

Stormflow の形成に果たす毛管水帯 の役割に関する実験的研究

Experimental Study on the Effect of Capillary
Fringe on Storm Runoff

近藤 昭彦*

Akihiko KONDOH

I はじめに

近年の流出に関する多数の野外観測によって、湿潤地域ではホートン地表流はほとんど発生せず、地中水が流出の重要な成分であることが明らかとなってきた。この地中水は地表面下を通過するにも関わらず、流出の降雨に対する応答が非常に早いという報告も多くなされている。

この様な流出の降雨に対する素早い応答の原因としては、(1)パイプに代表される巨大間隙内を水が通過することによるもの (Jones, 1971, 1978; 田中ほか 1984), (2)地中水の押し出しによるもの (Hewlett and Hibbert, 1967), が考えられている。さらに、(3)河川近傍では、浸透水によって飽和毛管水帯 (tension-saturated capillary fringe) が急速に飽和帶に変化するため、水流近傍で大きな動水勾配が生じて地下水流出を生じるという考え方 (Ragan, 1968; Sklash and Farvolden, 1979; Gillham, 1984; Sklash *et al.*, 1986, etc.) も提示されている。

また最近、降水と流出水の同位体や導電率を用いてハイドログラフの分離を行った研究成果が蓄積されてきたが、それらの結果は流出水の大部分は降雨開始前に既に流域内部に存在していた‘古い水’であることを示している（例えば、Sklash and Farvol-

den, 1979; 田中ほか, 1984; Pearce *et al.* 1986; Sklash *et al.*, 1986）。

以上のように、流域最上流部の小流域における流出の発生に関するこれまでの研究によって、(1)降雨に対する応答が非常に早く、(2)流出水は大部分が降雨開始前に流域内に貯留されていた水で占められている、という現象が明らかになってきた。

本論では流出に対する毛管水帯の役割に注目し、人工砂質斜面において降雨に対する流出および砂層内部の水理水頭の応答を観測した。また、温度をトレーサーとして水の動きと流出との関係について検討を行った結果を報告する。

II 実験装置

実験に用いた土槽の大きさは縦 182 cm、横 91 cm、深さ 43.5 cm で、前面に高さ 20 cm の斜面を設定して実験を行った。降雨装置には農業用の灌水チューブ（三井石油化学製エバフローK型）を用い、実験土槽に平行に 4 列配置した。このチューブは表面に非常に細かい孔が開けられており、低水圧で均質な降雨を得ることができる。降雨量は水道水圧によって調節した。実験装置前面には河道を想定した樋が設置してある。土槽からの溢水をこの樋で集め、下流端の出口においてビーカーで受けて流

* 筑波大学水理実験センター（現 東京都立大学理学部地理学科）

出量を測定した。写真1に実験装置の全景を示す。

実験に用いた砂は、傾斜角が10度以上であると流動化し斜面形状が変化してしまうため、斜面の角度は実験時に崩壊が生じないように10度に設定した。斜面上部には幅60cmの平坦面が存在する。斜面基部には幅10cmの平坦地を設定し、その前部は幅10cmの木枠を挟んで槽に接続されている。

第1図にピエゾメーターおよび熱電対の設置状況

を示す。ピエゾメーターは実験土槽の底面に開けた孔から設置した。このピエゾメーターはアクリル管の先端にグラスウールを巻きつけ、綿布で被ったものである。また、土槽の上面から塩ビパイプ製のピエゾメーターを5本設置した(No. 3, 6, 7, 10, 11)。このピエゾメーターはパイプの下端にスリットを入れ、綿布を巻いて底部にグラスウールを詰めたものである。

