状態の山地斜面で検討した例は意外に少ない。

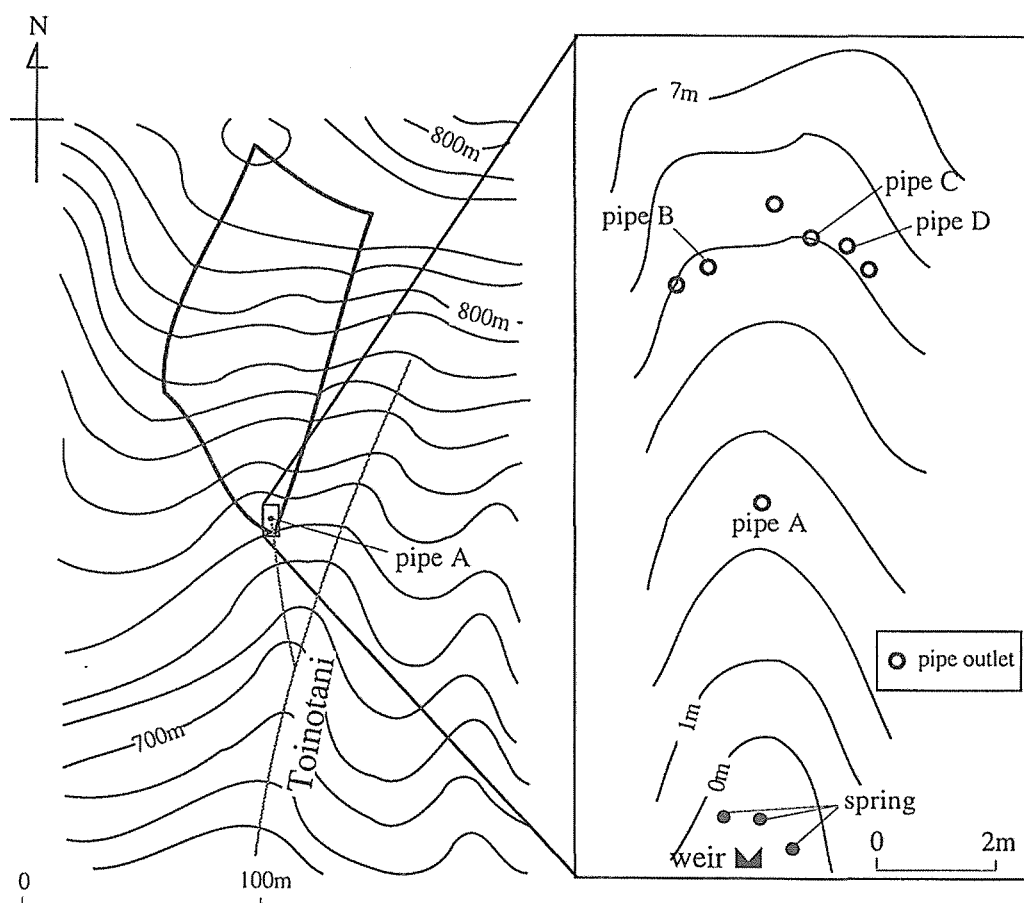
そこで、本研究では自然状態の流域で降雨量－パイプ流量－流域流量の関係を明らかにすることを、第一の目的とする。その上で、山地源流域の流出に及ぼすパイプ流の影響について検討する。

2 方 法

2.1 試験流域の概要

本研究の観測は、京都大学芦生演習林トヒノ谷流域内の0次谷で行った。トヒノ谷流域は、由良川源流の下谷流域内に位置する。なお、福罵ら（1979）¹⁸⁾によって、トヒノ谷流域においては1977年から1979年にかけて流量の観測が行われた。また、中島ら（1994）¹⁹⁾は下谷流域（303ha）に隣接する上谷流域（490ha）において1991年より流量の観測を行い、1992年、1993年の観測から、年間総降水量は2885.3mm、総流出量は2448.1mmという結果を報告している。

トヒノ谷流域の地形図を図－1左に示す。実線で囲んだ、0次谷流域の面積は0.64ha、平均勾配は35.9度である。植生はスギを中心とした針葉樹2次林で小径木の広葉樹が見られる。基岩の地質は中・古生層の丹波帯に属する堆積岩であり、パイプの分布する谷筋（0次谷流域末端から30mの区



図－1 観測流域の地形図

間)には過去に崩壊した土砂が堆積した崩積土によるC層が形成され、多くのレキを含んでいる。土層深は流域末端では10cm以下と極めて薄く、パイプの発達する上流に向けて厚くなり、パイプが発達する谷筋では、土層深は20～80cmである。

観測を行った0次谷流域の末端の拡大図を図-1右に示す。図に示すとおり、0次谷流域の末端には湧水が観察される。これらの湧水からの流出は、極端に乾燥する夏期を除くと常に流出が観察される。また、流域末端から15mの範囲の谷筋では、いくつかのパイプが観察される。いずれのパイプの出口もトレンチなどを切らずに、自然の状態で観察される。これらのパイプからの流出は、流域末端の湧水とは異なり、降雨時及び融雪期のみが発生する。過去の観測結果から、降雨量が小さいときはパイプAからのみ流出が観測され、降雨量の増大にともないパイプB、Cからも流出が観測されるようになる²⁰⁾。また、パイプB、Cの流出波形は互いに似ていることが明らかにされている

21)。

2.2 パイプの構造

パイプの出口の形状はほぼ円形で直径は5cm程度である。土層内部のパイプの構造については、本研究で流量を観測したパイプAについては未だ掘削調査を行っていないため全体像は不明であるが、直径1cmのファイバースコープを用いてパイプ出口から30cmほど内部を観察した。その結果、パイプは合流分岐を繰り返しており、次に述べる同流域内の別なパイプの形状とほぼ同様の傾向が見られると考えられる。1994年の観測結果²¹⁾から、パイプ出口から20cm上流の断面を図-2に示す。パイプ出口から20cm上流の断面では、厚さ5cmのA₀層の下に厚さ12cmの植物根系の多く見られるA層が見られ、その下のB層では、地表から40～55cmの深さにおいて、数本のパイプが見られた。以上の結果から、パイプは出口付近では円筒状を示すが、上流側に掘り進むに従い合流分岐し、一断面に数本パイプが見られるようになる。その際、パイプの構造は出口付近で見られた円筒形ではなく、レキ間に詰まっている粘土が洗脱され空洞になっている。また、このような空洞(パイプ)がいくつか見られるレキ層が、表層からほぼ同じ深さに谷の上流に向けて少なくとも1mほど続いている。

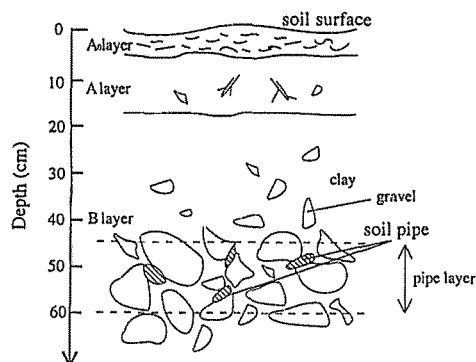


図-2 パイプの構造

2.3 観測方法

観測項目はパイプ流量、流域流量、降雨量の3項目である。また、観測期間は1995年6月21日から11月16日まで及び1996年4月27日から11月26日までの2期間である。

