

丘陵地の小試験流域における水循環機構について

On Hydrological Cycle in a Small Experimental Basin Equipped in a Hilly Land

東京大学大学院 学生員 ○安藤義久
東京大学生産技術研究所 正 員 虫明功臣
東京大学大学院 学生員 内田善久

1. まえがき

筆者らは、昭和52年7月から多摩丘陵西部、東京都八王子市別所に試験流域（流域面積4.40ha）を設定し観測体制を順次整備するとともに、データ収集と基礎的な解析を進めている。この試験流域の下流端に長池（水面積0.26ha）という池があることから、これを長池試験流域と呼ぶことにする。

丘陵地は1960年前後から宅地造成の対象とされ始め、近年とくに大規模宅地用地としての比重を高めつつある。こうした造成あるいは都市化が水文量に及ぼす影響については、従来主として洪水流出量の増大が問題とされ研究が進められてきた。言うまでもなく、流域の改変は洪水流出量だけでなく、平常時の流出や周辺の地下水にも影響を及ぼす。たとえば、下流の農業用水、環境用水あるいは近隣の家庭用浅井戸等にも量的変化を生ずる。環境問題が重視されるにつれ、都市化が平・低水時の流出機構や地下水涵養機構に与える影響の評価も現実的に重要な課題になってきたと言える。こうした観点から、長池試験流域では、その地下構造を詳細に把握するとともに、降水量、流出量はもとより、不飽和帯水分量や地下水量の変化といった、水循環過程に沿って一環した観測データの収集を目ざしている。本稿では、昭和52年9月から53年8月までの1年のデータに基づく長期的並びに短期的水収支解析により、各水収支要素の変動特性について議論する。

表1 ローム層の土質試験結果

深度 (m)	標高 (m)	地 質		仮比重	透水係数 (cm/s)	間隙率 (%)	有効空 隙率%
		地層名	土質名				
0.05	166.48	立川ローム層	表 土	0.46		77	32
0.15	166.38			0.45		77	27
0.25	166.28		土	0.46		79	23
0.35	166.18			0.46		76	18
0.50	166.03		ローム層	0.48		80	11
0.70	165.83			0.53		80	12
1.00	165.53			0.56		79	7
1.50	165.03			0.54		75	11
2.00	164.53			0.72		70	5
2.94	163.59			0.62		79	5
3.05	163.48			0.63		77	4
3.18	163.35	武蔵野ローム層	火山灰質粘土層	0.64	1.2×10^{-4}		
4.18	162.35			0.66		76	6
4.39	162.14			0.68	1.2×10^{-4}		
4.93	161.60			0.74	2.0×10^{-5}		
5.08	161.45			0.73		76	5
5.96	160.57			0.71		75	4
6.19	160.34			0.73	1.8×10^{-5}		
7.12	159.41			0.62		76	4
7.27	159.26			0.60	2.8×10^{-3}		
8.11	158.42			0.60		76	4
8.26	158.27	東京バーム	下末吉ローム層	0.59	1.0×10^{-3}		
9.02	157.51			0.66		76	9
9.17	157.36			0.68	7.5×10^{-4}		
9.87	156.66			0.86		70	4
10.02	156.51			0.89	1.3×10^{-3}		
11.04	155.49			0.55		82	4
11.29	155.24			0.82	1.0×10^{-2}		
11.94	154.59			0.76		74	3
12.24	154.29			0.80	9.1×10^{-6}		
13.99	152.54	多摩ローム層	多摩ローム層	0.55		80	9
14.19	152.34			0.64	2.0×10^{-5}		
17.02	149.51			0.57		80	8
17.24	149.29			0.53	1.9×10^{-4}		

2. 長池試験流域の概要¹⁾

2.1 流域特性

この試験流域の主要な特徴について列記する。

1) 地形：標高145~170mの丘陵地地形をなし、平均斜面長は57m、平均斜面勾配は16°である。

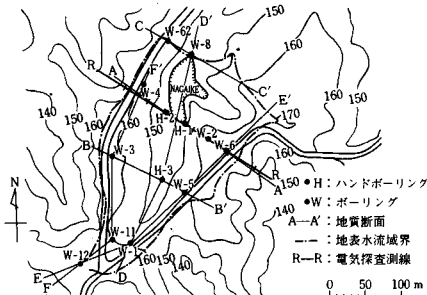


図1 長池試験流域のボーリング、地質断面、電気探査測線の位置

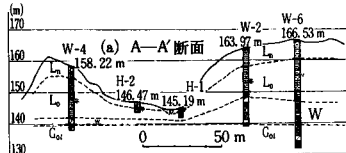


図2 ボーリング柱状図と推定地質断面の一例

2) 植生：丘陵斜面と尾根部の大部分は、クヌギ・コナラ林で覆われ、湿地状をなす長池上流の谷部には、ハンノキ林がある。いずれも落葉広葉樹で、樹高は7 m前後のものが多い。これらの樹冠による降水遮断の効果は無視できないものと推察される。

