多摩丘陵源流域における流出機構

田中 正*・安原正也**・丸井敦尚**

多摩丘陵の一角に設定した流域面積 2.2ha の小試験流域において、野外観測に基づいて降雨流出時における流出成分の主体を明らかにするとともに、その流出機構について考察を行なった。その結果、以下の結論が得られた。(1)降雨流出時における流出成分の主体は地下水流出成分である。総流出量の約90%は地下水流出成分に起因しており、表面流出成分は総流出量のわずか10%程度を占めるにすぎない。(2)降雨に対する応答の早い多量の地下水流出は、ダルシー則に基づく流れでは説明することができない。降雨流出時においては、ダルシー流よりはるかに速い卓越流が地層中に存在している。(3)この卓越流は、地層中に形成されたパイプの中を流れるパイプ流であり、良好な排水機能としてのパイプ流は、丘陵地源流域における流出機構を考える上で、重要な役割を果たしている。(4)パイプ流の特徴として、pulsating flow 現象が認められる。

I はじめに

わが国の森林流域における流出機構、あるいは水flow発生機構を明らかにすることは、流域の水循環機構や物質循環機構を解明する上で重要である。この研究課題は古くから水文学の中心課題と考えられてきた(根根, 1980, p. 245)が、わが国では理想的な試験流域を確保することの困難さと、現場における水文観測のむづかしさのため、この種の解析に耐えうる充分な資料の蓄積はなく、従来までの解析の多くはブラック・ボックス的な性格を有していた。

しかるに、最近における野外観測に基づいた各国での精力的な研究の進展により、湿潤森林流域での流出現象の実態は、かなりの程度明らかにされつつある(Kirkby, 1978)。これまでの研究結果によれば、湿潤森林流域においては、ホートンタイプの地表流はほとんど発生せず、降雨流出時の水流発生に大きく寄与する流れは、saturated overland flow (Dunne and Black, 1970), subsurface stormflow (Whipkey, 1965, 1969; Weyman, 1970, 1973) および ground-water flow (Fritz *et al.*, 1976; Sklash and Farvolden, 1979) の三つに大別することができる。そして、降雨流出時におけるハイドログラフの形成に、いずれの流れが最も大きく貢献するかは、対象

地域の地形・地質・気候・植生・土壌特性・土地利用等によって異なるとされている(Freeze, 1974)。

一方、わが国における森林流域の流出機構を、野外観測に基づいて実態論的に論じた研究は少なく、塚本(1962)の研究があげられるにすぎない。田中ほか(1982)は、丘陵地源流域における流出機構を解明するにあたり、地表水と地中水を一体とした一つのシステムとしてとらえる必要があるとの観点から、多摩丘陵の一角に設定した試験流域を例に、流出現象と地中水の挙動との関連を明らかにした。しかし、流出機構そのものについては言及しておらず、今後の研究課題として残されていた。

本研究は、田中ほか(1982)に続く一連の研究の一つであり、その後の観測データに基づいて、多摩丘陵源流域における降雨流出時の水流発生に、最も大きく関与している流れの主体を特定するとともに、その流出機構について考察を行なったものである。

II 試験流域および観測施設の概要

1) 試験流域の概要

試験流域は東京都八王子市堀の内、東京農工大学波丘地利用実験実習施設内に設置されている(第1図)。流域は、多摩丘陵の北縁に位置し、多摩川の支流大栗川の一源流部を構成している。流域の標高は144~183m、流域面積は0.022 km²である。流

* 筑波大学・地球科学系 ** 筑波大学・院

第1図 試験流域位置図
Fig. 1 Location of the study area

第2図 谷底面の縦断プロファイルと地質断面
Fig. 2 Longitudinal profile and geological section of the valley floor

域谷底面の地形勾配は約12%, 山腹斜面のそれは約50%である。

試験流域付近の地質は、下位から上位に平山砂層、三沢泥岩層、連光寺互層、御殿峠礫層および関東ローム層が分布する(寿円・原田, 1961)が、本流域の主たる構成層は、連光寺互層(標高140~160m)、御殿峠礫層(標高160m以上)および関東ローム層である。

谷底の表層約2mは、シルトおよび粘土分を主体とした埴壌土(clay loam)およびシルト質埴土(silty

clay)から構成されている(Tanaka *et al.*, 1981)。

これら谷底の堆積物は、粒度組成の上から判断すると、オリジナルな関東ローム層とは異なり、いわゆる二次堆積物であるものと思われる。観測井掘削時のボーリング資料に基づき、谷底面における表層堆積物の縦断プロファイルを示したのが第2図である。

植生はクスギ、コナラを主体とする落葉広葉樹が流域のほぼ全域を占めている。斜面では背丈2~3mの竹が密生し、谷底では春から夏にかけてシダ類が繁茂する。人工の構造物はなく、まったくの自然流域である。

2) 観測施設の概要

観測施設は谷底を中心に配置されている。これらの配置状況を示したのが第3図である。

本研究ではその目的を達成するために、流域内の3ヵ所の地点において流出量を測定した。流域からの全流出量は、流域内の恒常水流の最下流端に設置した90°の三角堰(n)によって測定される。この三角堰の上流約15mの地点に5インチのパーシャル型流量計(P_5)を設置し、さらに P_5 の上流約35mの地点に3インチのパーシャル型流量計(P_3)を設置した。 P_3 を設置した地点は水流の最源流部にあたり、この

第3図 観測施設の配置
Fig. 3 Map of the valley floor studied

上流約10mの地点から地下水が seep 状に常に流出している。

降水量は、谷底のほぼ中央に設置した転倒ます型自記雨量計によって測定した。第3図に示したその他の観測施設についてはすでに報告したとおりである (Tanaka *et al.*, 1981; 田中ほか, 1982)。