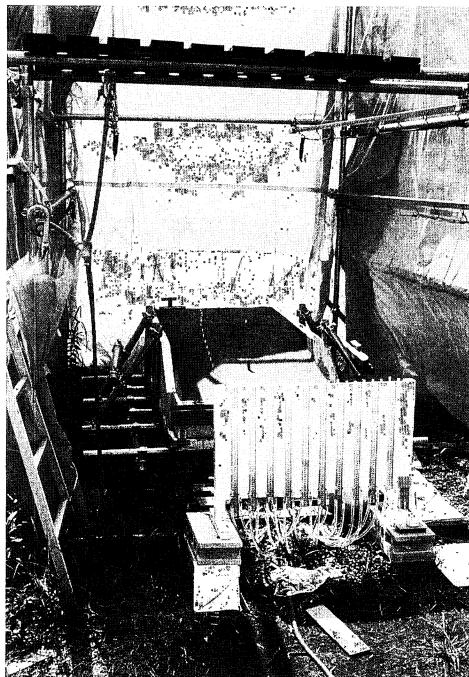
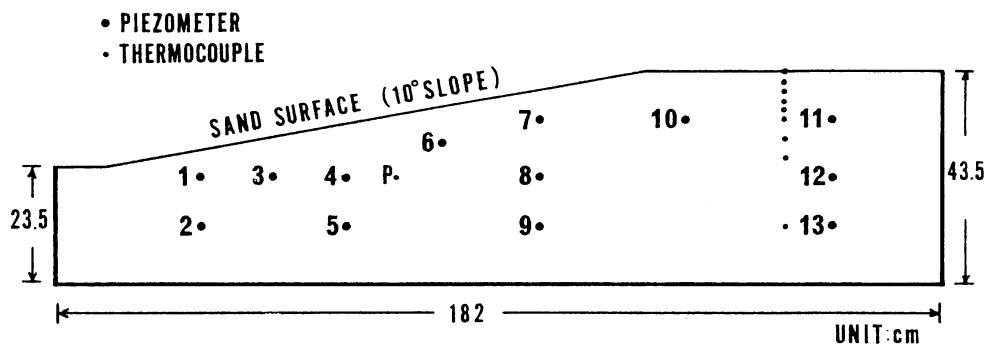


写真1 実験装置の概観



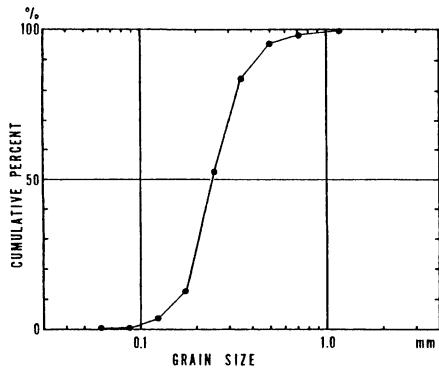
第1図 ピエゾメーターおよび熱電対の設置位置

III 実験に用いた砂の物理特性

第1表に実験に用いた砂の物理特性、第2図に粒度分析の結果を示す。砂の中央粒径は0.24 mm、均等係数は1.7であった。間隙率は48%，飽和透水係数は 1.1×10^{-2} cm/secであった。

第1表 実験砂の物理特性

間隙率	:	48.2%
中央粒径	:	0.24 mm
均等係数	:	1.7
飽和透水係数	:	1.1×10^{-2} cm/sec
空気侵入値	:	30 cm

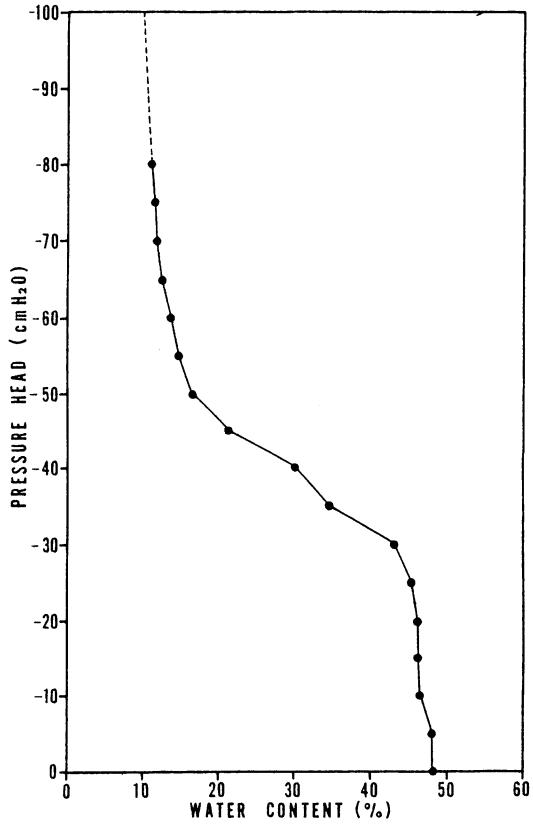


第2図 砂の粒径分布

第3図は縦型吸引法によって求めた排水過程における実験砂の水分特性曲線である。佐倉・谷口(1983)の分類に従うと、実験に用いた砂は地下水面上およそ30 cmまでが飽和毛管水帶、30 cm~50 cm付近までが不飽和毛管水帶、それより上部が懸垂水帶となる。実験土槽の斜面高は20 cmであり、初期地下水位を斜面基部に設定したので、飽和毛管水帶が土槽上面に達していると考えられる。この様な状況は野外では水流のごく近傍に対応するものと考えられる。