パイプ流量の観測はパイプA、C(1995年のみ)で行なった。パイプ出口に塩化ビニル製の樋を差し込み、周囲からの水漏れを防ぐために粘土で固定した上で、樋を1転倒500mlの転倒升に接続し、転倒回数を10分間隔で自記した。なお、1996年においてはパイプB、C、Dのそれぞれの出口に同様に塩化ビニル製の樋を差し込み、ビニール袋に導き、ほぼ3週間ごとに流出の有無を確認した。

0次谷流域出口において、流域からの流出量を45度ノッチの3角堰を用いて観測を行った。また、降雨量は流域内では樹木の影響で観測できないため、約300m離れた地点で観測した。

3 観 測 結 果

ここでは、12時間以上の無降雨期間で区切られる降雨を1つの降雨イベントとする。なお、降雨イベントは1995、1996年では観測期間中にそれぞれ29、49回観測された。ここではその中の5降雨に関して検討する。降雨量が小さいイベントとしてはイベント96-19（1996年の観測期間19番目の降雨イベントのこと）を、中規模の降雨イベントとしてイベント96-42、96-27を、大規模の降雨イベントとしてイベント96-43、96-24について検討する。それぞれの降雨の諸元を表-1に示し、総降雨量-総パイプA流量の関係は図-9中に示した。表に示すようにイベント96-19、96-42、96-43、96-24は先行5日間降雨量が20mm以下の降雨開始時に土層が比較的乾燥していたと考えられる降雨イベントである。これらに対して、イベント96-27は先行5日間降雨量が193.5mmと降雨開始時に非常に土層が湿潤であったと考えられる降雨イベントである。また、イベント96-43と96-24は、先行5日間降雨量及び総降雨量に大きな差は見られないが、降雨強度に大きな差が見られる（表-1）。

表-1 降雨イベントの諸元

Event No.	Storm Date	Total Rainfall (mm)	Duration (hr)	Max. 1-hr Intensity(mm)	Antecedent Rainfall 5-days (mm)
96-19	20-21 Jul.1996	35.5	31	11.5	0.0
96-42	25-26 Oct.1996	50.5	26	8.0	0.0
96-27	1-2 Sep.1996	33.5	20	14.5	193.5
96-43	31 Oct.-2Nov.1996	81.5	60	8.0	10.0
96-24	14 Aug.1996	105.5	16	31.0	0.0
96-26	27-29 Aug.1996	193.5	64	28.0	0.0

3.1 各イベントのハイトグラフとハイドログラフ

イベント96-19、96-42、96-27、96-43、96-24におけるハイトグラフ、パイプA流量と流域流量のハイドログラフ及びパイプA流量の流域流量に占める割合を図-3～7にそれぞれ示した。横軸の時間は降雨開始時刻を0とした。また、図中にはパイプA流出開始時刻とパイプA流量のピーク時刻を実線と破線でそれぞれ示した。これらのイベントではパイプB～Dの流出の有無も同時に観測した。その結果から、イベント96-24では流出が見られたが、96-19、96-42、96-43からは流出が観測されなかった。なお、イベント96-27については観測装置が不調であったため流出の有無は観測されていない。

図-3に示すように、降雨量の小さいイベントでは、パイプAから流出が生じなかった。このようなとき、流域流量の変動はほとんど見られなかった。

図-4、6、7に示すように、降雨量が大きく、降雨開始時に土層が比較的乾燥していたイベントでは、パイプAからの流出は見られるものの、降雨開始直後には見られず、それぞれ39.5、53.0、61.5mmの降雨後にパイプAから流出が開始された。さらに、流域流量の増水開始時刻はパイプAからの流出開始に遅れ