3) 地下構造：多摩丘陵は一般に、砂層、礫層、泥層が互層をなす三浦層群とこれを不整合で覆う御殿峠礫層、おし沼礫層、および各時代の関東ローム層で構成されている。試験流域内で図1に示す地点でボーリングが行なわれ、²⁾それを基に地質断面を検討(図2に例)するとともに、各深度のサンプルについて表1に示す土質試験が行なわれた。その結果、長池への流出に関与する主な地層は関東ローム層であることが明らかとなった。すなわち、試験流域とその周辺では、風成ローム層の下位に尾根から谷にかけて粘土化が著しく進んだローム層(以下、火山灰質粘土層と呼ぶ)が連続的に分布し、これらの層中に不圧地下水が存在する。不圧地下水の水位は、その下位の地層の被圧地下水位よりかなり高く、雨に対する反応も敏感である。

表1の流水係数は深度によってバラついているが、火山灰質粘土層の中には 10^{-6} cm/sのオーダーを示すものもあり、この層の下部のある層が不透水性基盤をなしているものと推定される。透水係数だけではこの推論は成り立たないが、i) 不圧地下水位が雨に対応して上昇しても、その下の被圧地下水はきわめて反応が鈍いこと、ii) 火山灰質粘土層から下方へ漏水がないという仮定のもとに行なった後述の水収支解析の結果、収支要素が妥当な結果を示すこと、の二つの論拠から、火山灰質粘土層の下部を不透水性基盤とみなしてよいと考えられる。

4) 地下水流域界：この火山灰質粘土層の上面は、地形とほぼ相似な形となっており、観測井の不圧地下水位もほぼ標高に対応している。しかし、観測井の数は限られており面的な地下水形状をフォローするには充分でない。そこで、L-10型大地比抵抗測定器を用い、電気探査によって地下水面を追跡した。結果の例を図3に示す。地下水面形状も地形にほぼ相似な形になっていることが確認された。したがって、長池試験流域では、地表流域界と地下水の流域界はほぼ一致するとみなしうる。

3.2 観測体制

観測施設の配置および観測項目を、図4および表2に示す。観測施設は昭和52年8月から53年3月にかけて順次整備され、週毎のデータ収集と観測器機の維持管理が継続されている。

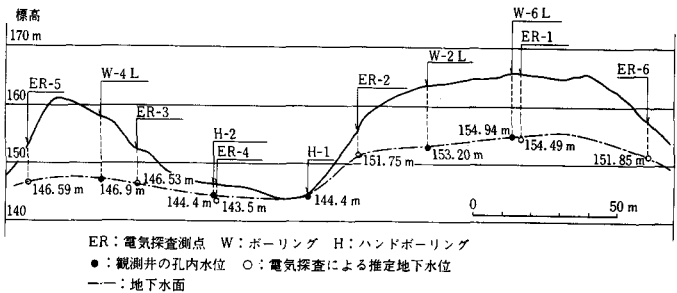
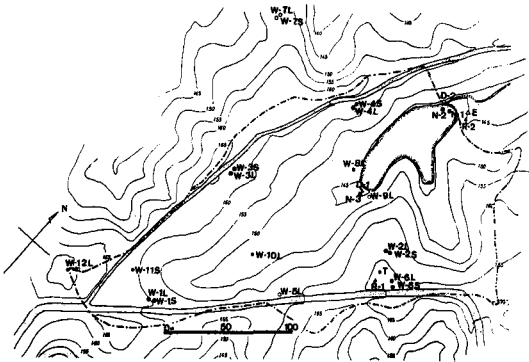


表2 観測項目と方法

観測項目	記号	観測器機など
雨量	R	0.5 mm転倒マス型隔測雨量計、 R-1: 林内、R-2: 林外
水位	N	リシャル式自記水位計 N-1: 1/1、N-2、3: 1/5
流量	D	直角三角堰
蒸発量	E	自記蒸発計
地下水位	不圧 W-OL	地下水用自記水位計、1部にフ ロートレス自記水位計
	被圧 W-OS	地下水用自記水位計
不飽和帯水分量	T	自記テンシオメーター 深度: 5、15、25、35、50、70、 100、150、200、300、400、600 cm