IV 実験結果

実験前に砂層に十分水を与えた後排水させ、各ピエゾメーターの指示が基準面と同じ高さになった時



第3図 水分特性曲線

点で実験を開始した。以下に示す水理水頭の値は斜面基部を基準高として求めた値である。

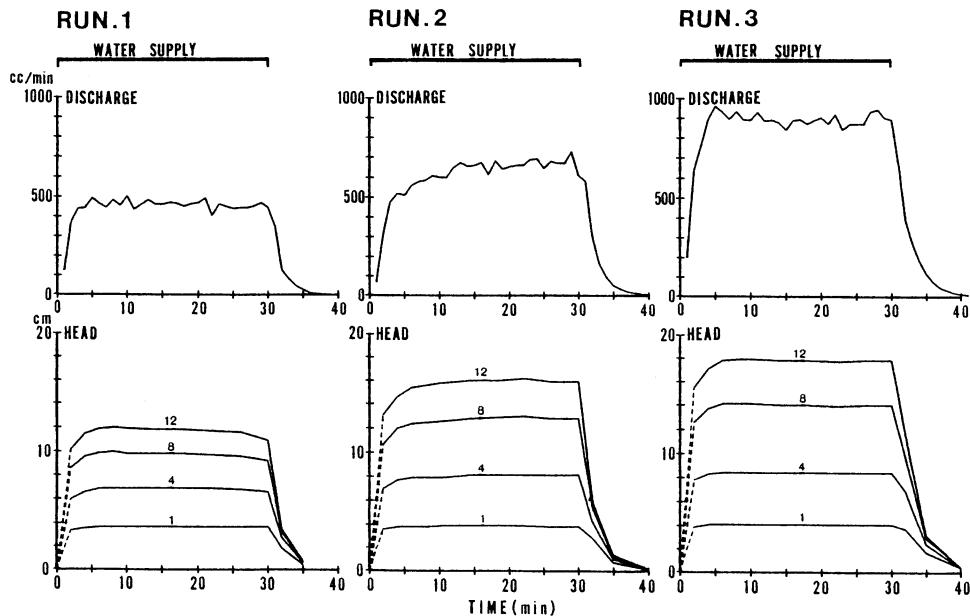
(1) 降雨実験

実験土槽に30分間一定強度の人工降雨を与え、水理水頭と流出量を測定した。降雨量が16.0, 22.1, 31.6 mm/hour の時の実験結果をそれぞれ、RUN1, RUN2, RUN3 と呼ぶ。

第4図にピエゾメーターNo. 1, 4, 8, 12の水理水頭、および土槽からの流出量の変化を示す。ピエゾメーターの位置は第1図に示してある。

降雨に対する流出の開始および水理水頭の上昇開始は非常に早い。流出はいずれの場合も降雨開始後1分以内で発生している。水理水頭の変化も降雨開始とほとんど同時に生じている。降雨停止後の流出量の減少、水理水頭の低下も非常に早い。

水理水頭が平衡に達するまでの時間は上流部にあ



第4図 降雨実験の結果

るピエゾメーター程遅いが、それでも降雨開始後5分程度である。この5分間の降雨量はRUN1, RUN2, RUN3の順にそれぞれ2,300, 3,218, 4,601 cm³である。この間の流出量はそれぞれ1,875, 1,892, 3,461 cm³であったので差引425, 1,326, 1,140 cm³が実験土槽内に貯留されたことになる。この貯留量を間隙率の値を用いて砂層中における水中高に換算するとそれぞれ0.5, 1.7, 1.4 mmにしかならない。実際には実験土槽の最上流部では10 cm以上の水位上昇が生じている。仮に1.0 mmの降雨で10 cmの地下水位上昇が生じたとすると実験砂の吸水可能間隙率は0.01となる。これは空隙率の約1/50である。この様に小さな吸水可能間隙率であるのは飽和毛管水帶が土槽の表面まで達しているためである。このため、少量の水が与えられただけで飽和帶の成長が急速に生じると考えられる。