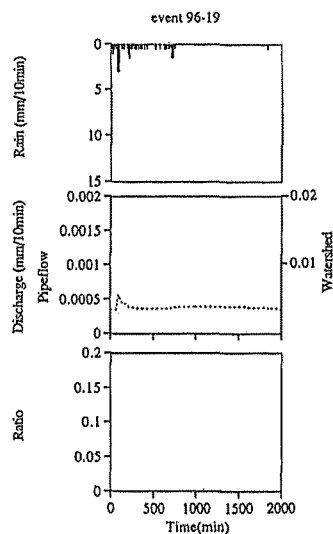


図-3 イベント96-19のハイトグラフ、ハイドログラフ及びパイプA流量が流域流量に占める割合

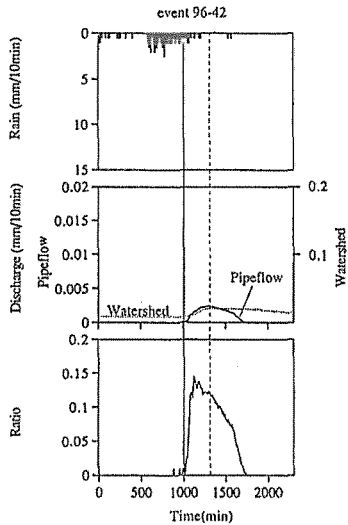


図-4 イベント96-42のハイトグラフ、ハイドログラフ及びパイプA流量が流域流量に占める割合

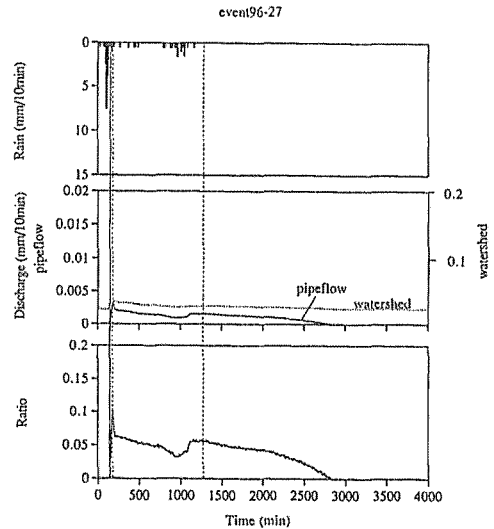


図-5 イベント96-27のハイトグラフ、ハイドログラフ及びパイプA流量が流域流量に占める割合

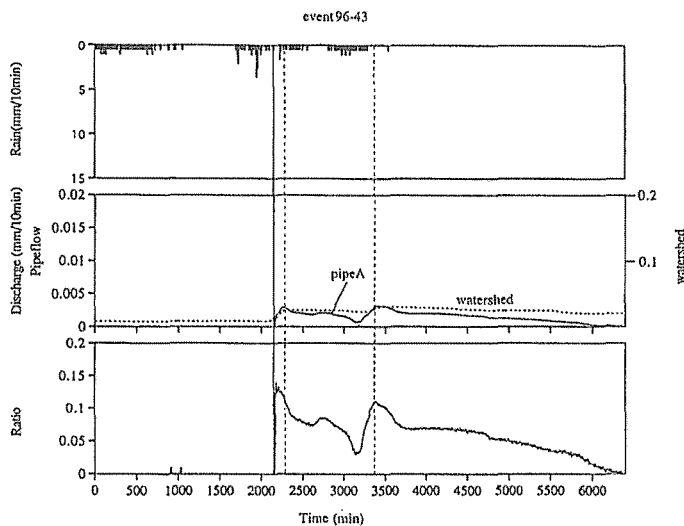


図-6 イベント96-43のハイトグラフ、ハイドログラフ及びパイプA流量が流域流量に占める割合

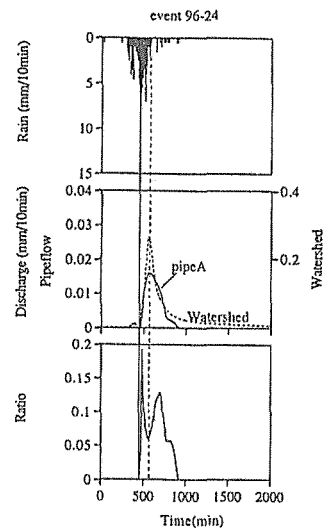


図-7 イベント96-24のハイトグラフ、ハイドログラフ及びパイプA流量が流域流量に占める割合

た。遅れの幅は最大で100分程度であった。

一方、降雨開始時に土層が湿潤であったイベント96-27では、図-5に示すように、パイプAからの流出開始までの積算降雨量は18mmと降雨開始時に土層が乾燥していたイベントと比較すると小さかった。また、流域流量の増水開始時刻はパイプA流出開始時刻とほぼ一致した。これらの傾向

は土層が湿っていたと考えられるイベント96-43の2回目の出水（3000分以降）でも同様であった。

また、パイプA流量および流域流量のピーク時刻はイベント96-24のようにピーク流量が非常に大きい降雨では一致するが、それ以外のパイプAからの流出の発生するすべてのイベントにおいて、僅かに流域流量のピークの方が遅れた。さらに、流量の低減は流域流量の方がパイプA流量に比べて緩やかであった。さらに付け加えると、パイプAからの流出が発生しないイベント96-19より緩やかな流域流量の低減が見られた。

3.2 パイプA流量－流域流量関係

ここで、パイプAの流量と流域流量の関係をより詳しく検討する。イベント96-42, 96-27, 96-43, 96-24における10分間隔で得られたパイプAからの流出発生直前から流出終了直後までのパイプA流量－流域流量の関係を図－8(1)～(4)に示す。さらに、ここでは96-24に匹敵する降雨強度の降雨（表－1）としてイベント96-26の結果を図－8(5)に示した。図からわかるように、全般的に見てパイプA流量－流域流量関係はイベント間の差は小さく、パイプA流量－流域流量関係には一定の関係があった。

しかし、図－8(1)(3)(4)(5)と図－8(2)との比較から分かるように、増水過程は降雨開始時の土層の水分状態による差は見られた。降雨開始時に土層が湿潤であったイベント96-27が他の4イベントと比較して、増水過程において同じパイプA流量のとき、流域流量は大きかった。また、図－8(1)(3)(4)(5)から降雨開始時に土層が乾燥していた降雨イベントでは、同じパイプA流量のとき、増水過程の方が減水過程に比べて流域流量は小さく、増水過程と減水過程の間にヒステリシスが見られた。一方、降雨開始時に土層が湿潤であったイベント96-27ではパイプA流量－流域流量関係は明瞭なヒステリシスが見られず、増水過程においてもイベント96-27を含めたすべてのイベントでほぼ共通している減水過程のパイプA流量－流域流量関係に従った。さらに、イベント96-43の2度目の出水に関してもイベント96-27と同様のことが言えた。北原ら（1994）²²⁾ は一次谷側壁におけるトレンチでの観測結果から、パイプ流出の開始がマトリックスからの流出に先行し、マトリックス流量とパイプ流量の関係には増水過程と減水過程の間にヒステリシスがあることを示している。これら結果と本観測結果におけるパイプA流量と流域流量の関係は似ている。

一方、パイプA流量が約0.007mm/10minを超える範囲では、パイプA流量の増加にともなう流域流量の増加の幅が大きくなり、パイプA流量は約0.015mm/10minで一定になるが、流域流量は増加し続けた（図－8(4)(5)）。

3.3 降雨イベントごとの降雨量、パイプ流量、流域流量

1995年、1996年の全ての降雨イベントにおける総降雨量とパイプAからの総流量の関係を図－9に示す。パイプBからの流出の有無は降雨開始時の土層の水分状態の影響を受けることが明らかにされており²³⁾、ここでは降雨開始時の土壌の水分状態を示すインデックスとして降雨開始前5日間の積算雨量を用い、先行降雨5日間雨量が20mm以下の降雨開始時の土層が比較的乾燥していたと考えられる状態と、先行5日間降雨量が20mmを超える降雨開始時の土層が比較的湿潤であったと考えられる状態に分類することにする。先行5日間降雨量が20mm以下においては総降雨量35mm、先行5日間降雨量が20mm以上においては総降雨量20mmをほぼ境にして、総降雨量がそれ以下ではパイプAからの流出が生じなかった。この結果は、前述の水山ら（1994）²³⁾ の結果に対応する。さらに、北原ら（1994）²²⁾ 小山（1994）²⁴⁾ の観測からも本観測結果同様、降雨量が小さいときはパイプ流量の増加は見られず、降雨開始後即座にパイプ流出が生じるわけではないことを示している。北原ら（1994）²²⁾ が観測したパイプでは4mm以上の降雨でパイプからの流出が生じることを示し

