丘陵地の水循環機構とそれに対する都市化の影響
Hydrological Cycle of Hilly Land and Effects of Urbanization on It

東京大学工学部土木工学科　正員　○安藤義久
東京大学生産技術研究所　正員　虫明功臣
東京大学工学部土木工学科　正員　高橋　裕

1. はじめに

筆者らは，大規模な宅地開発が進行している多摩丘陵を対象として，丘陵地の自然流域の水循環機構を究明し，これをふまえて都市化が丘陵地の水循環機構に及ぼす影響を明らかにすることを研究の目的としている。本稿では，多摩ニュータウン地区に設定された，自然状態の小試験流域（長池試験流域）と都市化が完了した小試験流域（永山試験流域）において観測された水文データに基づき，上記の検討を行う。

2　自然流域の水循環機構

2－1.　長池試験流域の概要

長池試験流域は流域面積 4.4 ha の自然流域である。この流域特性については，既に述べてある[1]。この流域においては，図１に示すように雨量・流出量・不飽和帯水分量・地下水位・蒸発量など水循環過程に沿って一貫した観測を行ってきた。これらの水文観測結果と長期および短期の水収支解析結果についても既に述べてある[1]。

2－2.　長池試験流域の日単位の水循環機構

これについては，前報[2]で詳細に述べてある。図２には，長池流域における日単位の水循環モデルを示す。図２.(a)にはタンクモデルによる表示，図２.(b)には数式による表示が示されている。即ち，降水量Ｐは谷部の池・湿という飽和域（前報では非浸透域と書いた）に降る Ps と尾根・斜面の山林という浸透域に降る Pi に分けられる。Ps は，飽和域面積率（湿地・池の面積の流域面積に占める比率）を Is とすると，Ps は Is･P に相当し，長池流域の場合 Is ≒ 0.10 であり，全部直接流出Ｄとなる。ｔを日単位の時間とすると，

$$D(t) = Is \cdot P(t) \qquad \cdots ①$$

となる。Pi は，浸透域面積率を Ii とかくと，Ii･P に相当し，長池流域の場合 Ii ≒ 0.90 であり，全部浸透量Ｉとなる。

$$I(t) = Ii \cdot P(t) = P(t) - D(t) \qquad \cdots ②$$

表層の貯留量をMs とすると，

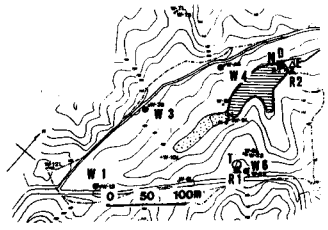
$$M's(t) = Ms(t) + I(t) - Ei(t) \qquad \cdots ③$$

となる。ここで，Ei は浸透域からの蒸発散量であり，流域全体からの蒸発散量をＥとすると，

$$Ei(t) = Ii \cdot E(t) \qquad \cdots ④$$

である。M's が表層の最小容水量Mn以下の場合には土湿不足が補われ，Mn 以上の場合にはその超過保留分が地下水へ涵養される。また，長池流域の場合には Mn は１６０ mm とする。地下水涵養量Ｇは

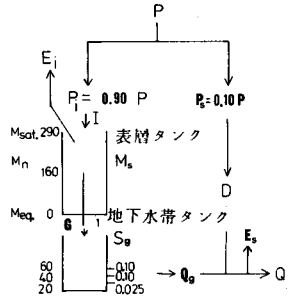
図１.　長池試験流域の概要



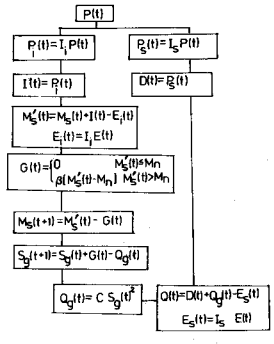
R：自記雨量計
N：自記水位計
D：直角三角堰
E：自記蒸発計
W：自記地下水位計
T：自記テンシオメーター

図２.　長池流域の日単位の水循環モデル

(a)　タンク・モデル表示



(b)　数式表示



$$G(t)=\begin{cases}0 & M's(t)\leqq Mn\\ \beta\{M's(t)-Mn\} & M's(t)>Mn\end{cases} \quad \cdots ⑤$$

ここでは，1日単位を対象としているので超過保留分の全量が地下水涵養となるように $\beta=1$ とする。地下水貯留量を Sg とすると，

$$Sg(t+1)=Sg(t)+G(t)-Qg(t) \quad \cdots ⑥$$

が成り立つ。地下水流出量を Qg とすると，不圧地下水の貯留関数に従い流出する。即ち，

$$Qg(t)=C\cdot S(t)^2 \quad \cdots ⑦$$

長池流域の場合は $C=0.0027$ である[2]。

図2に示す水循環モデルの妥当性を検証するために，流出量と地下水貯留量の両方について，　水循環モデルによる計算値と実測値を図3のように対比したところ，両者はよく対応しており，水循環モデルの妥当性が示された。なお，図3には，表層の水分保留量 Ms と地下水涵養量Gも同時に示されている。

図2.(a)の表層タンクの底から最小容水量 Mn までの高さを 160 ㎜ にする根拠は，前報[2]と同様に以下の2点である。

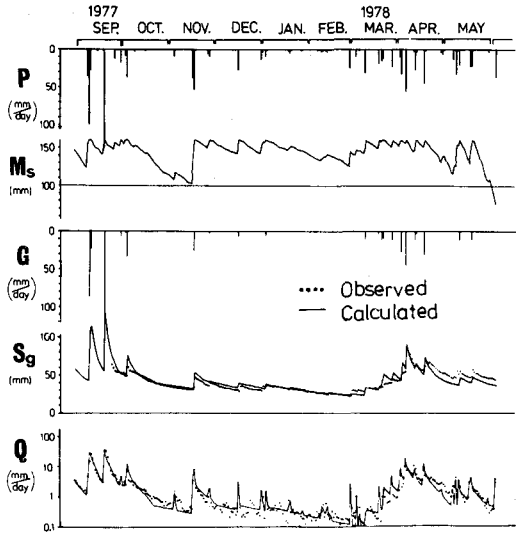
1) 水収支解析結果によると，不飽和帯の水分保留量の年間変動幅が約160 ㎜である。

2) テンシオ・メーターの年間の観測結果において，地表から地下1.5 m までの土層の最小容水量と平衡水分量の差が 170 ㎜（流域全体換算では153 ㎜）である。