III 台風8124号に伴う流出

調査は1981年7月から10月にかけて実施した。この間、7月2日～4日の総降水量57.0mm, 7月21日の同46.5mm, 8月20日～23日の同77.0mm(台風8115号), 8月28日の同20.0mm, 9月4日～5日の同25.5mm, 10月22日～23日の同172.5mm(台風8124号)の6回の主な降雨を対象にして、それぞれについて流出量、地下水位、土壤水の圧力水頭、地表流の発生状況等の野外観測を実施した。ここでは、最も代表的な台風8124号に伴う観測結果について述べる。

台風8124号は、10月22日夜半に関東に最接近した。降雨は22日6時より降り始め、23日0時まで総降水量172.5mmを記録した。この間、1回の小降雨期をはさんで、22日16～17時と21～22時の2回に

第4図 台風8124号に伴う各流量観測地点の
ハイドログラフ
Fig. 4 Discharge hydrographs for the storm event on October 22, 1981

わたって降雨のピークを形成している。それぞれの降雨強度は、14.5mm/hr, 27.5mm/hrであった。

この降雨に伴う各流量観測地点でのハイドログラ

第1表 台風8124号に伴う流出量
Table 1 Amounts of discharge for the storm event on October 22, 1981

	Total amount of discharge from 0900h, October 22 to 1200h, October 24, 1981	Percentage of discharge to ΣQ_n
ΣQ_n	1,555 m ³	—
ΣQ_s	852 m ³	54.8%
ΣQ_g	392 m ³	25.2%

フを示したのが第4図である。それぞれのハイドログラフは、いずれも降雨のピークに対応した鋭敏なピークを形成し、降雨終了と同時に減水曲線を描いている。

ここで、 n を通過する流量を Q_n 、 P_s を通過する流量を Q_s 、 P_g を通過する流量を Q_g とし、10月22日9時から24日12時までの ΣQ_n 、 ΣQ_s 、 ΣQ_g の値を示すと第1表のようになる。

ΣQ_n は台風8124号に伴う流域からの総流出量である。仮に、この全量が降雨直後の短期間の総流出を意味しているものとすれば、流出率¹⁾は41%となる。1980年に観測された4回の主な降雨(総降水量60.5~195.0 mmの範囲)についての流出率の値もほぼ同じであった(田中ほか, 1982)。このことから、本流域においては、総降水量の約40%に相当する水が降雨直後に流出するものと考えられる。

IV 降雨流出時の流出成分

1) 三角堰周辺からの地下水流出²⁾

本流域における n と P_s の相対的關係を模式断面として示したのが第5図である。この図に示すように、 Q_n の構成成分は近似的に次式によって表わされる。

$$Q_n \simeq Q_s + Q_{n,g} \quad (1)$$

ここで、 $Q_{n,g}$ は三角堰周辺からの地下水流出量である。

三角堰壁面の露頭状況を1982年1月の時点においてスケッチしたものが第6図である。図から明らか

第5図 三角堰(n)と5インチパーシャル型流量計設置地点(P_s)の關係を示す模式断面

Fig. 5 Schematic diagram showing the relationship between the main weir (90° V-notch, n) and 5-inch Parshall flume (P_s)

なように、礫層下位のシルト質粘土層中および両者の境界付近に多数のパイプが存在している様子がわかる。最大のもの(以下、マスターパイプと呼ぶ)は、長軸30cm、短軸10cmの楕円状を呈し(第6図-⑥)、このマスターパイプを通じて、三角堰への地下水流出が常時存在することが野外観察によって確認されている。

式(1)より、 $(Q_n - Q_s)$ は三角堰周辺からの地下水流出量と考えることができる。台風8124号に伴う $(Q_n - Q_s)$ の経時変化を、 Q_n のハイドログラフとともに示したのが第7図である。また、 Q_n/Q_s の経時変化を示したのが第8図である。第7図から明らかなように、三角堰周辺からの地下水流出は Q_n のハイドログラフと同様な形態を示し、ピーク時には25 l/sec以上の多量の流出を生じている。地下水流出のピークは Q_n のピークより約90分遅れて出現し(第7図)、このピーク時には Q_s の4倍以上の流量を生じている(第8図)。

第1表に示したように、 ΣQ_n は1,555 m³、 ΣQ_s は852 m³である。したがって、 $\Sigma Q_{n,g}$ は703 m³となり、台風8124号に伴う総流出量の実に45%に相当する多量の地下水流出が、三角堰周辺において生

第6図 三角堰壁面露頭におけるパイプの分布(1982年1月時点)
Fig. 6 Pipe distributions on banks around the main weir (Jan., 1982)

じていることが明らかである。こうした降雨に対する応答の早い多量の地下水流出現象が降雨流出時に存在することは、これまでも環境同位体を用いた流出解析において指摘されていた(例えば, Fritz *et al.*, 1976; Sklash and Farvolden, 1979; 田中ほか, 1980; Rodhe, 1981 など)が, 実測された例はきわめて少ない。

2) Q_5 のハイドログラフ構成成分

前節において, 三角堰周辺からの地下水流出量を明らかにすることができた。流域からの総流出量の55%は P_5 を通過する流量に相当するが, この P_5 通過流量(Q_5)は次式によって表わされる。

$$Q_5 = Q_3 + Q_{5,S} + Q_{3-5,G} \quad (2)$$

ここで, Q_3 は P_3 を通過する流量, $Q_{5,S}$ は直接河道降雨と地表流を含む表面流出量, $Q_{3-5,G}$ は P_3 と P_5 の区間において, 谷底面および側方斜面の地下水帯から河道へ供給される地下水流出量である。後述するように, 式(2)中の Q_3 は, その全量が地下水流出

であるから, 式(2)は次式のように書き改めることができる。

$$\begin{aligned} Q_5 &= Q_{5,S} + (Q_{3-5,G} + Q_{3,G}) \\ &= Q_{5,S} + Q_{5,G} \end{aligned} \quad (3)$$

ここで, $Q_{5,G}$ は $Q_{3,G}$ を含んで P_5 を通過する地下水流出総量である。降雨流出時における流域からの流出成分を考察するためには, Q_5 を式(3)右辺の各流出成分に分離する必要がある。