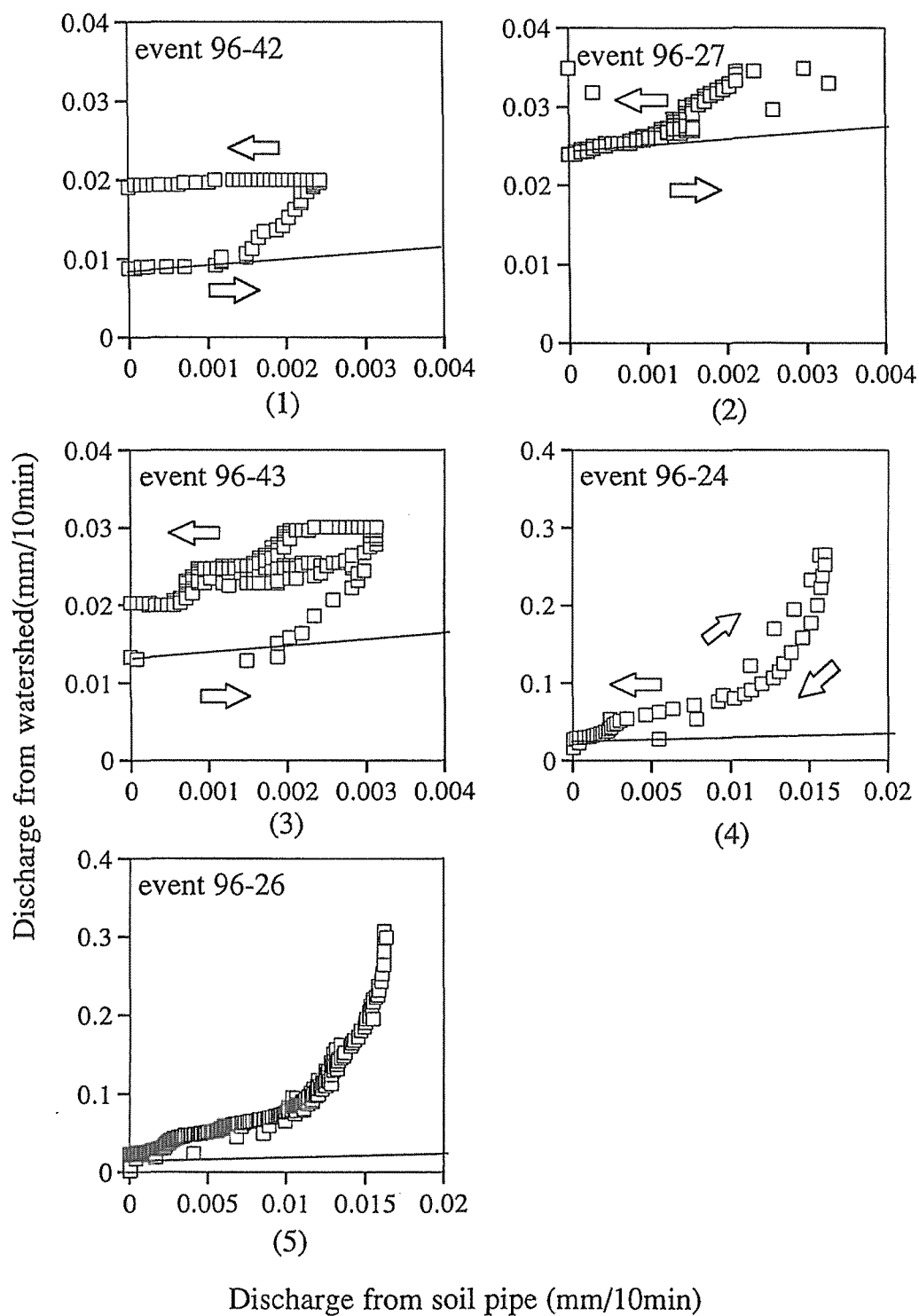


図-8 パイプA流量-流域流量関係

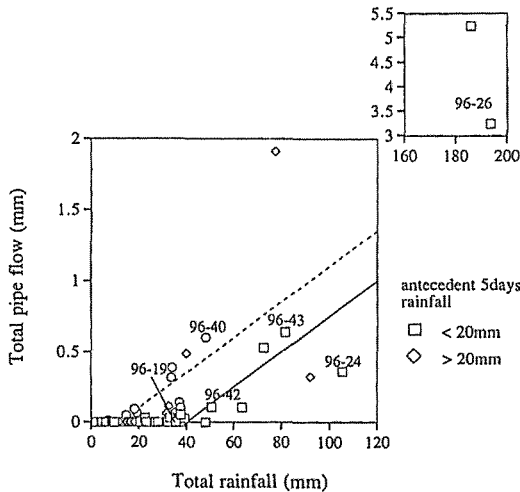


図-9 総降雨量と総パイプA流量の関係

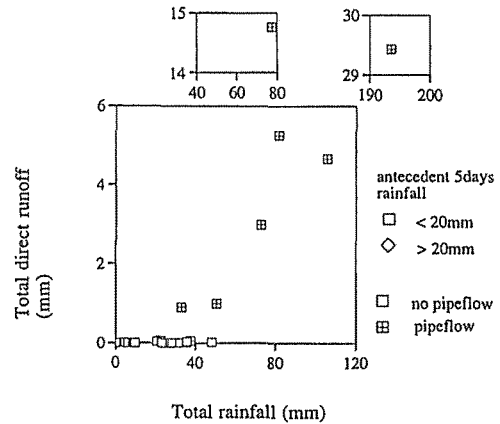


図-10 総降雨量と直接流出量の関係

おり、本観測結果と比べてパイプ流出の有無の閾値は極めて小さい。この要因として、北原らの観測を行ったパイプの直径が2 cm以下と本研究のパイプと比較して小さいこと、基岩直上のパイプであったことなどが考えられる。しかし、パイプ流出の有無の閾値がパイプの発達位置、構造等によってどのように異なるかは観測例が少ないため明らかではない。

総降雨量が閾値を超えるようになると、総降雨量の増加に従いパイプAからの流出量は大きくなった。また、同じ降雨量ならば先行5日間降雨量が多いほうがパイプA流出量は大きかった。総降雨量の増大に対する、パイプAからの総流量の増加の割合は総降雨量100mm以下の範囲では、図に示した直線のようにほぼ一定であった。これらのことから、降雨開始時の土壤水分状態はパイプ流出の有無の閾値に影響を与え、閾値を超える降雨量はほぼ一定の割合がパイプから流出することが示された。

しかし、降雨イベントごとによるばらつきは見られた。これは、降雨パターンによる差と考えられる。前項で検討したイベント96-24と96-43を比較すると降雨強度の大きいイベント96-24の方が総パイプA流量は小さかった。このことから、同じ降雨量であっても降雨強度が大きく、降雨継続時間の短い降雨イベントの方が総パイプA流量が小さくなると考えられる。

次に、総降雨量と流域からの総直接流出量の関係を図-10に示す。流域の直接流出量も総パイプA流量同様、総降雨量の増大にともない大きくなった。しかし、パイプAからの流出が見られるか否かで、直接流出量は大きく異なった。パイプAからの流出が見られないときは直接流出量は0.05mm以下であるのに対し、パイプAから流出が生じるとほぼ同規模の降雨であっても1 mm以上の直接流出が見られ、パイプ流出の有無で20倍もの差が生じることがあった。これまでのトレンチでの観測からパイプ流量は降雨時の土層断面の流出の90%余りを占めることが明らかにされてきている^{16) 17)}が、本観測からさらに、パイプ流の発生の有無が流域からの流出量に大きく影響を与えることが示された。

3.4 ピーク時の降雨量、パイプ流量、流域流量関係

ピーク時（1時間、3時間）の降雨量とパイプA流量の関係を図-11(1)(2)に示す。ピーク時のパイプA流量は、降雨強度の増大とともに大きくなるが、しかし、約0.09mm/hr (=0.015mm/10min)