1)については前報で述べてあるので，ここでは 2) について述べる。図4には長池流域のテンシオメーターによる不飽和帯水分量の1年間の観測結果が示されている。この図をみると，深度1.5 m までの表層の水分量の変動が大きく，深度2 m 以深の水分量の変動は極めて小さいことがわかる。深度1.5 m までに注目すると，どの深度でも降雨後はある一定値になるが，これが最小容水量状態と考えられる。また，1978年8月には無降雨期間が1ヶ月にも及ぶ大渇水期となり，8月末の水分量は金子[3]の提唱した平衡水分量状態と考えられる。表1には，こうして求めた最小容水量と平衡水分量と飽和水分量の一覧表を示す。飽和水分量はpFOの水分量とした。

表1をみると，飽和水分量は容積含水率でみ

図3. 長池流域の水循環モデルによる流出量と地下水貯留量の計算値と実測値の比較



P：雨量，Ms：不飽和帯水分量
G：地下水涵養量　Sg：地下水貯留量
Q：流出量

図4. 長池流域のテンシオメーターによる深度別の不飽和帯水分量の1年間の観測結果（P：雨量，θ：容積含水率）

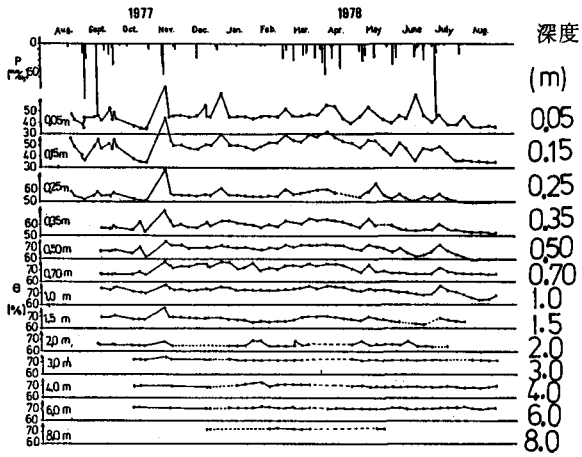


表1. 長池流域の表層の飽和・最小・平衡水分量

深度 (m)	代表土柱高 L (㎜)	飽和水分量 Msat.			最小容水量 Mn			平衡水分量 Meq.		
		%	㎜	pF	%	㎜	pF	%	㎜	pF
0.05	100	77	77	0	46	46	1.9	36	36	2.7
0.15	100	77	77	0	55	55	1.8	36	36	2.7
0.25	100	79	79	0	60	60	1.7	50	50	2.8
0.35	125	76	95	0	63	79	1.7	54	68	2.5
0.50	175	80	140	0	72	126	1.6	60	105	2.8
0.70	250	80	200	0	75	188	1.5	68	170	2.0
1.00	400	79	316	0	75	300	1.7	65	260	2.8
1.50	500	75	375	0	70	350	1.7	62	310	2.4
合計	1750		1359			1204			1035	

ると 75～80％の範囲にあり，表層全体（深度1.75 mまで）の水分量は 1359 ㎜である。最小容水量は，pFでみると1.5～1.9の間にあり，従来いわれている1.5～2.0程度という値[4]とほぼ符合している。最小容水量を容積含水率でみると，46～75％という範囲にあり，深度の浅い程，容積含水率は小さな値であるが，これは深度の浅い部分は土壌帯であり，大空隙の占める割合が大きいためといえる。表層全体の最小容水量は1204㎜である。平衡水分量は，pFでみると1深度以外は2.4～2.8の範囲にあり，容積含水率でみると 36～68％の範囲にあり，表層全体では1035㎜である。表層全体の最小容水量と平衡水分量の差は 170㎜であり，飽和水分量と平衡水分量の差は 325㎜である。図2.(a)の表層タンクの底を平衡水分量状態Meq.と考え0とおくと，最小容水量状態Mnは 160㎜となり，表層タンクの上限を飽和状態Msat.とすると 290㎜（この値は325㎜に浸透域面積率0.90をかけて求めた）となる。

2－3. 長池試験流域の降雨時の水循環機構[5]

ここでは，長池試験流域を対象にして，降雨時の1時間単位の水循環の部分機構と全体機構を検討する。

(1) 直接流出機構

長池流域は4.4 haの微小流域のため，到達時間が非常に短く数分程度であるので，1時間単位の雨量と直接流出量の比はそのまま直接流出率と考えられる。表2には，長池流域の1時間単位の直接流出率を示すが，1時間単位の直接流出率は7～11％の範囲にあることがわかる。そこで，図2の日単位の水循環モデルと同様に飽和域に降る約 10％の降雨が直接流出になると考える[6]。

(2) 地下水流出機構

長池流域における地下水流出は不圧地下水流出であり，地下水流出量 Qg と地下水貯留量 Sg との間の地下水流出の貯留関数は $Qg = CS^2g$ で表され，タンクモデルで表示すると図2.(a)中に示すようになることは前報で述べた。降雨時の1時間単位についても同様な貯留関数およびタンクモデルで表されると考える。ただし，時間単位が1日から1時間になるので，$Qg = 0.000113S^2g$ となる。

(3) 樹冠遮断と浸透量

長池流域の浸透域は雑木林となっており，降雨時の場合には樹冠遮断を考慮する必要がある。表3は，長池流域の林内雨量と林外雨量の比を時間雨量階級別にまとめたものである。この表をみると，林内雨量は林外雨量の約 74％に相当するので，浸透域に降る雨量 $Pi = 0.90P$ の74％に相当する $0.67P$ が土中への浸透量Iとなり，$Ic = 0.23P$ が樹冠遮断となると考える。

(4) 不飽和帯の水分保留の動態

まず，流域全体を対象として，降雨時の1時間単位の水収支式⑧により不飽和帯の水分保留量変化△Msを算出する。

$$P - Q = Ic + \triangle Ms + \triangle H \cdot Pa + \triangle Ws \qquad \cdots ⑧$$

ここで，P：時間雨量，Q：流出量，Ic：樹冠遮断量，△H：地下水位変化，Pa：有効空隙率（長池流域では0.04），△Ws：地表水の貯留量変化（長池流域では池の貯留量変化に相当する）である。