今, 降雨流出時の流出成分が, 地表流と直接河道降雨を含む表面流出成分と地下水流出成分との二成分から構成されているものとすれば³⁾, 河川のある特定断面において次の二つの収支式が成り立つ。

$$Q_T = Q_S + Q_G \quad (4)$$

$$C_T Q_T = C_S Q_S + C_G Q_G \quad (5)$$

ここで, Q は流量, C はトレーサの濃度を表わし, 添字 T, S, G はそれぞれ総流出, 表面流出, 地下水流出の各成分を表わす。式(4)および式(5)より, 地下水流出量 Q_G は,

第7図 台風8124号に伴う Q_n と $Q_{n,G}$ のハイドログラフ

図中の矢印は流線網解析時刻およびパイプ流量計算時刻を示す。A~F: 流線網解析(第2表参照) G: パイプ流量計算(第3表参照)

Fig. 7 Discharge hydrographs of Q_n and $Q_{n,G}$ for the storm event on October 22, 1981
Arrows indicate the times of performed flow net analyses and calculation of pipe flow discharge. A~F: flow net analyses (see Table 2) G: calculation of pipe flow discharge (see Table 3)

$$Q_G = \left(\frac{C_T - C_S}{C_G - C_S} \right) Q_T \quad (6)$$

で表わされる。 C_T , C_G , C_S および Q_T を実測することにより、式(6)と式(4)を用いて、降雨流出時における表面流出成分と、地下水流出成分を分離することが可能となる⁴⁾。本研究においては、トレーサーとして流水の電気伝導度を用いた。

台風8124号に伴う Q_s のハイドログラフおよび電気伝導度の経時変化を第9図に示す。電気伝導度の値は、水温18°Cの値に補正して表わしてある。

流水の電気伝導度は、降雨強度に敏感に対応して増減を繰り返し、流出初期の段階で39.4 $\mu\text{S}/\text{cm}$ と

第8図 Q_n/Q_s の経時変化

Fig. 8 Time variation of Q_n/Q_s

最低値を記録している。流出ピーク時の値は48.5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ であり、流出初期の最低値よりは高く、河川流量が増大しているにもかかわらず、流水の電気伝導度は上昇する傾向にある。降雨が終了すると同時に、電気伝導度は再び増加し、ハイドログラフの減水部において降雨開始以前の値に回復している。

第9図から、本流域における無降雨時の流水の電気伝導度は、60~70 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 程度の値を維持しているものと考えられる。このことから、式(6)中の C_G として、無降雨時の値を平均した65.3 $\mu\text{S}/\text{cm}$ を用いた。また、地表流の電気伝導度(C_S)は、降水のそれに等しいと仮定し、調査期間中に集めた降水の電気伝導度の値から20 $\mu\text{S}/\text{cm}$ とした。これらの値と実測された Q_T , C_T を用いて、式(6)と式(4)によって、 Q_s のハイドログラフを分離した結果が、第9図に示されている。

第9図 電気伝導度による Q_5 のハイドログラフの分離結果
Fig. 9 Separated hydrograph of Q_5 using specific conductance

この結果、 P_5 を通過する地下水総流出量($\Sigma Q_{5,g}$)は 734 m^3 に達し、 ΣQ_5 の 86% が地下水流出成分によって占められていることになる。 ΣQ_5 の 14%、 118 m^3 が P_5 を通過する表面流出総量となる。

一方、 P_5 での流出に関与する地表流発生域の総面積⁵⁾は、これまでの観測結果から、最大約 650 m^2 であることが明らかにされている(田中ほか, 1982)。今、この部分に降った降雨がすべて表面流出するものとすれば、台風8124号の場合、その総量は約 112 m^3 となる。この値は、電気伝導度をトレーサーにして分離された Q_5 の表面流出総量 118 m^3 に、ほぼ一致する。

一般に、電気伝導度をトレーサーとするハイドログラフの分離方法では、雨水と土壌粒子との接触に

よる溶存物質の濃度変化、あるいは異なる流出成分中に存在する物質間での化学変化等を考慮する必要がある、この方法による分離結果は地下水流出成分を過大に評価するとの指摘がなされている(Pilgrim et al., 1979)。しかし、本流域においては、むしろ表面流出成分が過大に評価されている可能性があり⁶⁾、これまでの研究結果と異なる。これは、本流域が人工の手の加わらない自然流域であり、地表面への施肥等が行なわれていないこと、植生が密であるため、雨水と土粒子の接触による溶存物質の濃度変化がそれ程大きくはなかったこと、等によるものと考えられる。また、流出期間中の電気伝導度は、 $39.0 \mu\text{S/cm}$ から $68.5 \mu\text{S/cm}$ の間で変動しており、その変動幅は小さく、異なる流出成分中に含まれる

第10図 流量観測地点間の流出量の割合とその構成成分
() 内の数値は ΣQ_n に対する割合を示す。

Fig. 10 Discharge ratios and flow components between two adjacent discharge observation points

Figures in the parentheses represent the percentages of discharges to ΣQ_n .