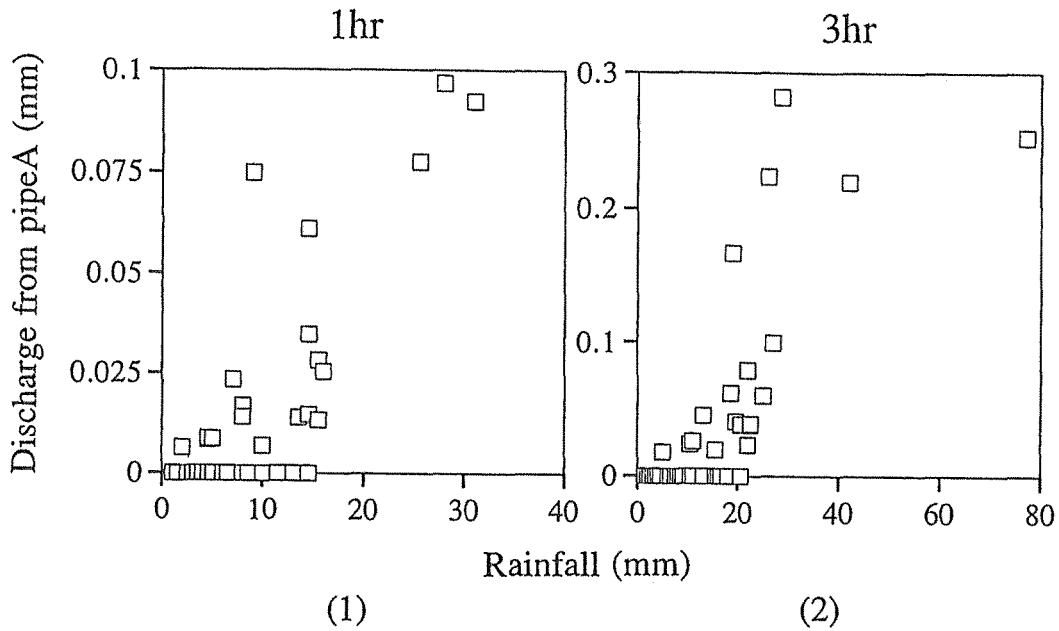


図-11 ピーク時の降雨強度とパイプA流量の関係

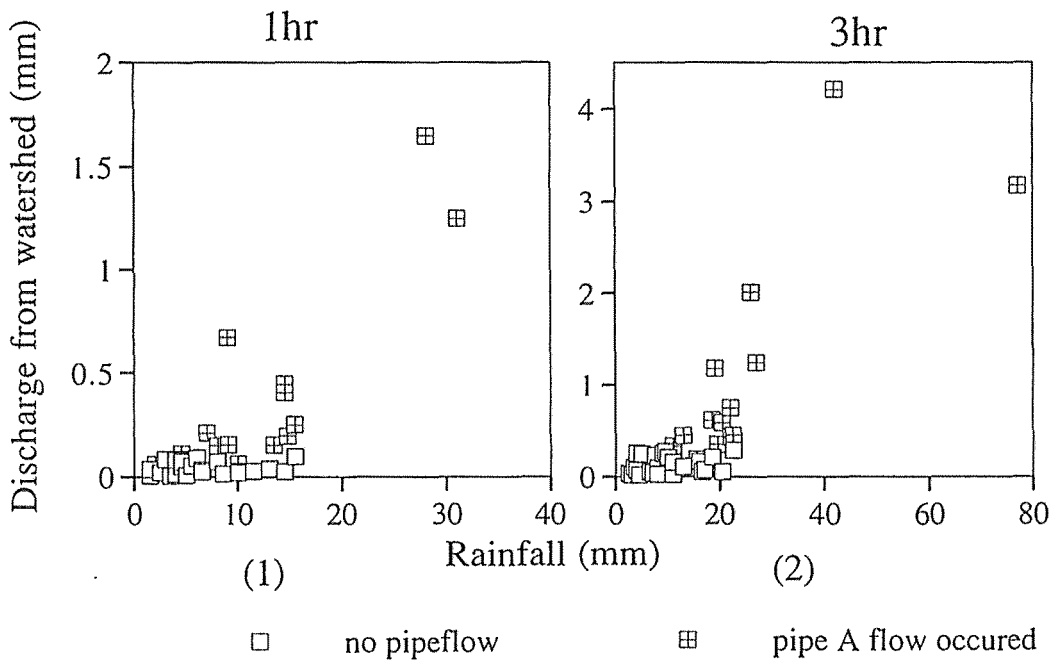


図-12 ピーク時の降雨強度と流域流量の関係

で頭打ちになる。この流量は、図-8(4)(5)で検討したパイプA流量の増加が見られなくなるパイプA流量と一致する。このことから、パイプA流量の最大値は決まっていることがわかる。

次に、ピーク時の降雨量と流域流量の関係を図-12に示す。パイプA流量は降雨強度の増大にともない明瞭な頭打ちの傾向が見られたが、流域流量についてはそのような傾向は見られなかった。