ついで，地下水帯を対象とした水収支式⑨により，地下水涵養量Gを求める。

表2. 長池流域の1時間単位の直接流出率

時間雨量の階級P（㎜/hr）	サンプル数	直接流出率 平均値(%)	直接流出率 標準偏差(%)
0≦P＜5	301	9.1	8.4
5≦P＜10	41	7.4	2.9
10≦P＜15	12	8.3	3.0
15≦P＜20	4	9.5	1.0

表3. 長池流域の林内雨量と林外雨量の比

時間雨量の階級 P（㎜/hr）	サンプル数	林内雨量/林外雨量の平均値
0≦P＜5	238	0.65
5≦P＜10	22	0.74
10≦P	6	0.74

図5. 長池流域の不飽和帯水収支結果

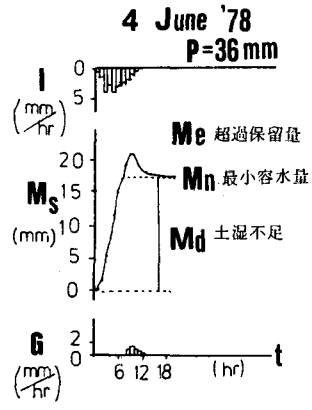
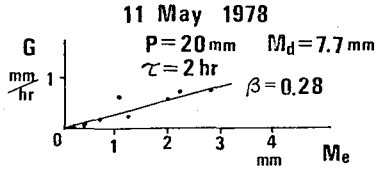


図6. 長池流域の不飽和帯の超過保留量Meと地下水涵養量G



$$G - Qg = \triangle H \cdot Pa \qquad \cdot\cdot\cdot ⑨$$

こうして求めた△MsとGを用い，不飽和帯を対象とした水収支式⑩により，浸透量Ｉを算出する。

$$I - G = \triangle Ms \qquad \cdot\cdot\cdot ⑩$$

こうして得た不飽和帯の水収支結果を図５に例示する。降雨終了後，半日程で不飽和帯水分量Msは安定状態になっているが，これが最小容水量Mn状態と考えられる。このMnと降雨前の水分量との差が土湿不足Mdである。MsがMn以上の時の超過分が超過保留量Meである。

前報[2]の図８には，テンシオ・メーターによる降雨時の不飽和帯の水分保留の深度別動態を示してあるが，これをみると土湿不足や超過保留の生ずる領域は不飽和帯の中でも表層の土壌帯の部分が主であると推察される。

(5)　地下水涵養機構

図５をみると，地下水涵養量Ｇと超過保留量Meとの間に次式のような関係式の存在が推定される。

$$G(t) = \beta Me\ (t - \tau) \qquad \cdot\cdot\cdot ⑪$$

ただし，β：定数，ｔ：時間，τ：遅れ時間。

各降雨について，図６に示すように，MeとＧとの相関図を描くと，図のようにＧとMeの間には，⑪式の関係が成り立っていることが分った。地下水涵養機構の定数βとτの一覧表を表４に示すがβは0.15～0.45の範囲にあり，平均値は0.28であり，τは０～４ hrの範囲にあり，平均値は２hrである。なお，⑪式をタンク・モデルで表示すると，図７のようになる。

(6)　水循環モデル

以上，述べてきた水循環の各過程の部分機構を合成して，図８に示す“降雨”時の１時間単位の水循環モデルを作成した。図８(a)にはタンクモデル表示で，図８(b)には数式表示で描いてある。地下水涵養機構の定数は，平均値のβ＝0.28，τ＝２hrを用いた。降水Ｐの内，飽和域に降るPd＝ＩｓＰ（Ｉｓ：飽和域面積率で0.10）は直接流出Ｄとなり，浸透域に降るＰｉ＝ＩｉＰ（Ｉｉ：浸透域面積率で0.90）の中でＩｃ＝0.23Ｐは樹冠に遮断され，残りのＩ＝Ｐｉ－Ｉｃが土中に浸透する。Ｉは土湿不足を満たした後，地下水涵養量Ｇは超過保留量Meに比例し時間遅れτをもって地下水に涵養される。地下水貯留量Ｓｇの２乗に比例する地下水流出量Qgに直接流出量Ｄが加わり，流出量Ｑとなる。図７の降雨時の水循環モデルによる流出量Ｑと地下水貯留量Sgの計算値と実測値を比較した結果を図９に例示するが，計算値と実測値はよく対応しており，モデルの妥当性が示されたといえる。

表４.　長池流域の地下水涵養機構の定数

No.	P (mm)	τ (hr)	β (hr^{-1})
1	13	3	0.20
2	15	4	0.15
3	18	3	0.20
4	23	1	0.35
5	42	0	0.20
6	55	3	0.35
7	29.5	1	0.45
8	45	0	0.18
9	20	2	0.28
10	36	1	0.38
11	25.5	2	0.30
12	40	1	0.27
		2	0.28

図７.　長池流域の地下水涵養機構のタンクモデルによる表示

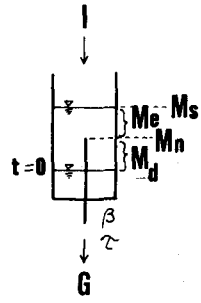


図８.　長池流域の降雨時の水循環モデル

(a)　タンク・モデル表示　　(b)　数式表示

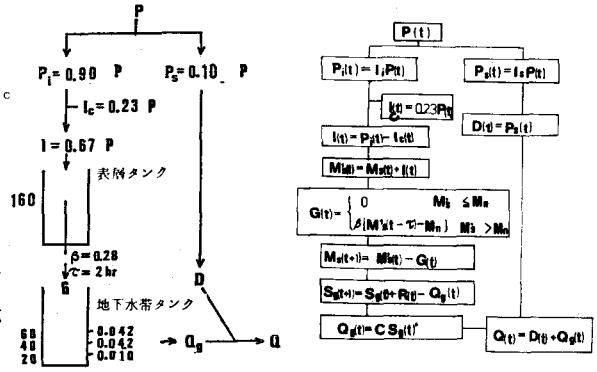
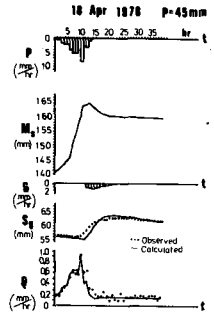