図3 推定地下水断面



3. 長池試験流域における水収支式

3.1 水収支解析の前提条件と仮定

長池試験流域を対象として水収支解析を行なうに際しては、前述の流域特性より次の前提条件を用いた。

- 1) 長池試験流域の全域において、火山灰質粘土層が不透水性基盤となっているため、長池へ流出する地下水は不圧地下水であり、被圧地下水とは直接関連をもたない。
- 2) 長池試験流域の地表の流域界と地下水流域界は一致するとみなせる。

また、同時に次のような仮定を設けた。

- 1) 難透水層となっている火山灰質粘土層からの漏水はないとする。

3.2 長池試験流域における水収支式

水収支とは、対象時間内における対象領域への水の入量と出量の差は、貯留量の変化に等しいということで、次式で表わされる。

$$I - O = \Delta S \quad \cdots \cdots \textcircled{1}$$

但し、 I : 入量、 O : 出量、 ΔS : 貯留量の変化

長池試験流域を対象領域とすると、 $\textcircled{1}$ 式における入量 I としては雨量 P があり、出量 O としては流出量 Q と蒸発散量 E がある。流域の貯留量の変化としては、樹冠遮断量 I_c 、不飽和帯の水分保留量の変化 ΔM_s 、地下水貯留量の変化 $\Delta H P_a$ 、及び長池の貯留量の変化 ΔW_s がある。従って、長池試験流域の水収支式は次のようにかける。

$$P - (Q + E) = I_c + \Delta M_s + \Delta H P_a + \Delta W_s \quad \cdots \cdots \textcircled{2}$$

4. 長期水収支

4.1 1年間の観測結果

図5に、長池試験流域における1977年9月から1978年8月までの1年間の観測結果を示す。図中、 E_p は小型蒸発計からの日蒸発量³⁾、 P は日雨量、 H は地下水位標高、 Q は流出量を示す。

4.2 年および月単位の水収支

(1) 水収支式

$\textcircled{2}$ 式に示す水収支式を用いるが、年および月単位の水収支においては、樹冠遮断量 I_c 、蒸発散量 E に含まれる。従って、水収支式は次のようになる。

$$P - (Q + E) = \Delta M_s + \Delta H P_a + \Delta W_s \quad \cdots \cdots \textcircled{3}$$

この水収支式の各要素の中で、雨量 P 、流出量 Q 、長池貯留量の変化 ΔW_s 、地下水位変化 ΔH 、地下水位変化部分の有効空隙率 P_a 、および不飽和帯の水分保留量の変化 ΔM_s は実測されている。ここで、未知量としての蒸発散量 E を水収支式から求める。

(2) 水収支期間のとり方

観測している水文量の中で、最も精度が低いのは不飽和帯の水分保留量の変化 ΔM_s と考えられるので、

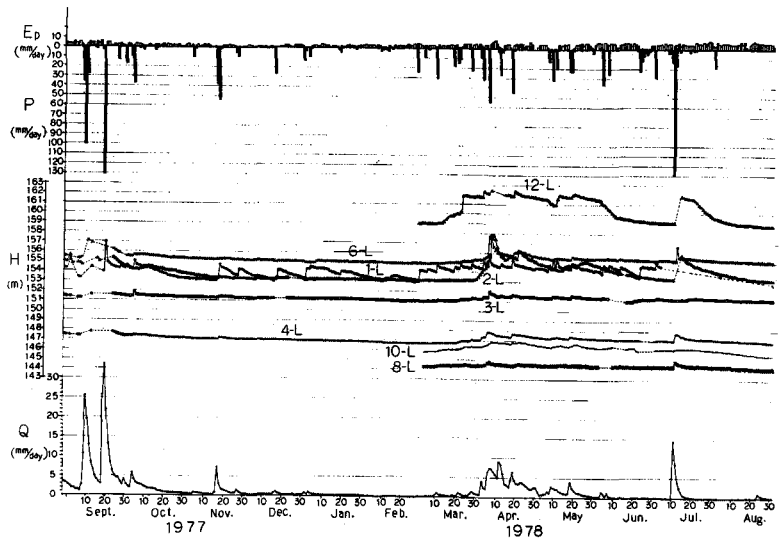


図5. 1977年9月～1978年8月の1年間の観測結果

△Msがなるべく小さい日を水収支期間の境界にすることにした。また、境界日付近は雨がなく地下水位が安定していることが望ましい。以上の2点と、月の境界付近という条件を満たす日を探し、水収支期間が1ヶ月位になるようにした。