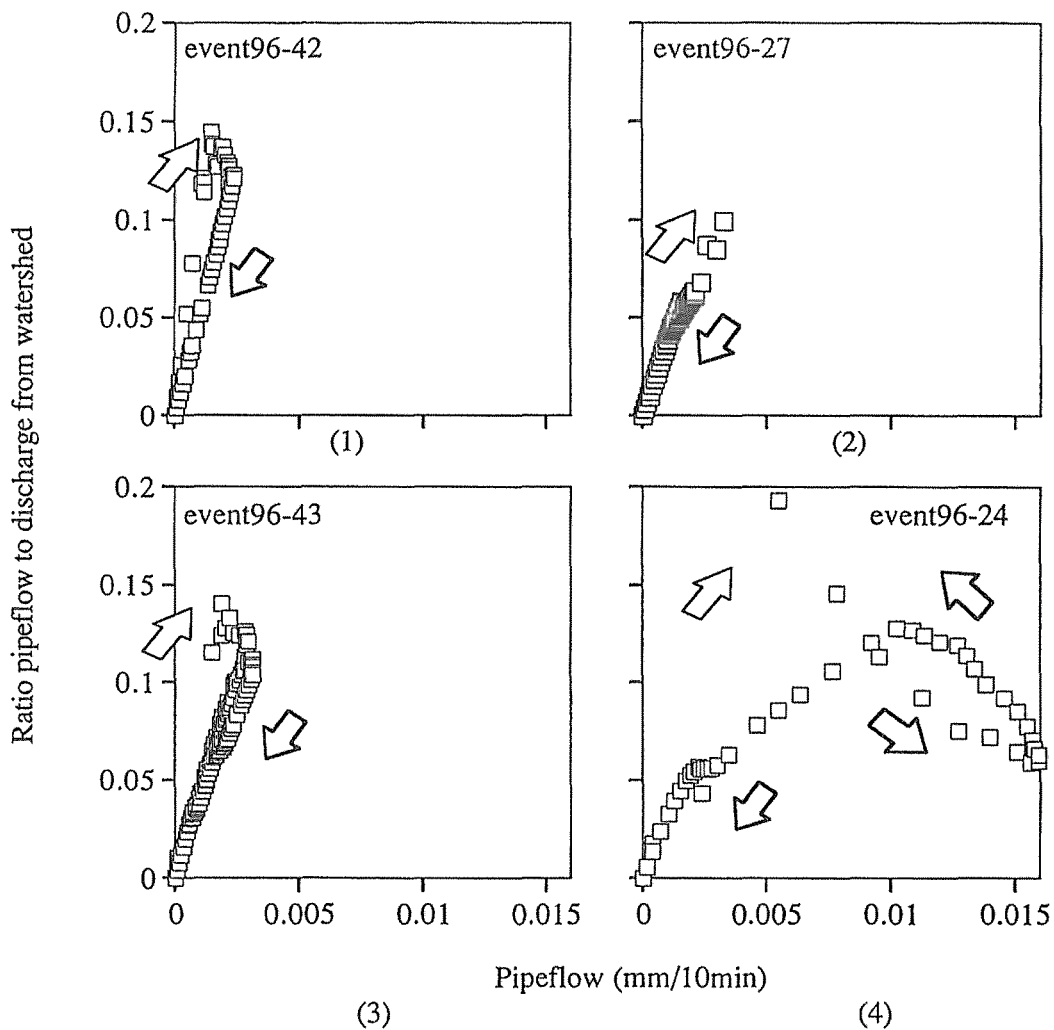


図-13 パイプA流量が流域流量に占める割合とパイプA流量の関係

ただ、3時間で70mmを越える降雨に関しては頭打ちの傾向が見られた。このことから、非常に大きな降雨になると、流域流量も頭打ちになる可能性が考えられる。また、パイプAからの流出がないときの最大流域流量は0.01mm/hrで降雨量の増大にともなう増大は見られなかった。しかし、パイプAからの流出が生じることにより、同程度の降雨強度であってもピーク流域流量は大きくなり、その差は約10倍にもなった。

3.5 パイプ流量の流域流量に占める割合

パイプA流量が流域流量に占める割合を上述の4イベントについて図-4～7に示した。さらに詳しく検討するために10分間隔で得られたパイプAからの流出の発生直前から直後までのパイプA流量とパイプA流量が流域流量に占める割合の関係を図-13(1)～(4)に示す。図-4～7、13からパイプA流量が流域流量に占める割合は、ピーク時においては15%程度であることが分かる。また、イベント96-24を除き、パイプA流量が流域流量に占める割合の増減は、おおむねパイプA流量の増減に

対応していた。

一方、イベント96-24のような降雨強度の大きい降雨ではパイプA流量が大きくなり0.01mm/10minを越えるようになると、パイプA流量の増加にともないパイプA流量の流域流量に占める割合は小さくなった。また、0.005mm/10min～0.01mm/10minの範囲では、増水過程ではパイプA流量が増加するに従い流域流量に占める割合は減少したが、減水過程ではパイプA流量が多いほど流域流量に占める割合が増加するため明瞭なヒステリシスが見られた。

4 考 察

ここでは、これまでの観測結果から考えられる、パイプ流出機構および0次谷流域の流出機構に与えるパイプの影響について検討する。観測結果から、降雨量で分類するよりも、降雨強度によって分類の方が妥当だと考え、パイプAから流出が生じないとき（降雨強度が小規模なとき）、パイプA流量の増減が流域流量の占める割合の増減と対応するとき（降雨強度が中規模のとき）、パイプA流量が増加しても流域流量に占める割合が減少するとき（降雨強度が大規模なとき）の3とおり分類し、検討する。また、豪雨時の観察結果から斜面土層から斜面外への流出が見られる場所は流域末端の湧水点、そこから上流へ約4mのパイプA、さらにそこから上流へ約4mのパイプB～Dの3地点に限られていると考えられる。

4.1 降雨強度が小規模のとき

イベント96-19のように降雨強度が小さいとき、パイプAおよびパイプB～Dからの流出は見られない。このようなとき、図-14(1)に模式図を示すように流域末端の湧水点でのみ斜面土層から斜面外への水の流出が生じていると考えられる。このようにパイプAからの流出が見られないとき、前述のとおり流域からの直接流出の生じている時間は短く、直接流量も小さく、さらに、流域流量の上限値（ $Q_{sp.cr}$ とする）はほぼ決まっている。

4.2 降雨強度が中規模のとき

4.2.1 流出経路の検討

降雨強度が大きくなると、パイプAからの流出が見られるようになる。イベント96-42、96-43ではパイプB～Dからの流出は見られない。この観測結果と豪雨時の観察結果から、流域流量はパイプA

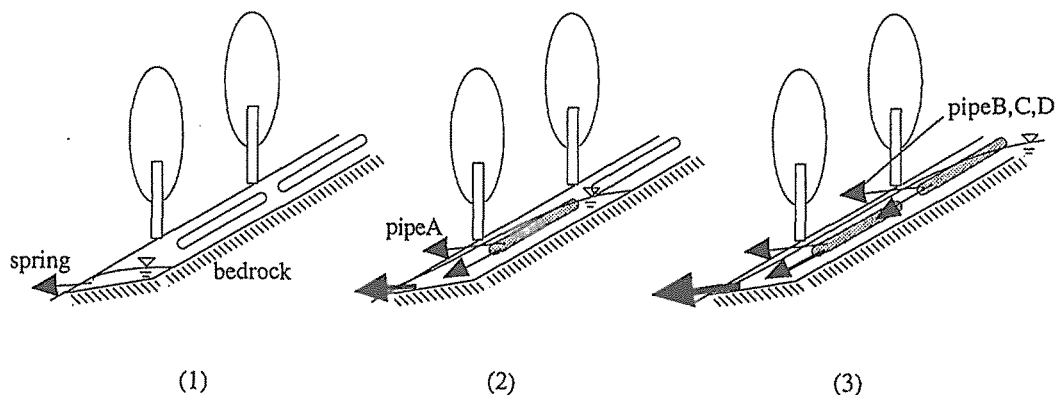


図-14 流出経路の概念図

と流域末端の湧水点からの流出で賄われていると考えられる。

パイプAからの流出が生じると、前述のとおり流域流量は大きくなり、パイプAからの流出が生じず湧水点から排水できる流量 ($Q_{sp.cr}$) を越えるようになる。そこで、パイプAからの流出が流域の流出に与える影響を検討するために、パイプAからの流出量によって流域流量の増加が生じると仮定し、図-8中に

$$Q_{ws} = Q_{pa} + Q_{sp.cr}$$

の関係を実線で示した。ただし、 Q_{ws} は流域流量、 Q_{pa} はパイプA流量とし、 $Q_{sp.cr}$ はここではパイプAからの流出開始直前の流域流量を用いた。図から、パイプAからの流出初期は、流域流量の増加はパイプAからの流出によって賄われていることがわかる。しかし、パイプAからの流出開始後、時間の経過とともにパイプA流量だけでは流域流量の増大を説明できなくなる。つまり、パイプAの発生にともない湧水点の流量も増大することが考えられる。ただし、この流量の増大はパイプAからの流出発生に比べて遅れる。

このことは次の2通りの可能性が考えられる。まず、第一の可能性として、湧水点もパイプ出口の一つである可能性が考えられる。2.2で述べたように、パイプは出口付近では円筒形を示すが上流に行くに従い合流分岐を繰り返す、レキ層に変化すると考えられる。これらのことから、パイプAは土層内に発達するパイプの出口の一つにすぎず、下流の湧水点へもパイプAと同じつながりのパイプが存在している可能性もある。(ここで、パイプAを出口とするパイプ網をパイプ網Aと呼ぶことにする。)