図９.　長池流域の降雨時の水循環モデルによる計算値と実測値の比較



3. 都市流域の水循環機構

3−1. 永山試験流域の概要

(1) 流域特性

永山試験流域は，多摩ニュータウン内の永山団地の一角に設置された，面積が約 2.8 ha の小試験流域である。また，本試験流域は，多摩川水系乞田川の支川の最上流部に位置する。この流域の開発前の地形と土地利用は長池流域と類似している。永山流域は宅地造成により谷部は盛土され，尾根部は切土された，標高 113 〜 119 m の緩傾斜の土地であり，図10 に示すように中層集合住宅が10棟建つ住宅地の都市流域である。表 5 には永山流域の土地利用が示されている。図11 には永山流域の地質を示すが，谷部は大部分ロームであるが尾根・斜面には一部砂層がみられる。標高 108〜110 m にある層厚 2 m の粘土層の下部が難透水層と考えられ，その上部に不圧地下水が存在する。

(2) 水文観測の方法

永山試験流域では，図10 に示すように，雨量，流出量，蒸発量，地下水位，不飽和帯水分量といった水循環過程に沿って一貫した水文観測が行われている。

3−2. 永山流域の長期水収支

(1) 1 年間の水文観測結果

図12 には，永山流域における 1978 年 12 月から 1979 年 11 月までの 1 年間の雨量・地下水位・流出量の観測結果が示されている。図中，P は日雨量，H は地下水位標高，D は流出量を表す。図 12 をみると，流出量 D は雨量 P とよく対応しており，無降雨日には流出量がないことがわかる。この現象は，地下水位が流量観測所より低いことを考え合わせると，流出量 D は直接流出量であり，地下水流出量は含んでいないと考えられる。また，地下水位の変動に着目すると，W 1 と W 2 は降雨によく反応しているが，W 3 は反応せず目詰まりの可能性があるので解析には用いない。また，図 13 には 1 年間の不飽和帯水分量の観測結果を示す。

図12. 永山流域の 1 年間の雨量・地下水位・流量の観測結果

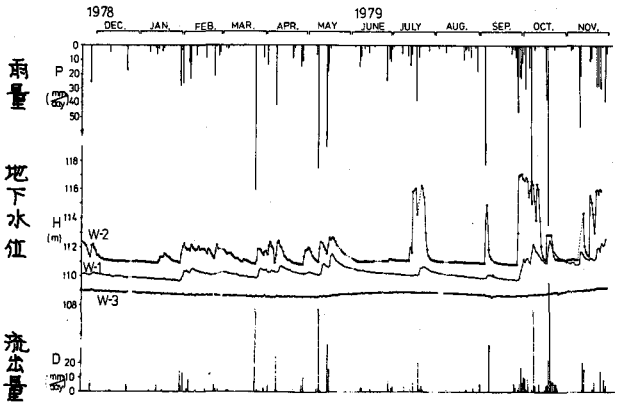


図 10. 永山試験流域の概要

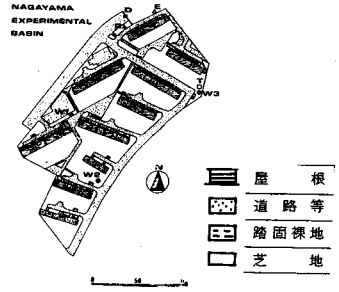


表 5. 永山流域の土地利用

土地利用	面積(ha)	面積率(%)
屋根	0.35	12.5
道路等	1.03	36.7
踏固裸地	0.14	5.0
芝地	1.28	45.7
合計	2.80	100.0

図11. 永山流域の地質

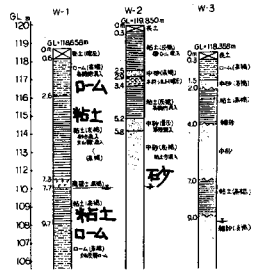
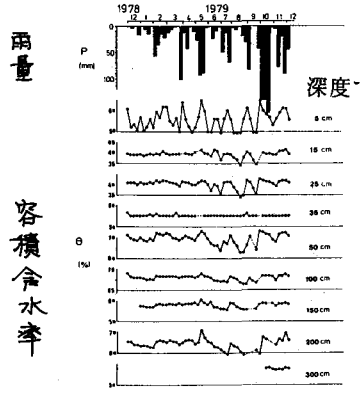


図13. 永山流域の 1 年間の不飽和帯水分量の観測結果



(2) 年・月・週単位の水収支

永山流域の流域全体の水収支式は，次式で表せる。

$$P-(D+Qg+E)=\triangle Ms+\triangle H\cdot Pa \quad \cdots ⑫$$

前述したように，永山流域では地下水流去Qgが観測されていないので，⑫式にはQgとEという2つの未知数があり，このままでは解析できない。ところで，地下水帯の水収支式は，次式で表せる。

$$G-Qg=\triangle H\cdot Pa \quad \cdots ⑬$$

⑫，⑬式より，次式が得られる。

$$P-(D+G+E)=\triangle Ms \quad \cdots ⑭$$

この⑭式が永山流域の水収支の基本式である。⑭式の中には未知数がGとEの2つある。ところが，地下水涵養のおこる降雨時には，最大地下水位変化を△Hmaxとすると，

$$G\fallingdotseq\triangle H\,max\cdot Pa \quad \cdots ⑮$$

でGは近似的に求まる。なお，地下水位変化部分の有効空隙率Paは土質試料の室内実験結果より0.014とする。⑮式よりGが求まるので，⑭式は解析できる。なお，流域平均の地下水位変化はW1が盛土部，W2が切土部をそれぞれ代表すると考え，加重平均して算出した。

以上の方法により求めた年および月単位の水収支結果の一覧表を表6に示す。表6の中でEimpは不浸透域からの蒸発量で，降雨日数に一律1㎜をかけて算定する。Eiは浸透域からの蒸発散であり，浸透域の単位面積当りに換算すると約1000㎜／年となり，長池流域の約900㎜／年と大差ないことがわかる。浸透域からの月別蒸発散高についても，永山流域の方が冬季に若干大きな値を示す他は大差がないように思われる[1]。

図14には，永山流域と長池流域の年単位の水収支結果の比較を示すが，これをみると都市流域は自然流域と比べると，直接流出率が5倍も大きいかわりに，地下水流出率が半分程度と小さく，蒸発散の割合も0.6倍程度と小さい。直接流出率の増大は，自然流域である長池流域においては直接流出の生起領域が池・湿地などの飽和域であるのに対して，都市流域である永山流域においては直接流出の生起領域が建物・道路等の不浸透域であるためと考えられる。また，永山流域ではこの不浸透域が流域の50％程度を占めるため，浸透域が減少して地下水涵養量が減少したため自然流域である長池流域に比べて地下水流去量が少ないと考えられる。蒸発散量に関しても，主要な蒸発散面である浸透域の減少が都市化に伴う蒸発散量の減少をもたらしたと考えられる。図15，16には月と週単位の水収支結果を示すが同様のことがいえる。