(3) 水収支解析の方法

PとQは水収支期間内の合計をとる。△Wsは、水収支期間の初めと終りの長池貯留量の変化を求め、これを流域当りの貯留高に変換する。△Hは、全流域面積に対する各観測井が代表する領域面積の比により、各観測井の地下水位変化を重みづけして、その荷重平均として算出した。Paは表1から4%とした。△Msは、テンシオ・メーターにより不飽和帯のpFを求め、吸引法と遠心法によって求めたpF-水分曲線を用いて水分量に変換する。以上のようにして求めたP、Q、△Ws、△Ms、△HPaを用いて、水収支式③によりEを求める。更に、このEを水収支期間中の日数で割り、月平均日蒸発散量 $\bar{E}$ を算出する。

(4) 水収支解析の結果と考察

水収支解析の結果の水収支表を表3に示す。この表で年単位の水収支結果に着目すると、年間の雨量Pは1367mmで、流出量Qは599mm、蒸発散量Eは912mmとなっている。この結果は、金子良⁴⁾が埼玉県逆川流域(流域面積358haのうち林地327haのローム台地)で求めた、年降水量1509mm、流出量674mm、蒸発散量835mmという結果と比べると、妥当な値であることがわかる。このことから、3.1で示した水収支解析の前提条件と仮定は満たされていると考えて以下の議論を進める。

表3中の $\bar{E}/\bar{E}_p$ は、月平均日蒸発散量と蒸発計の日蒸発量の比を示すが、これをみると月平均日蒸発散量は蒸発計の日蒸発量とは必ずしも等しくないということがわかる。即ち、5～7月の値は1前後であるが、12～3月の値は0.4以下であり、他の月の値はその中間の値を示している。これは、5～7月は植物の生育期に相当して蒸散が活発に行われ、12～3月は植物の休眠期に相当して蒸散がほとんどないという植生の季節変化で説明できるであろう。

図6には、月単位の水収支図を示す。この図で、6、7月の雨量Pは4月と同程度の大きさであるにもかかわらず、流出量Qは4月よりずっと少ない。これは、6、7月の蒸発散量Eが大きく、雨量の大部分が蒸発散に消費されているためであることがわかる。このように、長期間の流出には蒸発散が大きな影響を及ぼしていることがわかる。

表3. 年および月単位の水収支表

年	月	水収支期間	日数	P	Q	ΔW _s	ΔH _g	ΔM _s	E	$\bar{E}$	$\bar{E}/\bar{E}_p$
			days	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm/day	
77	9	8/30~10/2	33	331.5	257.4	-0.5	1.2	-0.8	74.2	2.2	0.76
	10	10/2~10/27	25	53.5	48.1	-1.4	-13.1	-30.3	50.1	2.0	0.87
	11	10/27~11/25	29	103.5	28.5	0.1	-0.3	38.2	37.0	1.3	0.76
	12	11/25~12/27	32	43.5	14.4	-0.6	-6.0	1.0	34.7	1.1	0.65
78	1	12/27~1/27	31	34.0	10.9	-0.5	-0.5	-0.8	24.9	0.8	0.36
	2	1/27~2/24	28	12.5	6.3	-2.7	-6.9	-11.8	27.6	1.0	0.34
	3	2/24~3/31	35	133.0	12.9	4.0	18.8	54.7	42.6	1.2	0.39
	4	3/31~4/28	28	174.5	124.1	1.0	12.7	-36.0	72.7	2.6	0.72
	5	4/28~5/26	28	124.5	50.1	-1.0	-7.1	-7.2	89.7	3.2	0.91
	6	5/26~6/30	35	136.5	9.2	-3.0	-4.1	-57.0	191.4	5.5	1.2
	7	6/30~7/28	28	201.5	35.0	-1.0	2.5	-1.9	166.9	6.0	1.1
	8	7/28~9/1	35	18.5	2.4	-23.8	-15.4	-45.3	100.6	2.9	0.49
77-78	9/30~78-9/1	367	1367	599.3	-29.4	-18.2	-97.2	912.4	2.5	0.75	

(注) △Ms：9月は25cmまで、12、1、3、4、8月は1.5mまで、10、11、2、5、6、7月は2mまでの深度のテンシオ・メーターの測定結果によって△Msを算出した。