流出量が平衡に達するのは降雨開始後5分程度であり、最上流部のNo.12のピエゾメーターの水理水頭が平衡に達する時間にはほぼ等しい。飽和帶が成長する間、すなわち動水勾配の増加している間は流

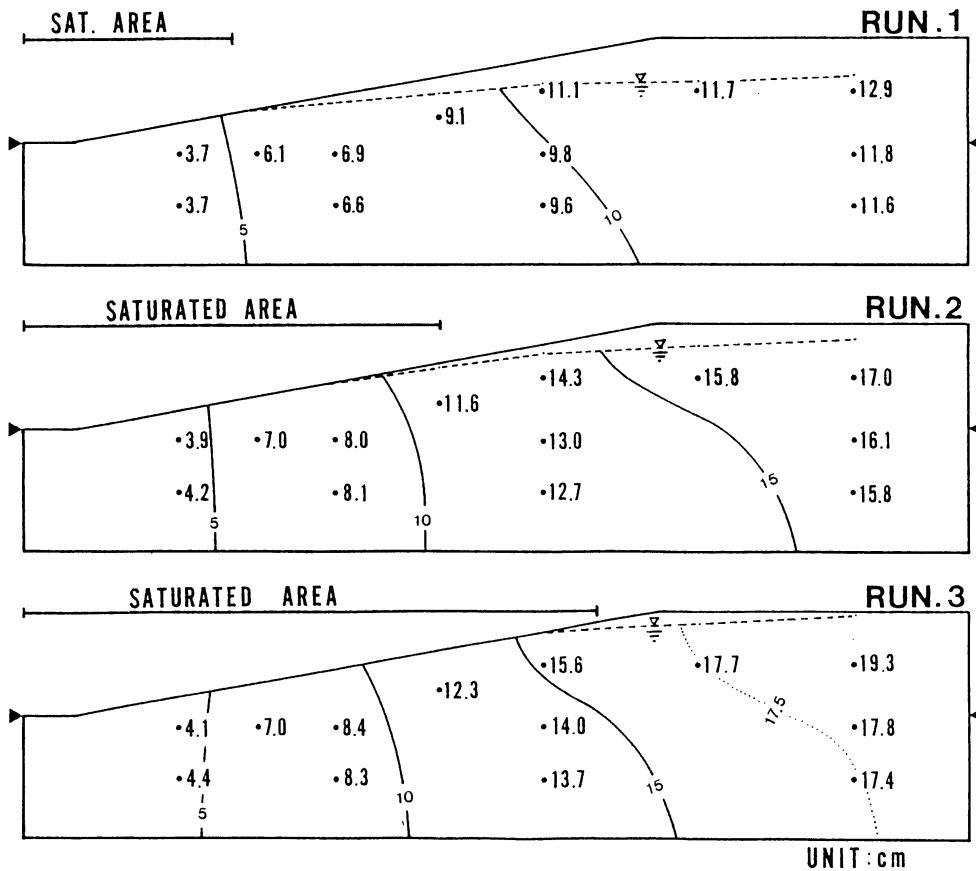
出量も増加している。RUN 2の後半に流出量が増加しているのは水道水圧の変動によるものと思われる。

第5図に降雨開始から20分後の実験土槽の中心線に沿った方向の水理水頭分布を示す。この時点では水理水頭、流出量ともに平衡状態にあった。地下水水面の位置は土槽上面から挿入したピエゾメーター(No. 3, 6, 7, 10, 11)内の水位を連ねたものである。

以上の降雨実験では、降雨の開始および終了に対する流出および水理水頭の応答が非常に早いことが明らかになった。それは実験土槽の表面まで飽和毛管水帶が達しているため、地下水水面より上部でも土壤水分は散水開始前に既に飽和に近い状態にあったことが原因であると考えられる。流出の大部分は飽和毛管水帶が急速に飽和帶に転じ、水路に向かう動水勾配が発生することによって地下水流出として生じると考えられる。