表6. 永山流域の年および月単位の水収支

年	月	日数(日)	P(㎜)	D(㎜)	G(㎜)	△Ms(㎜)	E(㎜)	Eimp(㎜)	Ei(㎜)	Ei*(㎜/日)
1978	12	27	21.5	5.2	0.2	-16.4	32.5	2.0	30.5	2.35
1979	1	29	22.0	6.5	2.2	-10.1	23.4	6.0	17.4	1.25
	2	29	130.0	47.5	30.9	25.0	26.6	12.0	14.6	1.05
	3	27	21.5	4.3	0.0	-15.8	33.0	8.0	25.0	1.93
	4	32	168.5	90.9	28.8	3.6	45.2	5.0	40.2	2.62
	5	30	210.0	123.9	33.0	1.9	51.2	7.0	44.2	3.07
	6	30	34.0	5.8	0.2	-35.1	63.1	7.0	56.1	3.90
	7	46	142.0	48.6	13.6	8.7	71.1	16.0	55.1	2.50
	8	29	134.5	40.6	21.8	- 9.2	81.3	10.0	71.3	5.12
	9	36	323.5	125.9	71.5	30.4	95.7	18.0	77.7	4.50
	10	31	250.5	165.8	31.8	10.5	42.4	8.0	34.4	2.31
	11	21	155.5	63.9	51.8	5.4	34.4	9.0	25.4	2.52
		367	1613.5	729.9	285.8	- 1.1	599.9	108.0	491.9	2.79

図14. 永山流域と長池流域の年の水収支の比較
(a)永山流域（都市流域） (b)長池流域（自然流域）

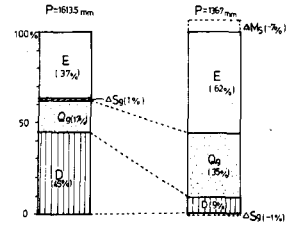


図15. 永山流域と長池流域の月別水収支の比較
(a)永山流域（都市流域） (b)長池流域（自然流域）

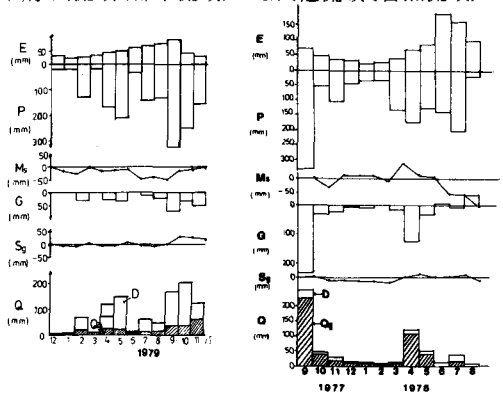
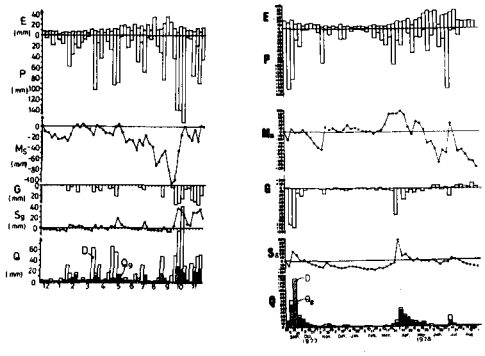


図16. 永山流域と長池流域の週別水収支の比較
(a)永山流域（都市流域） (b)長池流域（自然流域）



3－3. 永山流域の短期水収支[7]

(1) 降雨時の観測結果

図17.(a) には，永山流域における降雨時の雨量・地下水位・流出量の観測結果を例示する。この図をみると，流出ハイドログラフは降雨のハイエトグラフと非常によく対応しており，降雨のピークと流出のピークは同時刻におこっていることがわかる。降雨に対する地下水位の応答に関しては，W２の応答が最も早く，水位の上昇高も大きい。ついでW１の上昇高も大きい。しかし，W３の地下水位は降雨量が大きくてもほとんど変動しない。W３はストレーナーが目詰りしている可能性が大きいので解析の対象から除くことにする。図16.(b) には，永山流域の深度0.05～2.0 m までの８深度のテンシオメーターによる不飽和帯水分量の降雨時の観測結果の１例を示す。この図をみると，深度 0.05 m の水分量の変化が最も早く，しかも変動幅も最大である。深度が深い程，水分量の立ち上がりが遅い傾向がみられる。

(2) 降雨期間単位の水収支

⑬，⑭，⑮式に基づき，永山流域を対象として降雨期間単位の水収支を行った。その結果を図18 (a)に示す。図18 (b)には，自然流域である長池流域の降雨期間単位の水収支結果を比較のために示してある。この図をみると，自然流域（長池流域）では直接流出量の割合が10％程度であるのに，都市流域（永山流域）ではそれが30～60％程度もある点が非常に異なることがわかる。そこで，図19 に示すように永山流域と長池流域の一雨ごとの雨量と直接流出量の相関図を描いた。一雨雨量をＰ，直接流出量をＤとおくと，次式が成り立つ。

永山流域（都市流域）：$D = 0.52P - 1.0$ ・・・⑯

長池流域（自然流域）：$D = 0.098P - 0.5$ ・・・⑰

直接流出率を f（＝D／P）とかくと，長池流域では f ≒ 0.10 であり，f の値は池・湿地という飽和域の占有面積率 Is に等しい。一方，永山流域では f ≒ 0.52 であり，f の値は不浸透域面積率 Iimp に等しく，山口ら[8]と同様な結果が得られた。即ち，