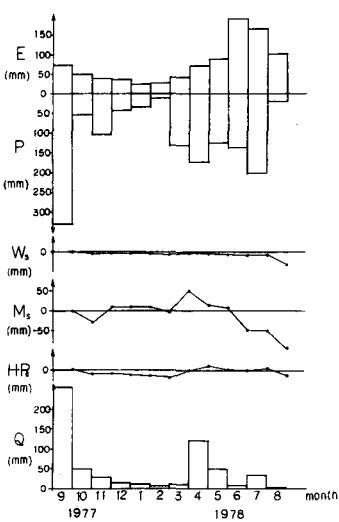


図6. 月単位の水収支図

4.3 週単位の水収支

月単位の水収支によって算出したEを、蒸発計の蒸発量に応じて比例配分することにより、週単位の蒸発散量Eを求め、Eを既知として③式を用いて、 ΔMs を未知数として求める。こうして求めた週単位の水収支結果を図7に示す。図中、Wsは長池の貯留量、Msは不飽和帯の水分保留量、HPaは地下水貯留量を意味し、いずれも1977年8月30日の値を仮に貯留量0として示してある。流域の貯留量の中で、池の貯留量Wsの変動が最も小さく、最大値と最小値の差は32mmである。地下水貯留量HPaは、冬の終りの2月下旬に最小値にまで減少し、春先の降雨により増大して4月上旬に最大値に達しているが、この変動幅は82mmと大きい。不飽和帯の水分保留量Msは、春の降雨により増大して4月中旬に最大値に達し、8月の無降雨期後に最小となっているが、この変動幅は154mmと流域貯留量の中では最も大きい。また、不飽和帯の水分保留量Msと地下水貯留量HPaの和である地下貯留量は、4月上旬に最大値になり、8月の無降雨期後に最小となっているが、この変動幅は222mmと非常に大きいことがわかる。

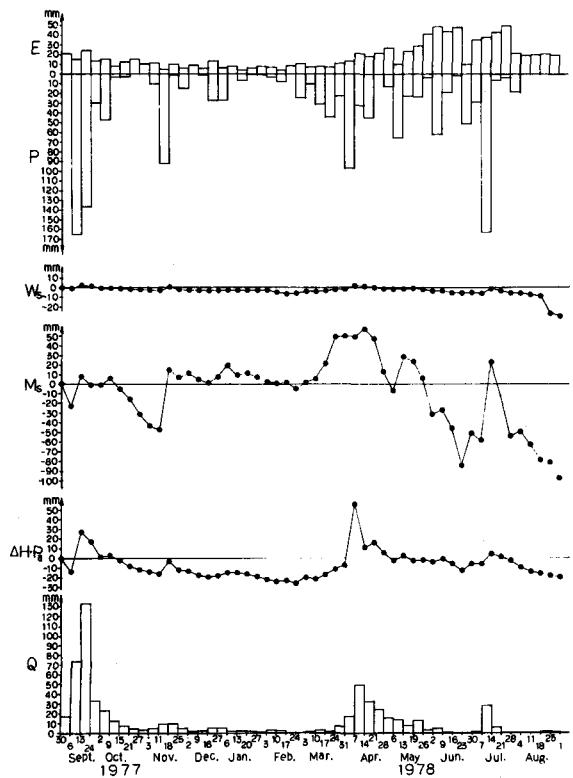


図7. 週単位の水収支図

5. 短期水収支

5.1 降雨期の観測結果

図8には、1年間の観測期間の中で、2番目と3番目に大きい降雨時の観測結果を例示する。時間単位は1時間であり、Pは林外雨量、Pfは林内雨量、Hは地下水位、hは池の水位、Qは流出量を示す。図8に示す降雨以外でも、同規模の降雨に対しては大部分、降雨開始時から5～9時間で上昇し始め、各観測井の地下水位は大局的には同様の変動特性を示す。