溶存物質の間での化学変化が、解析結果に影響を与える程には生じていなかったものと判断される。これらのことから、本試験流域においては、電気伝導度は理想的なトレーサーになりえたものと考えられ、 Q_3 のハイドログラフの分離結果は、ほぼ妥当な値を示しているものと判断される。

3) Q_3 のハイドログラフ構成成分

P_3 の上流においては、地表流の流入はなく、また、 P_3 より上流の水流面積は最大で約 5 m^2 程度であり、直接河道降雨は無視しうる量である。第II章の2)で述べたように、 P_3 の上流約10mの地点からはseep状の地下水流出の存在が確認されている。こうしたことから、 Q_3 はその全量が源流部における seep 状の地下水流出であると考えることができる。したがって、 Q_3 は次式のように表わすことができる。

$$Q_3 \approx Q_{3,G} \quad (7)$$

ここで、 $Q_{3,G}$ は P_3 を通過する地下水流出量である。

第1表に示したように、 $\Sigma Q_3 \approx \Sigma Q_{3,G}$ は 392 m^3 である。したがって、 ΣQ_3 の46%、 ΣQ_n の25%は最源流部からの seep 状の地下水流出によって占められていることになる。また、前節で明らかにしたように、 $\Sigma Q_{3,G}$ は 734 m^3 であった。 $\Sigma Q_{3,G}$ は $(\Sigma Q_{3-5,G} + \Sigma Q_{3,G})$ として表わされるから、源流部からの地下水流出は P_5 を通過する地下水総流量の53%を占めていることになり、残りの47%、 342 m^3 が P_3

と P_5 の区間において河道へ供給された地下水流出量となる。

一方、第9図に示すように、電気伝導度をトレーサーにして分離した Q_5 の地下水流出成分は、 Q_3 の全量を包含しており、 Q_3 の流出成分を考えると Q_5 の分離結果は矛盾していないことがわかる。

4) 流量観測地点間における流出量の割合とその構成成分

これまでの考察から、流量観測地点間における流出量の割合およびその構成成分が明らかとなった。この結果を模式的に表わしたのが第10図である。

地表流は P_3 と P_5 の区間において生じているだけであり、直接河道降雨を含めた表面流出が総流出量に占める割合はわずか8%にすぎない。総流出量の92%は地下水流出成分によって構成されている。流量観測地点間における地下水流出の割合は、三角堰周辺からの流出が 703 m^3 で、総地下水流出量の49%、 P_3 と P_5 の区間における流出が 342 m^3 で24%、 P_3 上流の源流部からの流出が 392 m^3 で27%である。

Q_n を構成する地下水流出成分 $Q_{T,G}$ は次式によって求めることができる。

$$\begin{aligned} Q_{T,G} &= Q_{3,G} + Q_{3-5,G} + Q_{n,G} \\ &= Q_{5,G} + Q_{n,G} \end{aligned} \quad (8)$$

前節までに得られた結果に基づいて、 $Q_{T,G}$ を Q_n

第11図 Q_n のハイドログラフの分離結果
Fig. 11 Separated hydrograph of Q_n

のハイドログラフから分離して示したのが、第11図である。ハイドログラフの上昇部において、わずかに表面流出に起因する流出成分が存在するが、減水部の大部分は地下水流出成分によって占められていることがわかる。第11図にみられる地下水流出の特徴は、降雨に対する応答が早く、しかも多量の流出を生じていることである。

V 降雨流出時における地下水流出機構

1) 流線網解析

これまでの考察から、降雨流出時において降雨に対する応答が早く、しかも多量の地下水流出が生じていることが明らかとなった。この地下水の流出機構を明らかにするため、三角堰周辺からの地下水流出

出現象を対象にして、ダルシー則に基づく流線網解析を試み、従来の地下水流動理論によって、その流出現象が説明できるか否かを検討する。

第12図は、台風8124号に伴う地下水面等高線の経時変化を示したものである。この図から、降雨流出時において、谷底および側方斜面を流下する地下水は、最終的には三角堰周辺に集中する流れであることがわかる。

第13図は、流出がピークに達する約1時間前(10月22日21時10分)の三角堰周辺における地下水面等高線を拡大したものである。地下水の流動系が、二次元近似できるものとすれば、この地下水面等高線に直交する形で流線を描くことができ、流線網を作成することが可能である。この流線網を用いること

第12図 台風8124号に伴う地下水面等高線の経時変化
 Fig. 12 Contour maps of water table during the storm event on October 22, 1981

第13図 三角堰周辺における地下水面等高線と流線網(10月22日, 21時10分)

1. 観測井 2. 地形等高線 3. 地下水面等高線
4. 流線 5. 河道 6. パーシャル型流量計 7. 三角堰 8. 流域境界

Fig. 13 Contour map of water table and flow nets around the main weir at 2110 h, October 22, 1981

1. observation well 2. contour line 3. contour of water table 4. flow line 5. stream channel 6. Parshall flume 7. main weir 8. divide

によって、ダルシー則に基づいて三角堰へ流入する地下水流出量を計算することができる。すなわち、流線間の単位厚さの流通断面を通過する流量 Δq は、ダルシーの法則により次式で計算することができる。

$$\Delta q = K(\Delta h / \Delta s) \Delta m \quad (9)$$

ここで、 K は透水係数、 Δh は等高線間の水理水頭差、 Δs は流線に平行な等高線間の距離、 Δm は等高線に平行な流線間の距離である。また、 $\Delta s = \Delta m$ なる矩形によって、 n 個の流線網に分割された流通断

面を通過する総流出量 Q_f は、次式によって求めることができる。

$$\begin{aligned} Q_f &= n \cdot w \cdot \Delta q \\ &= K \cdot w \cdot n \cdot \Delta h \\ &= T \cdot n \cdot \Delta h \end{aligned} \quad (10)$$

ここで、 n は流線網の数、 w は流通断面の厚さ、 T は透水量係数である。

第13図に示した解析領域における流通断面の厚さ(帯水層層厚)は、最大約2mである。また、この層準における土壌サンプルから得られた透水係数の最大値は $3.70 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$ である。したがって、第13図に示した時刻において流線網解析より得られる三角堰への地下水流出量は式(10)より、

$$\begin{aligned} Q_f &= 3.70 \times 10^{-6} \times 2 \times 16 \times 0.5 \\ &= 5.92 \times 10^{-5} (\text{m}^3/\text{sec}) \end{aligned}$$

となる。この値は、22日21時10分時点においてダルシー則に基づいて三角堰へ流出する地下水流量の最大値を示しているものと考えることができる。

一方、この時刻において実測された三角堰周辺からの地下水流出量は、 $1.30 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{sec}$ である。流線網解析によって得られた計算値は、実測値よりも3オーダー程小さな値を示していることになる。