都市流域(永山流域)：f ≒ Iimp（永山流域では Iimp＝0.52）

自然流域(長池流域)：f ≒ Is （長池流域では Is ＝0.10）

図17. 永山流域の降雨時の観測結果

(a) 雨量・地下水位・流出量　(b) 不飽和帯水分量

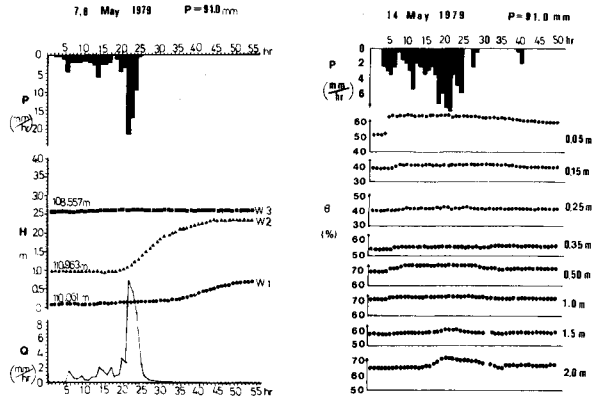
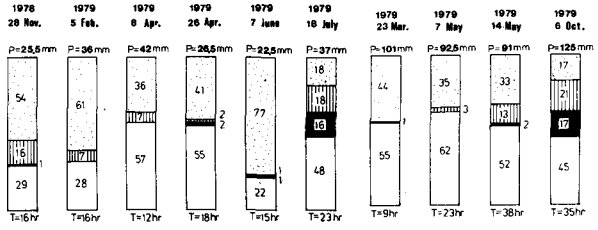
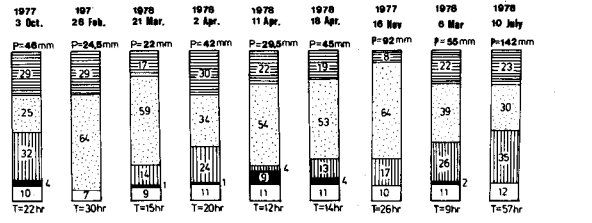


図18. 永山流域と長池流域の降雨期間単位の水収支の比較

(a) 都市流域（永山流域）



(b) 自然流域（長池流域）



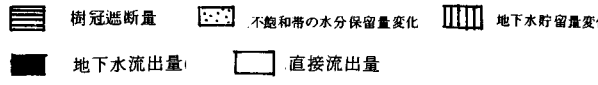
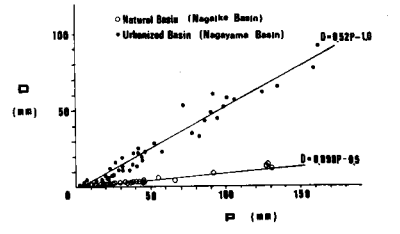
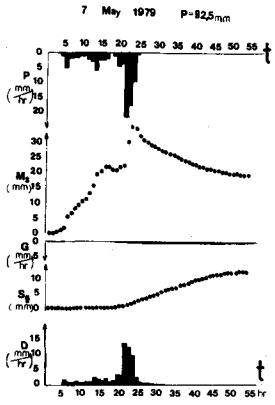


図19. 永山流域と長池流域の一雨ごとの直接流出率の比較



一方，図17において，不飽和帯の水分保留量の変化と地下水貯留量の変化の和である地下貯留量変化に着目すると，長池流域（自然流域）では70％程度であるのに対して，永山流域（都市流域）では40％前後の値となっている。これは，長池流域では浸透域が90％程度あるのに，永山流域では浸透流域が48％程度しかない影響といえる。なお，永山流域では図19をみてもわかるように，不浸透域以外の芝生地などの浸透域に降る降雨はほとんど全部地中へ浸透していると考えられる。また，自然流域では20％程度の樹冠遮断があるが，都市流域では当然だが樹冠遮断はほとんどない。地下水流出量に関しては，都市流域と自然流域に大差はみられないが，地下水貯留量変化に関しては，都市流域の方が若干少ない傾向がみられる。これは，都市流域では浸透域面積率が小さく，浸透機会が少ないため地下水涵養量が自然流域に比べて小さいためと考察される。

図20. 永山流域の降雨時の1時間単位の水収支結果



(3) 降雨時の1時間単位の水収支

図20には永山流域の降雨時の1時間単位の水収支解析結果の1例を示す。不飽和帯の水分保留量Msが土湿不足を満たした後に地下水涵養Gが始まり，降雨終了後1日程度でMsは安定状態，換言すると最小容水量Mn状態となる。その時点で地下水貯留量Sgもピークとなる。直接流出量Dは，時間雨量Pとよく対応していることがわかる。

3－4. 永山流域の日単位の水循環機構

永山試験流域の直接流出・地下水流出・地下水涵養・蒸発散という各部分機構について検討し，全体機構を究明する。

(1) 直接流出機構

図19と⑯式で示したように，一雨ごとの直接流出Dは，

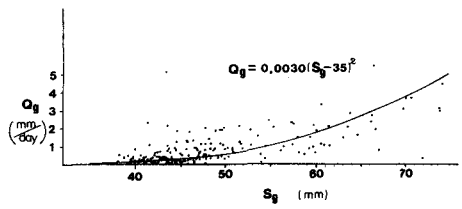
$$D = 0.52P - 1.0$$

で表されるが，日単位でも同様な式が成り立つと考える。上式は次のように一般化してかける。

$$D = I_{imp} \cdot P - I_{imp} \cdot L \quad \cdots ⑰$$

ここで，Lは降雨時の不浸透域における損失で，屋根・道路などの初期吸収・窪地貯留と不浸透域からの蒸発である。永山流域の場合，$I_{imp} = 0.52$，$L \fallingdotseq 2$ mmである。

図21. 永山流域の地下水貯留量と地下水流出量の相関図



Sg：地下水貯留量

Qg：地下水流出量

(2) 地下水流出機構

永山流域の地下水貯留量Sgは，W1，2において地下水位H_1，H_2が観測されているので次式で求まる。

$$Sg = \triangle H \cdot Pa + So \quad \cdots ⑱ \quad ; \quad \triangle H = (\triangle H_1 A_1 + \triangle H_2 A_2)/A \quad \cdots ⑲$$

ここで，△Hは流域平均の地下水位変化，Paは地下水位変化部分の有効空隙率で永山流域の場合0.014である。Soは地下水貯留量の初期値で，1978年11月21日の値を50 mmと仮定した。A_1はW1の代表する領域（盛土部）の面積1.8 ha，A_2はW2の代表する領域（切土部）の面積1.0 ha，Aは流域面積である。