(2) トレーサー実験

次に、この様な早い応答が生じているときの土槽内部の水の動きを確かめるために温水および冷水を土槽に散布して地温の変化を追跡した。



第5図 降雨開始後20分における水理水頭分布

実験土槽上部の $60 \times 91\text{ cm}$ の平坦面上に3分間に1度の温水散布を11回、30分まで行った。その後、流出が停止し、地下水水面が基準面まで低下した45分から冷水を3分に1度づつ6回、60分まで散布した。温水散布によって $8,200\text{ cm}^3$ 、冷水散布によって $4,155\text{ cm}^3$ の流出があり、実験終了時における総流出量は $12,355\text{ cm}^3$ であった。この量は流出高に換算すると、散水域では 22.6 mm 、実験土槽の表面全体では 7.5 mm に相当する。1回の平均散水量は 727 cm^3 であった。実験開始前、土槽の表面温度は 23.4 度 、深度 32 cm では 22.6 度 であり、表面から地下に向かってわずかな負の温度勾配を持っていた。

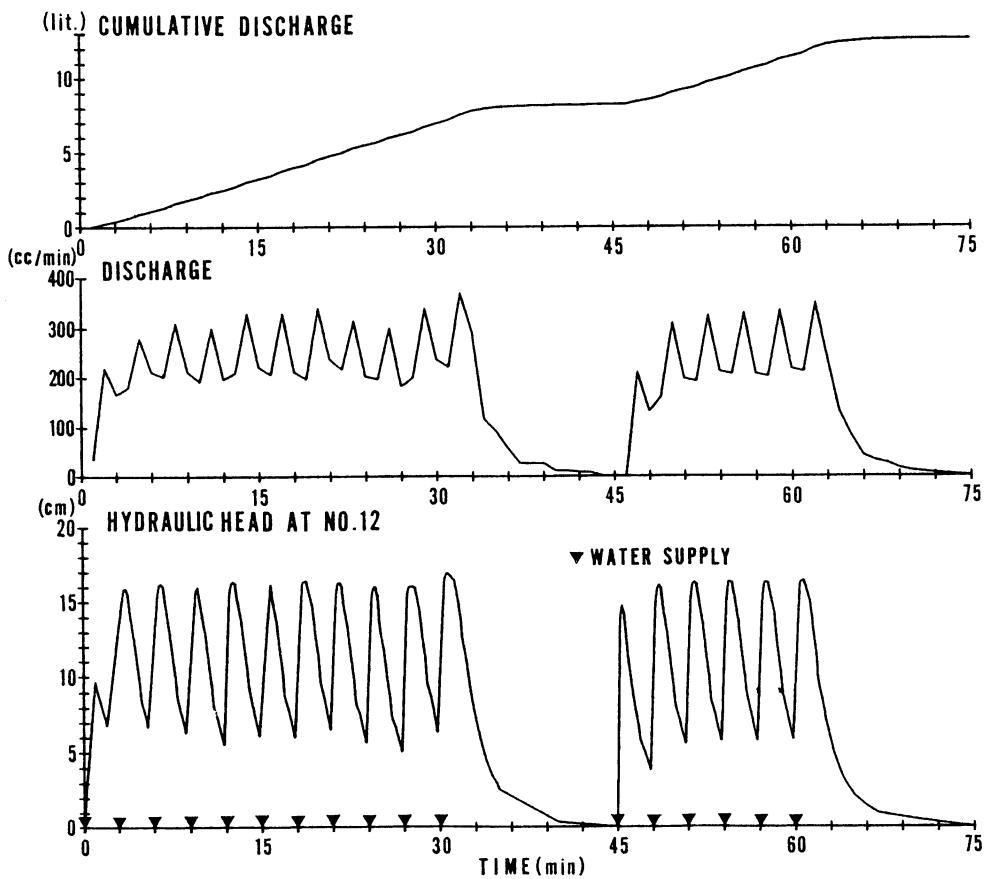
第6図にピエゾメーターNo.12(第1図)における水理水頭の変化、実験土槽からの流出量の変化、

および積算流出量を示す。

No.12の水理水頭は散水とほとんど同時に上昇を開始しており、散水に対する応答性は非常に良い。1回の散水による水理水頭の増加量は約 9 cm で、ピーク時の水理水頭は 16 cm 程度まで達している。(1)の降雨実験の結果を参照すると、ピーク時の地下水水面は土槽面近くまで達していたと推定できる。

実験土槽からの流出は最初の1分以内に開始しており、散水の回数に対応したピークを形成している。流出のピークは水理水頭のピークにやや遅れており、散水による飽和帯の発達、動水勾配の発生、地下水流出の発生、という流出のプロセスが考えられる。