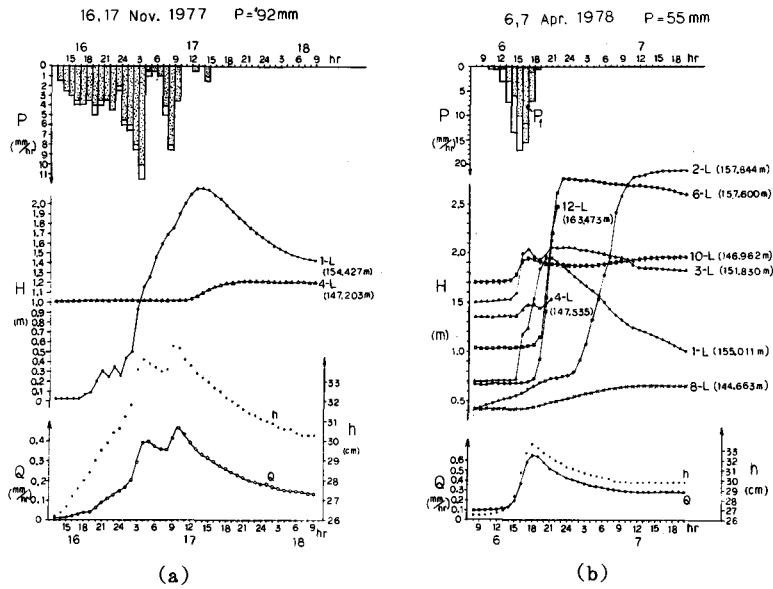


図8. 降雨時の観測結果

5.2 降雨期間単位の水収支

(1) 水収支式と水収支解析の方法

降雨期間を水収支期間にとると、②式の水収支式の中で蒸発散量 E は無視しようと考えられる。従って、降雨期間中の水収支式は次式のようになる。

$$P - Q = I_c + \Delta M_s + \Delta H Pa + \Delta W_s \quad \cdots \cdots (4)$$

④式の中で、 P は一雨雨量、 Q は降雨期間中の流出量で、ともに実測されている。樹冠遮断量 I_c は林外雨量 P と林内雨量 P_f との差をとり、樹林面積率 0.941 をかけて求めることができる。 ΔH は、各観測井の降雨終了時の地下水位と降雨開始時の地下水位の差を各観測井の代表する領域面積によって重みづけした荷重平均として算出できる。 Pa は、前述したように 4% とする。 ΔW_s は、長池の水位変化 Δh に池の面積率 0.059 をかけて求めることができる。従って、④式の水収支式において未知数は不飽和帯の水分保留量の変化 ΔM_s だけになり、水収支式から算出することができる。

(2) 水収支解析の結果と考察

1年間の観測データにもとづき、23降雨

について、降雨期間単位の水収支解析を行なった結果を図9に図示する。図には、各降雨の降雨年月日、降雨継続時間 T 、および一雨雨量 P を記してある。図9においては、雨屋 P を 100% とし、水収支要素 I_c 、 ΔM_s 、 $\Delta H Pa$ 、 ΔW_s 、 Q の大きさを百分率で () 内に示してある。

次に、雨量と各水収支要素との対応関係をみるために、図10～14にそれぞれの相関図を示す。

図10には、林外雨量 P と林内雨量 P_f との24組のデータの相関図を示してあるが、相関係数 r は 0.99 と非常に高く、最小2乗法によって求めた回帰直線は、 $P_f = 0.80P - 1.2$ となっており、林内雨量は林外雨量より 20% 程少ないことがわかる。この差は、主として樹冠遮断量に相当すると考えられる。