一方，無降雨日の地下水流去量Qgは，その日の地下水貯留量Sgの減少分に等しいと考えられる。すなわち，

$$Qg = -dSg/dt \quad \cdots ⑳$$

により，無降雨日の地下水流去量Qgは推算できる。

こうして求めた，永山流域の無降雨日の地下水貯留量Sgと地下水流出量Qgの相関図を図21に示す。永山流域では不圧地下水流出であり，地下水流出量Qgは地下水貯留量Sgの2乗に比例し，次式で表される。

$$Qg = 0.0030(Sg - 35)^2 \quad \cdots ㉑$$

比例定数に注目すると，長池流域の0.0027とほぼ同程度の値であることがわかる。

(3) 地下水涵養機構

地下水涵養機構は，長池流域で述べたように，

$$G = \begin{cases} 0 & Ms \leqq Mn \\ \beta(Ms - Mn) & Ms > Mn \end{cases} \quad \cdots ㉒$$

で表される。長池流域では，日単位の水循環モデルでは，$\beta = 1$ としたが，永山流域では地下水の涵養が降雨終了後1日程度続くので，$\beta = 0.7$ とする。一方，平衡水分量状態を0とした場合の最小容水量状態 Mn の値に関しては，以下に述べる2点を勘案して100 ㎜とした。

1) 図16に示すように，永山流域の1年間の不飽和帯水分量の最大値と最小値の差が110 ㎜程度であること。

2) 表7に示す永山流域の飽和・最小・平衡水分量によると，最小容水量と平衡水分量の差は159 ㎜であり，流域全体に換算すると約80 ㎜であること。ただし，表7中の平衡水分量は pF 2.7の時の水分量として求めた。同様に，飽和水分量は pF 0の時の水分量として求めた。最小容水量は，不飽和帯水分量の降雨後の安定状態の値として求めた（図17 (b)参照)。

(4) 日単位の水循環モデル

永山流域の日単位の水循環モデルを図22に示す。図22 (a)はタンク・モデルによる表示であり，図22 (b)は数式表示である。降雨Pの内，不浸透域に降る降雨Pimpは1 ㎜の損失以外は全て直接流出Dとなる。損失量はその後蒸発する。浸透域に降る降雨Piは，全て浸透し，不飽和帯水分量Ms と最小容水量Mn の大小により㉒式に従って地下水へ涵養される。不圧地下水流出の貯留関数 $\{Qg = CSg^2\}$ に従って，地下水は流出する。なお，浸透域からの蒸発散Eiは月別の水収支から求めた月蒸発散量を小型蒸発計蒸発量により比例配分して推算した。不浸透域からの蒸発は降雨毎に最大1 ㎜（不浸透域換算L＝2 ㎜）とする。

図23には，この水循環モデルによる計算値と実測値を示す。直接流出量Dと地下水貯留量Sgの計算値と実測値はよく対応しており，モデルの妥当性が示された。

表7. 永山流域の表層の飽和・最小・平衡水分量

深度 (m)	代表土柱高 ℓ (㎜)	飽和水分量 Msat. %	㎜	pF	最小容水量 Mn %	㎜	pF	平衡水分量 Meq. %	㎜	pF
0.05	100	66	66	0	63	63	1.2	47	47	2.7
0.15	100	41	41	0	40	40	1.2	34	34	2.7
0.25	100	44	44	0	41	41	0.5	34	34	2.7
0.35	125	57	71	0	56	70	0.2	55	69	2.7
0.50	325	74	241	0	71	231	1.3	62	202	2.7
1.00	500	73	365	0	71	355	1.8	66	330	2.7
1.50	500	61	305	0	60	300	0.8	54	270	2.7
2.00	500	73	365	0	66	330	1.2	57	285	2.7
合計	2250		1498			1430			1271	

図22. 永山流域の日単位の水循環モデル

(a) タンク・モデル表示　　(b) 数式表示

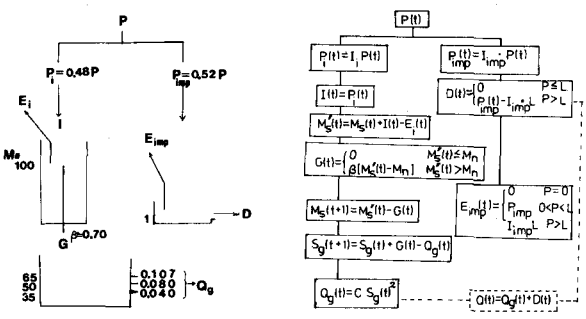
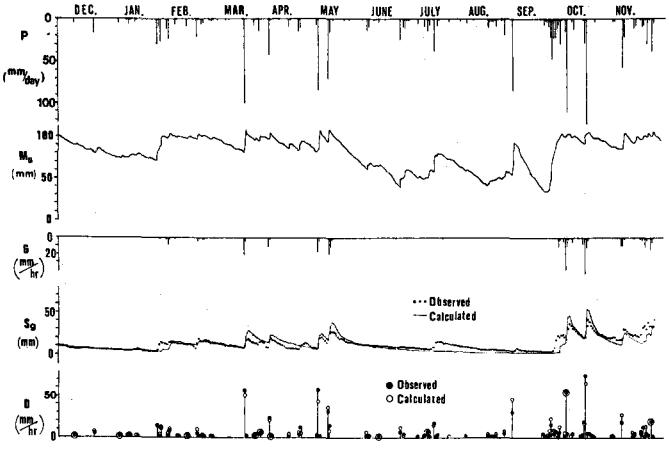


図23. 永山流域の日単位の水循環モデルによる計算値と実測値



P：雨量，Ms：不飽和帯の水分保留量
G：地下水涵養量，Sg：地下水貯留量
D：直接流出量

3－5. 永山流域の降雨時の水循環機構

ここでは，永山流域の降雨時の1時間単位の水循環機構について検討する。

(1) 直接流域機構[9)]

永山流域は，流域面積2.8 haの微小流域であるので，降雨時の1時間単位の直接流出機構を考える際には，不浸透域に降る降雨はそのまま直接流出になるとする。ただし，⑯式を考慮して，1 ㎜の初期損失（不浸透域換算でL≒2 ㎜）を考慮する。

$$D(t)=\left\{\begin{array}{ll} 0 & \Sigma P(t)\leqq L \\ P\,imp(t)=I\,imp\cdot P(t) & \Sigma P(t)>L \end{array}\right\} \quad \cdots ㉓$$