第2表は、流線網解析による計算値と実測値を比較したものである(A~Fの対応時刻は第7図を参照)。第2表と第7図から明らかなように、降雨前の基底流出時においては、流線網解析結果は実測値にほぼ等しく、この状態において地下水は、ダルシ

第2表 三角堰周辺からの地下水流出量の実測値と流線網解析結果の比較
Table 2 Comparisons of observed groundwater discharge around the main weir with calculated one by flow net analysis

Date	Time	Symbol in Fig. 7	Observed discharge (l/sec)	Calculated discharge by flow net analysis (l/sec)
Oct. 22	1055 h	A	1.0×10^{-2}	4.4×10^{-2}
	1620 h	B	3.9×10^0	5.2×10^{-2}
	2110 h	C	1.3×10^1	5.9×10^{-2}
Oct. 23	0530 h	D	6.3×10^0	5.2×10^{-2}
	1605 h	E	1.3×10^0	4.8×10^{-2}
Oct. 24	1000 h	F	5.0×10^{-1}	4.8×10^{-2}

第14図 トレーサー実験観測施設の配置

1. トレーサー投入井 2. 試水サンプリング井
3. 観測井 4. マスターパイプ出口採水地点
5. 推定されるマスターパイプの径路 6. 河道
7. 三角堰 8. パーシャル型流量計 9. 流域境界

Fig. 14 Locations of the injection well, sampling points and observation wells for the tracer experiments

1. injection well 2. sampling well 3. observation well 4. sampling point at the outlet of the master pipe 5. estimated course of the master pipe 6. stream channel 7. main weir 8. Parshall flume 9. divide

一則に基づいて流動しているといえる。しかし、降雨流出時に実測された地下水流出量は、流線網解析によって計算された流出量に比較して、2~3オーダー大きな値を示しており、ダルシー則に基づく地下水流動だけでは、多量の地下水流出現象を説明することができない。1981年に観測された他の2回の降雨(総降水量58.0mmと77.0mm)の解析例においても、結果はまったく同様であった(丸井, 1982 BS)。

以上の考察結果は、降雨流出時にはダルシー流よりはるかに速い卓越流が地層中に存在している可能性のあることを示唆している。

2) 卓越流の実流速

降雨流出時に予想される卓越流の実流速を把握するため、蛍光染料(Sulpho-rhodamine B, CI 45100 および Lissamine FF, CI 56205)を用いたトレーサー実験を実施した。

野外観察によれば、降雨流出時における三角堰周辺からの地下水流出の一部は、第6図-⑥に示したマスターパイプを通じて流出している。トレーサーを用いた予備実験によって、このマスターパイプの地層中の径路は、第14図に一点鎖線で示したようなものと予想された。このことから、実流速を把握するためのトレーサー投入井、およびサンプリング井を第14図に示すように配置した。実験方法ならびにトレーサー濃度分析方法については、すでに報告したとおりである(Tanaka *et al.*, 1982)。

マスターパイプ出口におけるトレーサー濃度の分析結果を示したのが第15図である。10月23日4時42分に観測井 WA-3'(第14図)に投入した Lissamine FF は、1分後の4時43分には約11m下流のマスターパイプ出口において検出された。マスターパイプ出口のトレーサー濃度は、投入8分後にピークに達し、以後パルス状の濃度変化を繰り返している。

このトレーサー実験結果から、マスターパイプを介した卓越流の最大流速(4時43分時点)として0.183 m/sec という値を得る。実験を実施した時間が、ハイドログラフの減水部であるにもかかわらず、地層中において地表流に匹敵する速い流れが存在していることが明らかとなった。

マスターパイプ出口の断面積は0.024 m²である。したがって4時43分時点において、このパイプから流出している流量は4.4 l/sec となる。一方、この時刻において、三角堰周辺からの地下水流出量は6.8 l/sec(第7図, Gおよび第3表)であり、マスターパイプからの流出量だけで三角堰周辺からの全地下水流出量の65%を占めていることになる。第6図に示したように、三角堰壁面にはこのマスターパイプの他に大小多数のパイプが存在している。ダルシー流では説明できなかった降雨流出時の多量の地下水流出は、こうした地層中に形成されたパイプの中を流れるパイプ流として流出しているものと考えられることができる。

第15図 マスターパイプ出口のトレーサー濃度分析結果

Fig. 15 Time variations of dye concentrations in pipe flow sampled at the outlet of the master pipe

第3表 三角堰周辺からの地下水流出量の実測値とマスターパイプからのパイプ流量計算結果の比較

Table 3 Comparison of observed groundwater discharge around the main weir with calculated pipe flow discharge at the outlet of the master pipe

Date	Time	Symbol in Fig. 7	Observed discharge (l/sec)	Calculated pipe flow discharge (l/sec)
Oct. 23	0443 h	G	6.8	4.4

なお、第15図に示したトレーサー濃度にパルス状の濃度変化が記録されている。この現象は pulsating flow と呼ばれ (Jones, 1978), パイプ流の特徴であるが、これに関してはすでに報告した

(Tanaka *et al.*, 1982) ので、本論文では割愛する。

VI 考 察

前述したように、降雨流出あるいは融雪出水時に

における地下水流出の重要性は、環境同位体を用いた流出解析 (Dinçer *et al.*, 1970; Martinec *et al.*, 1974; Fritz *et al.*, 1976; Sklash and Farvolden, 1979; 田中ほか, 1980; Herrmann and Stichler, 1980; Rodhe, 1981) や水温をトレーサーにした流出解析 (Kobayashi, 1981) において指摘されていた。これらの研究の多くは湿潤森林流域を対象としたものであり、その流域面積は 1.2 km^2 から 83.0 km^2 の範囲にわたっている。そして、これらの研究結果によれば、対象流域を問わず、総流出量に占める地下水流出量の割合は 60~90% であること、流出ピーク時に地下水流出成分が占める割合は、やはり 60~80% であることが共通の結論として得られており (田中, 1982)、本研究の場合も、現象面からはこれらの解析結果と同じ結論に達する。