実験開始から、90分後までの各深度の温度変化



第6図 ピエゾメーターNo.12における水理水頭、土槽からの流出量の変化および積算流出量

を第7図に示す。温度は30秒間隔で測定し、前後3点で移動平均を施してある。

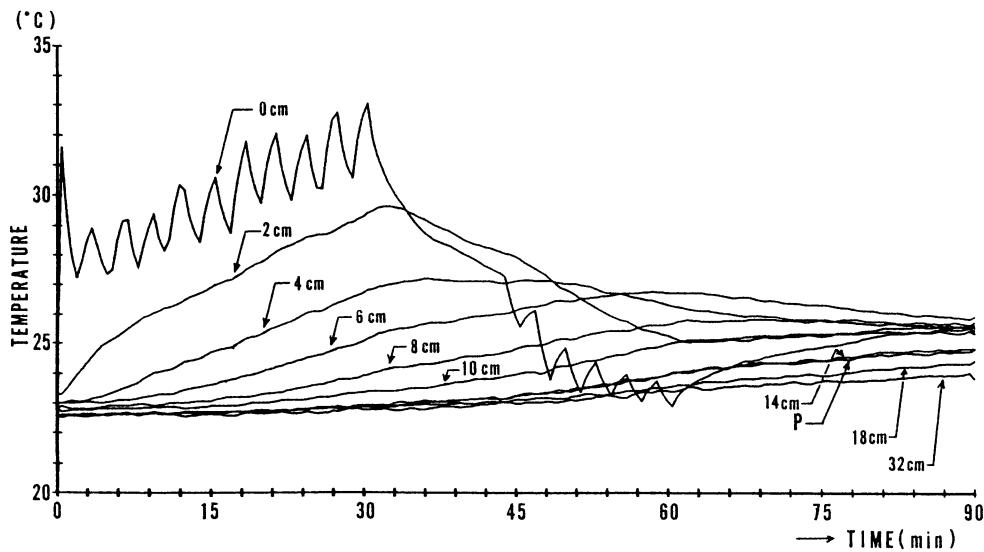
1回の散水は約10秒で終了するため、土槽表面における温度変化はパルス状に現れており、温水散布終了まで全体として上昇している。温水散布終了後、表面温度は指数関数的に下降している。冷水散布が開始されると表面温度はパルス状に下降するが、1回の散水による温度低下量は後のものほど小さくなっている。そして、冷水散布終了後は下層から熱の供給を受け、表面温度は逆に上昇している。

深度2cmでは各散水に対応するピークは消滅し、全体的な上昇および下降傾向だけが現れている。温水散布停止後、温度は下降に転じているが、

冷水散布によって低下傾向が加速されている。冷水散布終了後は温度変化はわずかになっている。深度4cmから8cmでは全体的な上昇と下降傾向が認められるが、ピークが出現する時刻は深くなるほど遅れ、温度変化幅も小さくなっている。

深度10cmでは、観測期間中に上昇傾向しか認められなかった。深度10cmで最初に上昇傾向が認められるのは温水散布開始から約20分後である。しかし、この間に既に $4,535\text{ cm}^3$ の水が流出している。

第8図は深度10cmまでの地温のアイソプレスである。深度2cm以深ではパルス状の変化は消滅し、温水散布による温度上昇および冷水散布による



第7図 土槽内部の温度変化

温度低下がゆっくりと進行している様子が読み取れる。

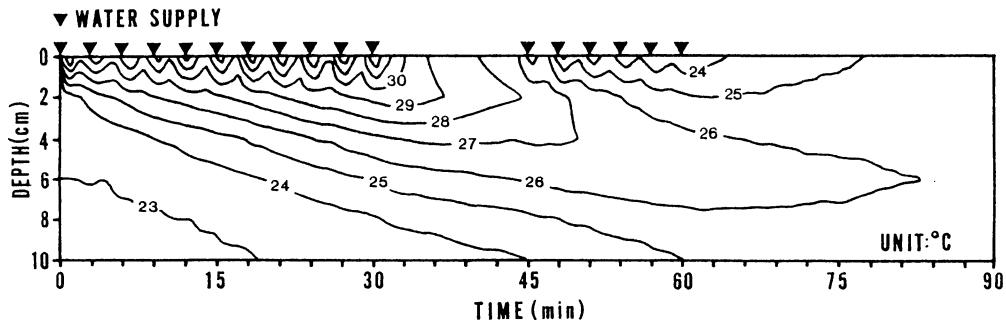
熱と水の移動の関係は移流と伝導という二つの現象が生じているため単純ではない。しかし、活発な地中水の動きが生じている間は移流が優勢であると考えられる (Wierenga *et al.*, 1970)。したがって、少なくとも散水期間中は熱の移動は移流による、すなわち熱の移動が水の移動を表すと考えられる。なお、伝導の効果および温水を用いたことによる粘性の低下に伴う透水係数の増加はいずれも散布した水の浸潤速度を過大に評価する傾向を与えるため、本論の結論には影響しない。