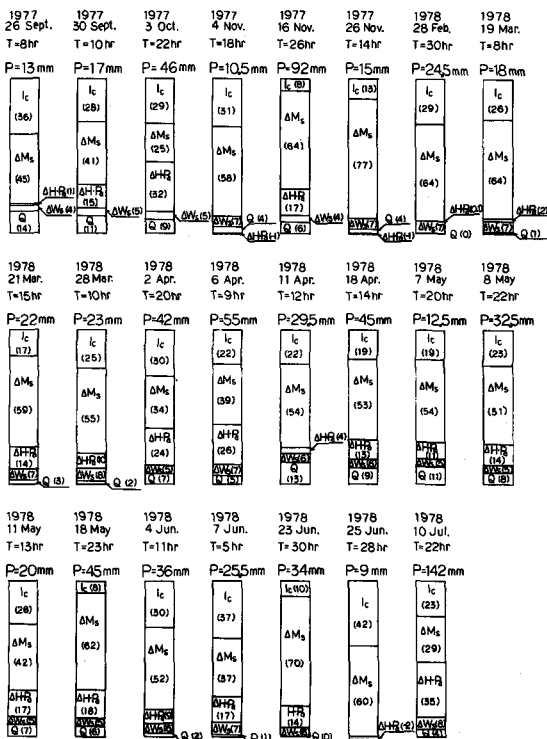


図9. 降雨期間単位の水収支図

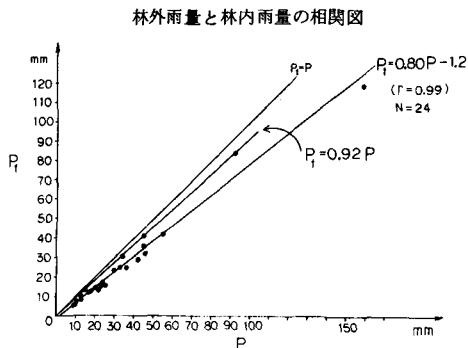


図10. P と P_f の相関図

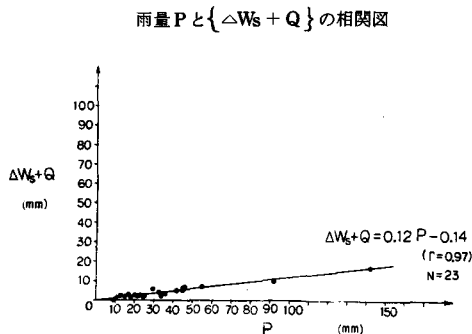


図11. P と $\{\Delta W_s + Q\}$ の相関図

図11には、雨量 P と $\{\Delta W_s + Q\}$ （これは池の貯留量変化と流出量の和であり、池の貯留効果がない場合の流出量に相当する）との23組のデータの相関図を示してある。この場合、相関係数 r は0.97と非常に高く、両者の関係は高い線形性を示している。最小2乗法によって求めた回帰直線は、 $\Delta W_s + Q = 0.12P - 0.14$ となっており、23降雨の中で最大の142mmの降雨においても、 $\{\Delta W_s + Q\}$ は P の12%程度にすぎないことが注目される。

図12には雨量 P と不飽和帯の水分保留量の変化 ΔM_s との相関図を、図13には雨量 P と地下水貯留量の変化 $\Delta H Pa$ の相関図をそれぞれ示してある。これらを見ると図12と図13の相関係数 r は0.85と0.93となっており、雨と他の水収支要素の場合に比べて相対的に低く、図中の点の回帰直線のまわりのバラツキは比較的大きい。これは、不飽和帯から地下水への涵養機構が、雨量だけでなく、不飽和帯の水分保留量や降雨の継続時間などの他の要因にも規定されているためと推察される。

図12において、不飽和帯の水分保留量の変化 ΔM_s の最大値は、92mmの降雨時の58.5mmであり、不飽和帯の保留能の大きいことがわかる。

図13において、地下水貯留量の変化 $\Delta H Pa$ の最大値は、142mmの降雨時の50mmであり、地下水帯の貯留能も大きいことがわかる。また、雨量 P が10mm以下では $\Delta H Pa$ は0以下であり、地下水涵養が行われない。

次に、不飽和帯の水分保留量の変化と地下水貯留量の変化をあわせた地下貯留量変化 $\{\Delta M_s + \Delta H Pa\}$ と雨量 P の相関を調べたのが図14である。相関係数 r は0.99と非常に高く、最小2乗法によって求めた回帰直線 $\{\Delta M_s + \Delta H Pa\} =$

$0.69P - 0.84$ のまわりの点のバラツキは小さい。このことは、中小降雨から豪雨にいたるまで両者の関係が線形性が強いことを意味し、雨量 P の70%前後が地下に貯留されており、地下貯留量が非常に大きいことを示す。

5.3 降雨期間中の各水収支要素の時間的变化

降雨期間中の1時間ずつを水収支期間にとり、④式を用いて時間単位の水収支解析を行なった。この場合、水収支期間が降雨期間単位から時間単位に変わただけで、解析の方法等は降雨期間単位の場合と全く同様である。即ち、④式を用いて時間単位に未知数としての ΔM_s を算出する。図15(a)、(b)には、図8(a)、(b)で観測結果を示した2降雨について時間単位の水収支解析を行った結果を例示する。

雨量と不飽和帯の水分保留量変化の相関図

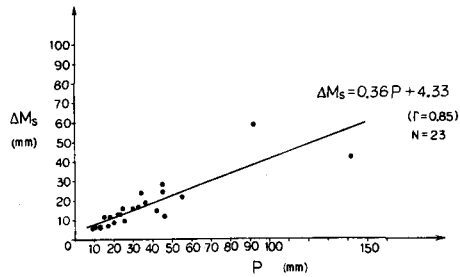


図12. P と ΔM_s の相関図

雨量と地下水貯留量変化の相関図

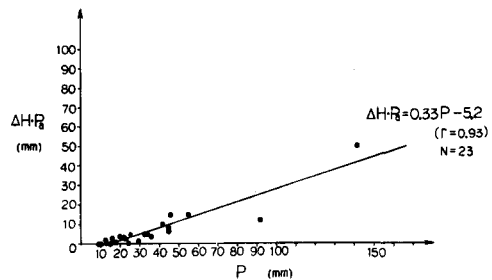


図13. P と $\Delta H Pa$ の相関図

雨量と地下貯留量変化の相関図

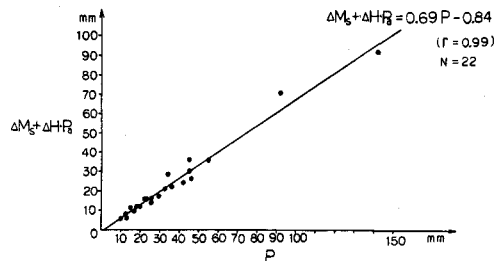


図14. P と $\{\Delta M_s + \Delta H Pa\}$ の相関図

このように水収支期間を時間単位に短かくとつても ΔMs が妥当な変化を示す点が注目される。

降雨期間中の時間単位の水収支解析結果を要約すると次のようになる。

1) 雨量 P から樹冠遮断量 I_c をひいたものの大部分が ΔMs となって不飽和帯の保留されており、 ΔMs の最大値は 12 mm/hr の値を示している。