また、湧水点はパイプ出口の一つではないがパイプの働きによる斜面の透水性が上昇した可能性が考えられる。パイプ下流端が排水路に開放されていなくともパイプの周囲の土層が飽和に達すると土層全体の流量が増加することが、著者らが行った人工パイプを用いた室内実験²⁵⁾により明らかになっている。図-15の丸印はパイプ下流端が斜面土層内にあるときの斜面土層の流量の経時変化を示している。図より、約15分のときに流量の増加が見られる。この時刻は実験の際に同時に計測していた地下水位の結果と比較するとほぼ人工パイプ上流端に地下水面が形成された時刻と一致する。このことから、パイプ網が排水システムとして働くようになるとパイプの存在する土層の透水性は向上し、その結果斜面土層全体としてみても透水性は向上することが示唆される。さらに、斜面土層全体の透水性が向上することから、パイプ出口からの流出量の増加のみならずパイプ出口以外の流出量も増大することが示唆される。

前述のように流域流量の増加はパイプAからの流出の開始に比べて遅れることがある。パイプ網Aが下流の湧水点までつながっていると仮定するならば、既往のパイプ流速に関する結果から考えると流域流量の立ち上がりの遅れは説明できない。例えば、田中(正)ら(1984)¹⁵⁾によるとパイプ流速は0.183m/secであることが示されている。仮に、本流域においても同様の流速であるとする、パイプAから湧水点までの流下時間は30秒程度である。さらに、飽和帯がこれまでの多くの流域で見られた観測結果^{3) 5)}のように下流から順次発達して行くなれば、湧水点はパイプAより下流にあるためパイプAからの流出に先行して湧水点からの増水が生じると考えられる。これらことから、パ

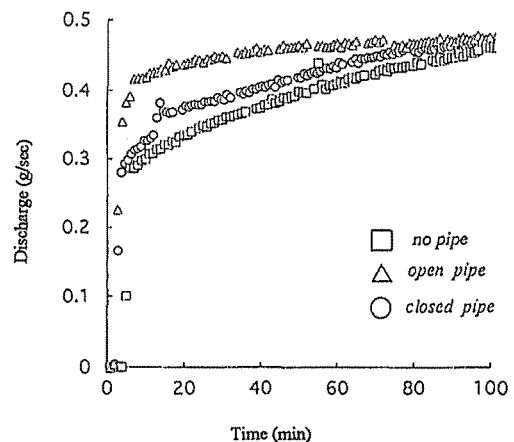


図-15 パイプ下流端が土層内にあるときの流量変化(内田ら, 1995より)

イブ網Aの出口が湧水点にも到達しているとは可能性は低いと考えられる。よって、ここでは図-14(2)に模式図を示すようにパイプ網Aは湧水点までは到達していないがパイプ網Aから下流の土層に水が供給され、湧水点からの流量も急増する可能性が高いと考える。

以上の考察をまとめると、中規模の降雨強度の降雨ではパイプAからの流出が生じ、流域流量が急激に増加する。しかし、その経路はパイプAからの斜面外への排水のみならずパイプAと同じパイプ網を経由し湧水点に到達する流れがあると考えられる。さらに、この流れが流域流量のかかなりの部分を占めることが考えられる。

4.2.2 湧水点からの流出

そこで、このときの湧水点の流出特性について検討する。前述のとおり、湧水点から流出の増大はパイプAの流出開始に比べて遅れる。また、ピークはパイプA流量に比べて流域流量の方が遅れ、さらに、流域流量の低減はパイプA流量に比べて緩やかである。これらの結果を求めると、パイプA流量に比べて湧水点流量の応答が遅れることが分かる。このような応答の遅れは、マトリックス中を経由してパイプ網Aから湧水点に達するためと考えられる。

また、パイプA流量-流域流量関係は増水過程と減水過程の間で差が見られるのは、土層の湿潤度の影響が考えられる。 $Q_{sp.cr}$ は図-8に示すように土層が湿潤なときほど大きく、同じパイプA流量であっても流域流量は増水過程と減水過程の間で差が見られる。このことから、土層が湿潤なときほど湧水点からの流量は大きくなると考えられる。Tsuboyama et al. (1994)²⁶⁾、Navar et al. (1995)²⁷⁾はパイプとして働く部位が土層の湿潤度が上昇するに従い大きくなることをトレーサ実験により示している。このことから、本観測斜面においても、土層の湿潤度の違いによりパイプとして働く部位に差が生じ、斜面全体の透水性に違いが生じ、その結果、湧水点の流量に差が生じると考えられる。

4.3 降雨強度が大規模なとき

イベント96-24のように、降雨強度が大きくなるとパイプAのみならずパイプB～Dからの流出が見られるようになる。豪雨時の観察結果と併せて考えると、このとき0次谷の流出は湧水点、パイプA、パイプB～Dの3点で賄われていると考えられる(図-14(3))。

前述のように、パイプAからの流量に上限値が存在し、この上限値に達すると、パイプA流量の増加が見られなくとも流域流量は増加し、パイプA流量が流域流量に占める割合は減少する。このとき、流域流量の増加はパイプB～Dによって賄われると考えられる。図-16に1993年の降雨イベント93-35、93-36、96-39のパイプA流量-パイプB流量

関係を示す。この観測結果から明らかなように、パイプBからの流出が生じると、パイプAの増加はほとんど見られなくなる。前項で検討したように、湧水点流量はパイプAからの流出にともない増加したが、パイプA流量がパイプB～Dの流出にともなって増加するような傾向は見られなかった。この結果、パイプA流量の流域流量に占める割合が低下し、つまり降雨強度の増大によりパイプA以外のパイプからの流出量が増加するため、3.3で述べたように降雨イベントごとのパイプAからの流出量は総降雨量が同程度であるならば、降雨強度が小

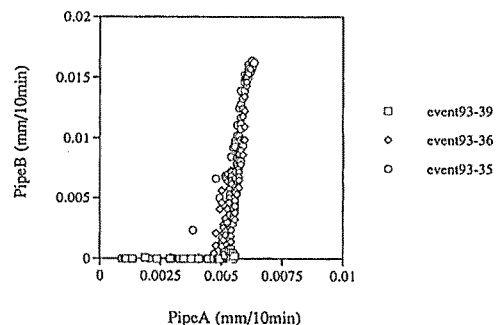


図-16 1993年におけるパイプA流量とB流量の関係

さい降雨の方が大きくなると考えられる。

また、流域流量は、降雨強度が30mm/1hrまたは50mm/3hrの範囲では、パイプAのような降雨強度の増加ともなう明瞭な頭打ちの傾向は見られない。これは、パイプA流量は頭打ちになるにも関わらずパイプB～Dの流量が増大するためである。しかし、降雨強度が80mm/3hrに達するような降雨では、頭打ちになるような傾向が見られ、流域全体の流量の上限値も決まっている可能性はある。豪雨時の観察及び斜面の観察結果からは、パイプB～Dの上流にはパイプは観察されない。このことから、パイプB～Dの流出が上限に達すると流域の土層からの流出も上限に達する可能性が考えられる。