第8図において土槽の初期温度より明らかに高い

24°Cの等温線に注目すると約0.2 cm/minの速度で下降している。この等温線が散水によって土槽に加わった‘新しい水’の浸潤前線と考えると、最後の温水散布が行われた30分時点での深度8 cm程度までしか達していない。一方、この間に土槽から約6,950 cm³の流出が生じている。この結果から、流出してくる水は散水開始前から土槽内に貯留されていた水であることは明らかであろう。

以上の結果をまとめると、次のようになる。

- (1)散水に対する土槽内部の水理水頭の応答は迅速である。(2)散水開始後ほとんど時間遅れなしに流出が開始する。(3)このような素早い応答に対して散布された水の浸透速度は非常に遅く、散水後直ちに流出



第8図 地温のアイソプレルス

してくる水は実験開始以前に土槽内に貯留されていた水であると考えられる。

V 考 察

以上の実験結果から水流近傍における降雨から流出発生までの過程を説明すると次のようになる。降雨が土壤中を降下浸透し、毛管水帯の上限に達すると飽和毛管水帯が急速に飽和帶へと変化する。それによって水路へ向かう地下水の動水勾配が生じ、地下水流出が発生する。流出の降雨に対する応答は飽和帶上の土被りが小さい水流近傍で最も早いだろう。このような現象自体はすでに Ragan (1968) や Sklash and Farvolden (1979) によって指摘されている。しかし、流出現象における定量検討は十分とはいえない。Abdul and Gillham (1984) は土槽実験を行い、流出に対する毛管水帯の役割を明らかにした。しかし、土槽内部における新しい水と古い水の動きについて記述していない。

本研究では水質等を用いた新しい水 (event water) と古い水 (preevent water) の分離は行わなかったが、降雨一流出過程が定常状態に達した時に土槽表面に認められた飽和域の面積から両者の比率を推定することができる。すなわち、定常時には降雨量と等しい量の流出が生じている。この流出量は表面流出量と地下水流出量に分けられ、表面流出量は飽和域の面積に降雨量を乗じた値がその最大値となる。

目視によると飽和域は RUN1, RUN2, RUN3 の順にそれぞれ下流端から 40, 80, 110 cm の範囲まで広がっていた。飽和域の面積を計算するとそれぞれ 3,640, 7,280, 10,010 cm³ となる。したがって、飽和域上の降雨強度はそれぞれ 97, 134, 192 cm³/min である。この値が飽和地表流の流量としては上限値を意味すると考えられる。一方、流出量は定常状態にある降雨開始後 10 分から 30 分までの平均でそれぞれ 457, 661, 889 cm³/min であった。したがって、その比をとると全流出量に占める新しい水の割合は最大限に見積っても 20% 程度となり、流出の 80% 以上が地下水流出として生じていることになる。

仮に実験土槽の大きさを現在より大きくすると地下水流動系の広がりに対する飽和域の占める割合が小さくなるためハイドログラフ中に新しい水の占める割合はさらに小さくなることが予想できる。野外における最近の研究例に Sklash *et al.* (1986) があるが、彼らは同位体を使ってハイドログラフの分離を行った結果、ニュージーランドのマイマイ流域ではハイドログラフ中に占める“新しい水”的割合はほんの 3% 程度であることを明らかにしている。