こうした降雨に伴う応答の早い多量の地下水流出現象を説明する流出機構については、現在二つの考え方がある。その一つは Sklash and Farvolden (1979) に代表される土壤水の移動機構に立脚する考え方であり、他の一つは Jones (1971) に代表される地層中での卓越流の存在を重要視する考え方である。

Sklash and Farvolden (1979) は、降雨流出時の地下水流出機構を次のように説明している。「河川近傍では地下水面が浅いため、降雨によって地表面から一様に浸潤が始まると、ぬれ前線はこの付近で最も早く毛管水縁の上縁に到達する。その結果、河道の両側では一時的に地下水面の尾根が形成され、河道へ向かう地下水面の勾配が急に大きくなり、地下水流出が増大する」。Ragan (1968) は、河道近傍の地下水位の測定から、降雨流出時には河道へ向かう地下水面の勾配が大きくなる事実を明らかにしている。また、最近、佐倉・谷口 (1983) は、比較的浅い地下水面の存在を想定したカラムによる室内浸透実験の結果から、ぬれ前線が毛管上昇の上限の位置に到達すると、毛管水帯では土壤水の一斉移動が始まり、地下水面を通過するフラックスが生じることを見い

出し、この現象を毛管水帯における毛管力と重力の圧力平衡の崩壊に起因するものと規定した上で、Sklash and Farvolden (1979) の仮説を支持する見解を打ち出している。

また、Hewlett and Hibbert (1967) は、降雨流出時の流出の発生機構を説明するにあたり、河道近傍の飽和帯へ降雨直後に供給される水の大部分は、ピストン流的に土壌の下層から押し出された古い水によって占められているという考え方を提示し、この流れを *translatory flow* と呼んだ。この種の水移動が土壌中で生じていることは、環境同位体をトレーサーにした土壌水の移動機構に関する研究で確認されている (例えば、樫根ほか, 1980)。

降雨流出時の地下水流出に関する以上の考え方は、流出径路を踏まえた上で、土壌水の移動機構を流出機構に結びつけている点で画期的である。しかし、上述した機構によって、応答の早い多量の地下水流出が“量的”に説明しうるか否かの検討は未だなされておらず、今後の検討課題としての問題点を残している。

一方、Jones (1971, 1978) は、イギリスの 11 の地域においてパイプの空間的分布、パイプ網の発達経路、パイプからの流出量等を明らかにし、降雨に対する流域の応答として、パイプ流が重要な働きをなしていることを指摘した。また、Newson (1976) は Jones と同様に、イギリス、ウェールズの upland での野外調査に基づいてパイプ流の重要性を見出し、湿潤地域でのパイプに関する情報収集の必要性を強調している。

わが国においては、太田ほか (1981) や Tsukamoto *et al.* (1982) が、花崗岩地帯や第三紀~洪積層地帯および地すべり地までを含んだ地域での表層崩壊との関連において、パイプ流が山腹斜面の流出や崩壊に強く影響しているであろうことを推論している。

降雨に対する応答の早い多量の地下水流出を“量的”に説明しうる機構としては、地層中での良好な

排水システムを考える必要があろう。本研究で明らかにしたように、降雨流出時のパイプ流は、地表流に匹敵する速い流れを有しており、地層中での良好な排水システムの一翼を担っているものと考えることができる。すなわち、量的に充分説明しうる排水機能としてのパイプ流は、丘陵地源流域における流出機構を考える上で重要な役割を果たしているものと考えられる。

しかし、地層中におけるパイプの形成機構、パイプへの集水機構や、パイプからの排水機構等、パイプの水理学的特性や流出特性については、なお不明な点が多く、これらの点に関する解析は今後に残された重要な研究課題である。

VII ま と め

本研究では、多摩丘陵の一角に設定した試験流域を例に、降雨流出時における流出の主体を明らかにするとともに、その流出機構について考察を行なった。本研究の結果、明らかとなったことがらをまとめると、以下のようになる。

1. 降雨流出時における流出成分の主体は、地下水流出成分である。本流域においては、総流出量の約90%が地下水流出成分によって占められており、表面流出成分は総流出量のわずか10%程度を占めるにすぎない。

2. 降雨に対する応答の早い多量の地下水流出は、ダルシー則に基づく流れでは説明することができない。降雨流出時においては、ダルシー流よりはるかに速い卓越流が地層中に存在している。

3. この卓越流は、地層中に形成されたパイプの中を流れるパイプ流であり、良好な排水機能としてのパイプ流は、丘陵地源流域における流出機構を考える上で重要な役割を果たしている。

4. パイプ流の特徴として、pulsating flow 現象が認められる。

本研究で明らかにされた丘陵地源流域での流出機

構は、今後、流域の水循環機構や物質循環機構を考察する上で、示唆するところが大きいように思われる。また、本研究の結果は、河川水の水質形成機構、あるいは流域での土壌侵食機構を解明する上で新たな視点を提起することになるものと思われる。

本研究を実施するにあたり、快く施設を提供して下さいた東京農工大学農学部丹下 勲教授に心から御礼申し上げます。京都大学防災研究所付属水資源研究センターには多大な援助をしていただいた。ここに深く感謝の意を表します。また、本論文の草稿を校閲していただいた筑波大学地球科学系榎根 勇教授ならびに高山茂美教授に感謝の意を表します。

本研究には昭和56年度文部省科学研究費補助金一般研究(B)(研究代表者：高山茂美、課題番号：546205)による研究費の一部を使用した。記して感謝いたします。なお、本論文の骨子は1982年度春季学術大会で発表したものである。

(投稿 1983年3月16日)

(受理 1983年7月2日)