5 結 論

パイプの存在する0次谷の流出特性及び流出機構を検討するために、降雨量、パイプ流量、流域流量の観測を行い、降雨量、パイプ流量、流域流量の関係を明らかにした。その観測結果から、以下のことが示された。

0次谷の流出は降雨強度により、流出経路、流出に特に寄与する部位が変化する。降雨強度が小さいときは流域末端においてのみ流出が見られるが、降雨強度の増大にともない上流に位置するパイプが流出に寄与するように変化することが明らかにされた。

この流出経路、流出に大きく寄与する斜面部位の変化は連続的ではなく、ある時を境に段階的に変化することが示された。さらに、流出経路、流出に大きく寄与する斜面部位の変化によって流域流量はオーダーで変化することが示された。また、斜面上部のパイプが流出に寄与するようになると、流域流量が急激に増加することが示された。パイプが流出に寄与し始めるとパイプ出口からの流出のみならず、斜面全体の透水性が上昇し、下流の湧水点からの流出も増加することがわかった。

また、パイプA流量－流域流量関係及び1993年のパイプA流量－パイプB流量関係はほぼ一定の関係を示した。このことから、0次谷流域からの流出量が同じときは土層の湿潤度による差は見られるが、同じ流出経路、流出機構であると考えられた。

以上のことから、これまで提示されてきた流出に大きく寄与する斜面部位の変化を連続的であるとした流出機構に関する概念⁴⁾を、山地源流域での流出機構を理解するためには再考する必要があることが示唆された。

謝 辞

本研究をすすめるにあたって、京都大学農学研究科小橋澄治教授、藤田正治助教授、大手信人助教授の指導を受けた。また、石井健一君をはじめとする京都大学山地保全学、森林水文学研究室の大学院生、学生には観測を手伝っていただいた。また、本研究の一部は平成9年度文部省科学研究費補助金（特別研究員奨励費）を受けた。記して謝意を表します。

引 用 文 献

- 1) 塚本良則・平松伸二・篠原斉四 (1973) 侵食谷の発達様式に関する研究(Ⅲ), 新砂防, 26, 13-20
- 2) 谷誠 (1987) 森林土壌の水源涵養効果の解明に向けて, 水利科学, 177, 35-61
- 3) 窪田順平・鈴木雅一・福嶋義宏 (1988) 風化花崗岩山地源流域の地下水土壌水分変動の実態, 京大演報, 60, 147-164

- 4) 太田猛彦 (1990) 急勾配山腹斜面における雨水流出機構. 日林誌. 74. 201-207
- 5) Sidle, R. C. ・ Y. Tsuboyama (1992) A comparison of piezometric response in unchanneled hillslope hollows: Coastal Alaska and Japan. *J. Jpn. Soc. Hydrol. & Water Resour.*. 5(3). 3-11
- 6) 窪田順平・福嶋義宏・鈴木雅一 (1987) 山腹斜面における土壌水分変動の観測とモデル化. 日林誌. 69. 258-269
- 7) 平松晋也・水山高久・石川芳治 (1990) 雨水の浸透流下過程を考慮した表層崩壊発生予測手法に関する研究. 新砂防. 43. 5-15
- 8) Freeze, R. A. (1971) Three dimensional, transient saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. *Water Resour. Res.*. 7. 347-386
- 9) 鈴木雅一 (1985) 山地小流域の基底流出逓減特性(I). 日林誌. 66. 211-218
- 10) 坪山良夫・三森利明 (1990) 有限要素法による林地斜面浸透流の数値実験. 水文学会誌. 2. 49-56
- 11) Beven, K. J. ・ P. F. Germann (1982) Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.*. 18. 1311-1325
- 12) Kirkby, M. J. (1988) Hillslope runoff process and models. *J. Hydrol.* 100. 315-339
- 13) 内田太郎・小杉賢一郎・大手信人・水山高久 (1996) パイプ流が斜面安定に与える影響. 水文学会誌. 9. 330-339
- 14) Mosely, M. P. (1982) Subsurface flow velocities through selected forest soils, South Island, New Zealand. *J. Hydrol.*. 55. 65-92
- 15) 田中 正・安原正也・丸井敦尚 (1984) 多摩丘陵源流域における流出機構. 地理評. 57. 1-19
- 16) Tsukamoto, Y. ・ T. Ohta (1988) Runoff process on a steep forested slope. *J. Hydrol.*. 102. 165-178
- 17) 北原 曜・中井裕一郎 (1992) 一次谷流域における河川流量とパイプ流の関係. 日林誌. 74. 49-54
- 18) 福嶋義宏・鈴木雅一・谷誠・加藤博之・太田岳史 (1979) 芦生演習林の2つの小流域における水文観測報告. 京大演報. 51. 152-163
- 19) 中島 皇・福嶋義弘 (1994) 芦生演習林内の高原部における由良川最源流部の2流域の流出特性. 京大演報. 66. 61-75
- 20) 佐藤一朗・小杉賢一郎・水山高久 (1994) 山地溪流源流部のパイプ流出とパイプ網に関する研究. 日林論. 105. 583-586
- 21) 内田太郎・小杉賢一郎・小橋澄治・水山高久 (1995) 芦生演習林内トヒノ谷におけるパイプ網の観察. 京大演報. 67. 58-67
- 22) 北原 曜・寺嶋智巳・中井裕一郎 (1994) 側方浸透流量に占めるパイプ流量の割合. 日林誌. 76. 10-17
- 23) 水山高久・佐藤一朗・小杉賢一郎 (1994) 芦生演習林内トヒノ谷におけるパイプ流出とパイプ網に関する研究. 京大演報. 66. 48-60
- 24) 小山 敢 (1994) 火山性堆積物小流域でのパイプ流に関する観測研究. 鳥取大学修士論文. 79pp
- 25) 内田太郎・小杉賢一郎・大手信人・水山高久 (1995) 斜面土層内のパイプが地下水面形に及ぼす影響に関する実験的研究. 日林論. 106. 505-508
- 26) Tsuboyama, Y. ・ R. C. Sidle ・ S. Noguchi ・ I. Hosoda (1994) Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. *Water Resour. Res.*. 30. 879-890
- 27) Navar, J. ・ D. J. Turton ・ E. L. Miller (1995) Estimating macropore and matrix flow using the hyetograph separation procedure in an experimental forest plot. *Hydro. Process.*. 9. 43-753

Résumé

In order to clarify the influence of pipeflow on the runoff characteristics at a valley head, the interrelationship the amount of rainfall, the discharge rate of pipeflow and discharge rate from watershed were observed. and the following points were clarified.

- 1) For every rainfall event there was little difference in the relationship between the discharge rate of pipeflow and the discharge rate from the watershed.
- 2) When pipeflow occurs, the discharge rate from the watershed increase on order of ten times the discharge rate of pipeflow. However in contrast, the increamental change of the discharge rate from the watershed did not agree with the discharge rate of pipeflow.

These observation results indicate that the rainfall intensity detemines the pathway of runoff, and the pathway of the runoff determins the discharge rate from the watershed. Moreover, it was found that the discharge rate from the watershed greatly changes as the pathway of the runoff change.