トレーサー実験の結果から明らかになったように、土槽内部の水の動きは非常に遅く、流出てくる水は散水開始前に既に土槽内部の流出域に存在していた水であった。これは、時間雨量で数 10 mm 程度の降雨量は土槽内部に貯留されている水量に比較して非常に少ないためであろう。実験で用いた砂の間隙率は 48% であるので、土槽全体が飽和しているとすると $288 \times 10^3 \text{ cm}^3$ の貯留量があることになる。これに対して、降雨強度の最も強かった RUN3 における総降水量は $26,168 \text{ cm}^3$ (15.8 mm) であり、貯留量の僅か 9% である。トレーサー実験では貯留量の 4% の水量が与えられたにすぎない。

実験土槽に比べて遙かに大きな広がりを持つ野外の流域では貯留量に対する 1 回の降雨量の比は更に小さくなると推定できる。そのため、降雨流出における毛管水帯および地下水体中の水の動きは、新しい水が古い水の上に重なり、流出域に存在する古い水が押し出されるという形態をとると考えられる。

VI おわりに

実験の結果から以下の事実が明らかとなった。

(1) 降雨開始後直ちに水理水頭の増加と流出の発生が観測された。また、降雨終了後の水理水頭の低下、流出量の減少も非常に早い。

これは飽和毛管水帯が土槽の表面まで達しているため吸水可能間隙率が非常に小さく、少量の水が加わるだけで容易に飽和帶へと転化するためと考えられる。

(2) 定常時における全流出量中に占める表面流出

量の割合は20%以下であった。

このことは流出量中の80%以上が地下水流出として生じることを示している。この地下水流出は急速に成長した飽和帶によって水路へ向かう動水勾配が生じたために発生したものである。

(3) 温度をトレーサーとした散水実験によると、流出の早い応答に対して土槽内部での水の動きは非常に遅い。

これは、土槽の貯水量に対する浸透量の割合が小さいためと考えられる。野外の流域ではこの比は更に小さくなり、流出の大部分は地下水流出として発生する。

本研究で明らかになった事実は野外においては水流のごく近傍における現象を表していると考えられ、飽和毛管水帯の飽和帶への転化による流出の発生は流出の初期成分として重要な意味を持つと考えられる。

今後に残された問題は実際の流域からの流出量中に毛管水帯の効果による地下水流出が寄与する程度である。実際の流域ではパイプのネットワークが流出に大きく寄与している例も数多く報告されている(例えは、田中ほか, 1984, Tsukamoto *et al.*, 1982)。その他の不均質性も実際の流出に影響を与えていることが予想される。また、散水時に土槽中に閉塞される空気の効果も予想されたが、今回は明らかにすることができず、将来の問題として残された。

謝 辞

実験は筑波大学地球科学研究所の学生諸氏の援助によって行われた。また、水理実験センター池田宏博士には実験砂を提供して頂いた。筑波大学地球科学系田中正博士には原稿を閲読して頂いた。これらの方々に感謝の意を表します。

なお、本研究は昭和60年度筑波大学学内プロジェクト奨励研究の予算を使用した。

文 献

佐倉保夫・谷口真人(1983)：土壤水の移動特性に関する

カラムを用いた降雨浸透実験。地理学評論, 56,

81-93.

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。地理学評論, 57, 1-19.

Abdul, A. S. and Gillham, R. W. (1984) : Laboratory studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Water Resources Research*, 206, 691-698.

Gillham, R. W. (1984) : The effect of the capillary fringe on water-table response. *Journal of Hydrology*, 67, 307-324.

Jones, J. A. A. (1971) : Soil piping and stream channel initiation. *Water Resources Research*, 7, 602-610.

Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R. (1967) : Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. W. E. Sopper and H. W. Lull eds. : *Forest hydrology*. Pergamon, Oxford, pp. 275-290.

Pearce, A. J., Stewart M. K. and Sklash M. G. (1986) : Storm runoff generation in humid head water catchments 1. Where does water come from? *Water Resources Research*, 22, 8, 1263-1272.

Ragan, R. M. (1968) : An experimental investigation of partial area contribution. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Pub.*, 76, 241-249.

Sklash, M. G. and Farvolden, R. N. (1979) : The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology*, 43, 45-65.

Sklash M. G., Stewart M. K. and Pearce A. J. (1986) : Storm runoff generation in humid head water catchments 2. A case study of hillslope and low-order stream response. *Water Resources Research*, 22, 8, 1273-1282.

Wierenga, P. J., Hagan R. M. and Nielsen D. R. (1970) : Soil temperature profiles during infiltration and redistribution of cool and warm irrigation water. *Water Resources Research*, 6, 1, 230-238.