2) 降雨期間中でも、降雨がなかったり弱い時には、 ΔMs がマイナスとなって、不飽和帯の保留量が回復している。

3) $\Delta H Pa$ は、図 15 (a) の場合は、ほぼ 1 mm/hr 前後の値を示すが、図 15 (b) の場合には最大 5 mm/hr の値に達するものもある。従って、少なくともこれだけの地下水への涵養がある。

6. あとがき

観測データが得られ始めてまだ日が浅いので、本稿ではとくに流域単位の水文過程について現象論的な把握を重視する立場をとった。これまでの結果で注目されるのは、火山灰層で覆われたこのような丘陵地では流域貯留とくに不飽和帯の貯留効果がきわめて大きい点である。観測施設の改良ならびに現地実験なども含めて、不飽和帯の水分の挙動について検討を進める予定である。

いっぽう、日本住宅公団南多摩開発局の協力のもとに多摩ニュータウン内の既開発地区にも同種の観測項目を備えた試験地を現在設置中であり、両試験地のデータを対比することによって、都市化が水循環の諸過程に及ぼす影響を検討してゆくつもりである。

謝 辞

この研究は、多摩ニュータウン地区蓮生寺長池保全整備計画委員会の作業の一部として始められ、日本住宅公団南多摩開発局の各位から甚大な御協力と御支援を賜っている。記して深謝の意を表します。また、御協力と御助言をいただいた東京大学高橋裕教授、学習院大学町田端男氏、東京農大駒村正治氏、日本工営駒村上雅博氏、貴重な資料を提供して下さった東京農工大の波丘地利用実験実習施設、さらに、観測施設の整備から資料収集整理まで協力された当時武蔵工業大学学生の大矢哲朗、福永保寛、渡辺博文の諸氏、現在在学中の仲根俊彦、百井高志、ならびに東京大学の宮崎宏の諸氏に感謝の意を表します。

なお、研究費の一部として財団法人とうきゅう環境浄化財団の助成を受けていることを付記する。

引用文献および資料

- 1) 虫明・安藤・村上・小池・大矢：多摩丘陵への試験流域の設置とその水文地質構造，生産研究30巻11号，pp.30～33，1978年11月。
- 2) 日本住宅公団南多摩開発局：南多摩B-4地区長池周辺地下水調査報告書，日本工営㈱，1978。
- 3) 長池試験流域から3Km離れた東京農工大の波丘地利用実験実習施設の小型蒸発計のデータを用いた。
- 4) 金子良：農業水文学，共立出版，P158，1973。

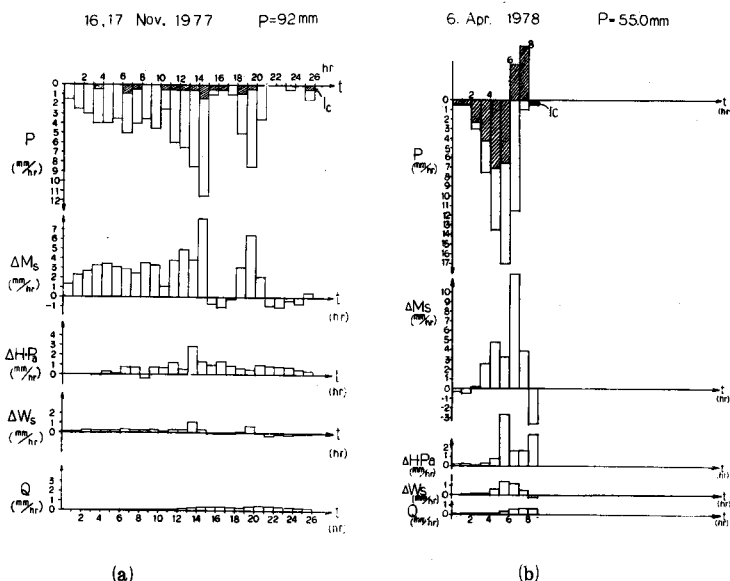


図 15. 降雨期間中の時間単位の水収支図