注

- 1) ここでいう流出率とは、降雨直後の短期間の総流出量を一雨降水量で除した値であり、一雨流出率に相当する。
- 2) 地下水流出とは、「地下水帯を流れる水が地表へ流出する現象」と定義する。
- 3) 本流域においては、流出ピーク時におけるポテンシャル分布が明らかにされている(田中ほか、1982)。それによれば、地下水面より上の土壌水帯での水の流れは、鉛直下方成分が卓越しており、降雨流出時における土壌水帯での側方浸透流に起因する流出成分は、無視することができるものと判断される。
- 4) 式(6)の適用にあたっては、以下の仮定条件が満足される必要がある。(1) C_s , C_g は対象とする流域内において時空間的に一定である。(2) 無降雨時の河川水のトレーサー濃度は流域の地下水流出成分のトレーサー濃度を表わしている。
- 5) 地表流発生域の総面積とは、河道面積、谷底飽和面の面積、水みち流が発生する観測通路面積の合計を指す。
- 6) 表面流出量 112m^3 は、 P_s に関与する地表流発生域の最大面積に総降水量をかけて得られた値である。Dunne and Black (1970) によれば、この地表流発生域から流出する水量は、全降水量の10~30%にすぎないとされている。また、地表流発生

域も降雨初期には小さく、逐次拡大することが確認されている(田中ほか, 1982)。これらのことから、実際に地表流として流出する水量は、上記の方法によって求めた値よりは少ないはずである。したがって、電気伝導度をトレーサーにして分離された値(118m³)は、表面流出量をやや多めに評価していることになる。

- 7) 太田ほか(1981)は、愛知県西三河の矢作川流域における花崗岩地帯の崩壊跡地を調査し、68ヵ所の崩壊跡地のうち、パイプが存在しないものはわずか4ヵ所であり、残りの94%の崩壊跡地にはパイプが存在し、1ヵ所あたりのパイプの数は平均3.6個で、1~4個のパイプを持つものが全体の70%を占めていると報告している。

文 献

- 太田猛彦・塚本良則・野口晴彦(1981):パイプフローと山崩れについての一考察. 昭和56年度砂防学会研究発表会概要集, 92~93.
- 榎根 勇(1980):『水文学』大明堂, 272ページ.
- 榎根 勇・田中 正・嶋田 純(1980):環境トリチウムで追跡した関東ローム層中の土壌水の移動. 地理評, 53, 225~237.
- 佐倉保夫・谷口真人(1983):土壌水の移動特性に関するカラムを用いた降雨浸透実験. 地理評, 56, 81~93.
- 寿円晋吾・原田静男(1961):波丘地試験地の地下水探査. 東京農工大学農学部波丘地研究所報, 第3号, 50~56.
- 田中 正(1982):水文学における同位体利用の研究動向——地中水の循環に関する研究を事例として——. 京都大学防災研究所付属水資源研究センター研究報告, 第2号, 3~22.
- 田中 正・間島政紀・佐藤芳徳(1980):蓮沼川および西谷田川の流出特性について——トリチウムと電気伝導度によるハイドログラフの分離——. 筑波の環境研究, 第5号, A, 20~25.
- 田中 正・安原正也・酒井 均(1982):丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動. 京都大学防災研究所年報, 第25号, B-2, 181~193.
- 塚本良則(1962):山地流域内に起る水文現象の解析. 東京農工大学農学部演習林報告, 第6号, 1~79.
- 丸井敦尚(1982 BS):森林小流域における降雨時の地下水流出. 筑波大学自然科学類昭和56年度卒業論文, 65ページ.
- Dincer, T., Payne, B. R. and Florkowski, T. (1970): Snowmelt runoff from measurements of tritium and oxygen-18. *Water Resour. Res.*, 6, 110~124.
- Dunne, T. and Black, R. D. (1970): Partial area contribution to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resour. Res.*, 6, 1296~1331.
- Freeze, R. A. (1974): Streamflow generation. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 12, 627~647.
- Fritz, P., Cherry, J. A., Weyer, K. U. and Sklash, M. G. (1976): Storm runoff analyses using environmental isotopes and major ions. *Interpretation of Environmental Isotopes and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology*, IAEA, 111~130.
- Herrmann, A. and Stichler, W. (1980): Groundwater-runoff relationships. *Catena*, 7, 251~263.
- Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R. (1967): Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. Soppe, W. E. and Lull, H. W. eds.: *International Symposium on Forest Hydrology*. Pergamon Press, Oxford, 275~290.
- Jones, J. A. A. (1971): Soil piping and stream channel initiation. *Water Resour. Res.*, 7, 602~610.
- Jones, J. A. A. (1978): Soil pipe networks: distribution and discharge. *Cambria*, 5, 1~21.
- Kirkby, M. J. ed. (1978): *Hillslope hydrology*. John Wiley & Sons, New York, 389 p.
- Kobayashi, D. (1981): Separation of runoff components by stream temperature. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 21, 150~154.
- Martinez, J., Siegenthaler, U., Oeschger, H. and Tongiorgi, E. (1974): New insights into the run-off mechanism by environmental isotopes. *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974, Vol. I*, IAEA, 129~143.
- Newson, M. (1976): Soil piping in upland Wales: a call for more information. *Cambria*, 1, 33~39.
- Pilgrim, D. H., Huff, D. D. and Steele, T. D. (1979): Use of specific conductance and contact time relations for separating flow components in storm runoff. *Water Resour. Res.*, 15, 329~339.
- Ragan, R. M. (1968): An experimental investigation of partial area contributions. *Int. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. No. 76*, 241~249.

- Rodhe, A. (1981) : Spring flood, meltwater or groundwater? *Nordic Hydrol.*, **12**, 21~30.
- Sklash, M. G. and Farvolden, R. N. (1979) : The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.*, **43**, 45~65.
- Tanaka, T., Sakai, H. and Yasuhara, M. (1981) : Detection of dynamic responses of subsurface water during a storm event with tensiometer and piezometer nests. *ハイドロロジー*, No. 11, 1~7.
- Tanaka, T., Yasuhara, M. and Marui, A. (1982) : Pulsating flow phenomenon in soil pipe. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. of Tsukuba*, No. 8, 33~36.
- Tsukamoto, Y., Ohta, T. and Noguchi, H. (1982) : Hydrological and geomorphological Studies of debris slides on forested hillslopes in Japan. *Int. Assoc. Hydrol. Sci., Publ.*, No. 137, 89~98.
- Weyman, D. R. (1970) : Throughflow on hillslopes and its relation to the stream hydrograph. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, **15**, 25~33.
- Weyman, D. R. (1973) : Measurements of the downslope flow of water in a soil. *J. Hydrol.*, **20**, 267~288.
- Whipkey, R. Z. (1965) : Subsurface storm flow from forested slopes. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, **10**, 74~85.
- Whipkey, R. Z. (1969) : Storm runoff from forested catchments by subsurface routes. *Int. Assoc. Hydrol. Sci., Publ.*, No. 85, 773~779.

RUNOFF MECHANISM DURING A STORM EVENT IN THE HEADWATERS OF THE TAMA HILLS

Tadashi TANAKA*, Masaya YASUHARA and Atsunao MARUI****

One of main research subjects in hydrology is to make clear runoff mechanism or mechanism of streamflow generation. A knowledge of this interest is significantly important for better elucidation of the mechanism of the hydrological cycle and of the material cycle in a basin. Because of complexity of basin response to rainfall events, previous studies have tended to analyze the basin response as a black box unit.

In recent years, however, there has been a burst of research activities aiming at obtaining better insight into the mechanism of streamflow generation. Three types of flow have been recognized as main sources of storm runoff, that is saturated overland flow, subsurface stormflow and groundwater flow. It is now commonly accepted that in many drainage basins in humid areas streamflow is controlled dominantly by subsurface flow. However, there remain some major questions concerning causal mechanism of feeding water into stream channels by subsurface flow.

The purpose of this study is to elucidate the main source of storm runoff during a typical storm event and to clarify the runoff mechanism of the specified main component.

The study was conducted in a small forested drainage basin with an area of approximately 2.2 ha in the headwaters of the Tama River system located in the western suburbs of Tokyo (Fig. 1). The basin is located in the Tama Hills which are underlain by the Pliocene Miura group and Pleistocene Narita group. The former is composed of sand, mud

Geographical Review of Japan 57-1 1~19 1984

* Institute of Geoscience, the University of Tsukuba.

** Graduate Student, Institute of Geoscience, the University of Tsukuba.

and gravel and the latter of gravel and volcanic ash soil, the so-called Kanto Loam. The topography is typical of a dissected diluvial hill having a valley floor slope of about 12% and steep hillside slopes of about 50%. The upper 2 m of the soil are broadly classified as clay loam and silty clay (Fig. 2). The vegetation consists of dense deciduous trees approximately 15 m in height and sparse bamboos 1~2 m high with a dense ground cover of ferns and small shrubs.

Within the drainage basin, the valley floor was instrumented for the intensive study (Fig. 3). Precipitation was measured by a tipping bucket recording raingage located in the middle part of the valley floor. Discharge from the basin was continuously recorded at three sites as shown in Fig. 3 using a 90° V-notch weir and Parshall flumes. To analyze the dynamic response of the basin during a storm event, tensiometer and piezometer nests were utilized. Contributing areas of overland flow to the storm hydrograph were ascertained by field observations during storm events.

Intensive field observations were carried out from July to October 1981. During this period, one of the major storm events occurred on October 22, caused by the Typhoon No. 8124, which provided a total rainfall of 172.5 mm. Discharge began within a few minutes of the onset of rainfall and the peak discharge occurred within 10 minutes of the rainfall peak (Fig. 4).

In the drainage basin, overland flow occurred from restricted areas on the valley floor and no significant overland flow was produced on the steep hillside slopes during storm events. Discharge due to overland flow generating on these restricted areas was too small to account for the total discharge from the basin. This means that the saturated overland flow which has been suggested as a main source of streamflow generation in humid drainage basins on the basis of the variable source area concept does not explain the runoff mechanism of the basin.

On the basis of observations of groundwater discharge around the main weir (Fig. 7) and of the hydrograph separation using specific conductance (Fig. 9), we clarified discharge ratios and flow components between the gaging stations (Fig. 10). As the results of the study, it was confirmed that the main component of the hydrograph was attributed to groundwater flow (Fig. 11) and characteristics of groundwater flow during the storm event were an extreme rapidity of response to the rainfall event and a very large amount of discharge.

To consider the rapid and large discharge of groundwater flow mentioned above, flow net analyses (Fig. 13) and tracer experiments (Fig. 15) were conducted. As the results of flow net analyses, it became clear that actual groundwater discharge was much larger by 2 or 3 orders in magnitude comparing with calculated ones by flow net analyses (Table 2). This means that the groundwater response to rainfall events could not be explained solely by the traditional concept of Darcian flow. On the other hand, tracer experiments, which were conducted to make sure actual velocities of groundwater flow during the storm event, proved that there existed fast flow through natural pipes formed in the soil having a flow velocity like as surface flow.

The results of the study are summarized as follows:

1. The main source of storm runoff in the basin is groundwater flow. About 90% of the total discharge are due to groundwater flow and surface runoff component contributes only 10% of the total discharge.

2. The characteristics of the groundwater response to the rainfall event are an extreme rapidity of response and a very large amount of discharge. These phenomena of groundwater response during the storm event can not be explained by the traditional concept of Darcian flow quantitatively.

3. Large amount of discharge and fast flow of groundwater during the storm event are attributed to pipe flow which flows through natural pipes formed in the soil and flows down over considerable distances at high velocities like as surface flow. It may be recognized that pipe flow as a good drainage system in the soil will play an important role for the runoff mechanism in the headwaters of the hills.

4. Pulsating flow phenomena are observed as a characteristic of pipe flow.

It seems that the results of the study will not only provide additional informations on the runoff mechanism in a basin but will also improve our insight into the role of hydrological system in a basin for considering soil erosion processes and the delivery of pollutants into stream channels.