(2) 地下水流出機構

永山流域の日単位の地下水流出機構は，不圧地下水流出の貯留関数㉑式で表されることはすでに述べたが，㉑式中の右辺の（Sg－35）はSgとおきかえてもよい。すなわち，次のようになる。

$$Qg=0.0030\ Sg^2 \quad \cdots ㉑'$$

降雨時の1時間単位でも，日単位の不圧地下水流出の貯留関数$Qg=C\,Sg^2$が成立すると考え，㉑′式の比例定数を1時間単位に換算する。すなわち，次式が得られる。

$$Qg(t)=0.000125\ Sg(t)^2 \quad \cdots ㉔$$

タンクモデル表示においては，図22.(a)の地下水帯タンクの流出孔の係数を1時間単位に合うように換算する。

(3) 地下水涵養機構

永山流域の降雨時の1時間単位の水収支解析結果に基づき，降雨時の不飽和帯の超過保留量Meと地下水涵養量Gの相関図を描いた。その一例を図24に示す。他の例も同様な傾向を示し，地下水涵養機構は次式で表される。

$$G(t)=\left\{\begin{array}{ll} \beta Me(t-\tau) & 0\leqq Me<5 \\ 0.5 & 5\leqq Me \end{array}\right\} \quad ㉕$$

表8には他の降雨の場合のβ，τを示すが，$\beta=0.1$，$\tau=0$ hr と固定してもよいと思われる。永山流域の場合，Meが5 ㎜以上では，Gが一定値 0.5 ㎜／hr（浸透域に換算すると1 ㎜／hr）になる点が長池流域と大きく異なる。しかも比例定数βが0.1であり，長池流域の⅓程度である。遅れ時間τは0 hrであり，長池流域の2 hrより小さい。㉕式は，次のように変形できる。

$$G(t)=\left\{\begin{array}{ll} 0 & 0\leqq Ms<Mn \\ 0.1\{Ms(t)-Mn\} & Mn\leqq Ms<Mn+5 \\ 0.5 & Mn+5\leqq Ms \end{array}\right\} \quad ㉖$$

この㉖式で表される地下水涵養機構をタンク・モデルで表示すると，図25中の表層タンクのようになる。

図24. 永山流域の不飽和帯の超過保留量Meと地下水涵養量G

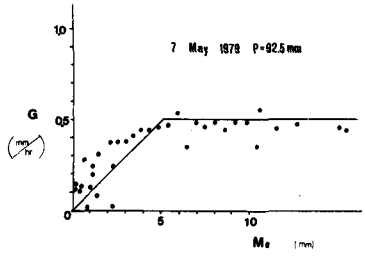
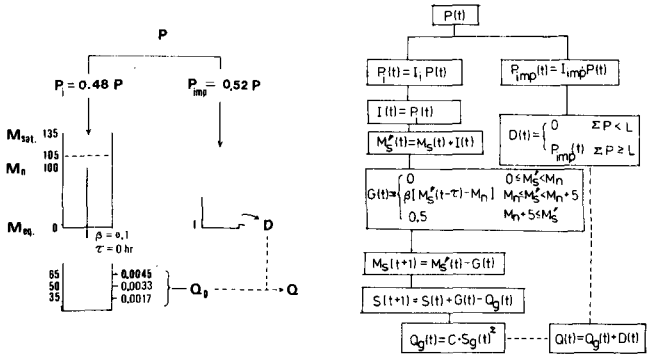


表8. 永山流域の地下水涵養機構の定数

	P (㎜)	τ (hr)	β
1	25.5	0	0.10
2	36.0	0	0.10
3	8.5	0	0.10
4	101.0	0	0.10 (Me≧5 G=0.5)
5	42.0	0	0.10 (Me≧5 G=0.5)
6	26.5	0	0.09
7	92.5	0	0.10 (Me≧5 G=0.5)
8	91.0	0	0.10 (Me≧5 G=0.5)
9	22.0	0	0.07

図25. 永山流域の降雨時の1時間単位の水循環モデル

(a) タンク・モデル表示　　(b) 数式表示

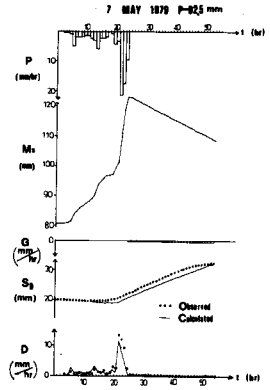


(4) 降雨時の水循環モデル

以上述べてきた降雨時の水循環の部分機構を合成して，図25に示す永山流域の降雨時の1時間単位の水循環機構モデルを作成した。降雨Pのうち，不浸透域に降るPimp＝0.52 Pは㉓式に従い直接流出となる。浸透域への降雨Pi＝0.48 Pは土中へ浸透し，不飽和帯水分量Msを増大させるとともに，㉖式に従い一部は地下水涵養Gとなる。地下水貯留量Sgの2乗に比例する地下水流出Qgがある。

こうして得た，永山流域の降雨時の1時間単位の水循環モデルによる直接流出量Dと地下水貯留量Sgの計算値と実測値を比較した結果を図26に例示する。この図をみると，直接流出量と地下水貯留量の両方とも，計算値と実測値はよく対応しており，モデルの妥当性が示されたといえる。

図26. 永山流域の降雨時の水循環モデルによる計算値と実測値

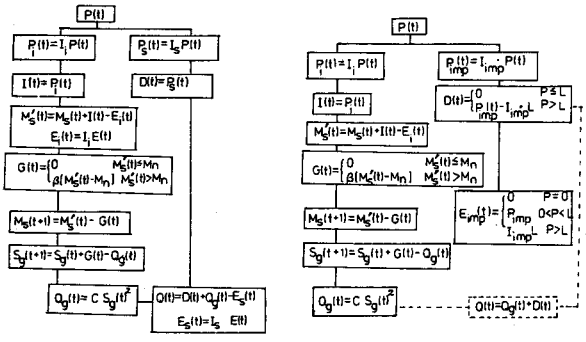


4. 丘陵地の水循環機構に対する都市化の影響

ここでは，自然流域（長池流域）と都市流域（永山流域）の水循環モデルの比較により，丘陵地の水循環機構に対する都市化の影響について述べ，本稿の結論とする。図27には，自然流域と都市流域の日単位の水循環モデルを示し，図28には自然流域と都市流域の降雨時の1時間単位の水循環モデルを示す。表9には，自然流域と都市流域の水循環モデルのパラメーターの比較を示す。これらの図表は，丘陵地の水循環機構に対する都市化の影響を表している。これらを参考にして，丘陵地の水循環機構に対する都市化の影響に関する考察を以下に列記する。

図27. 自然流域と都市流域の日単位の水循環モデル

(a) 自然流域（長池流域）　(b) 都市流域（永山流域）

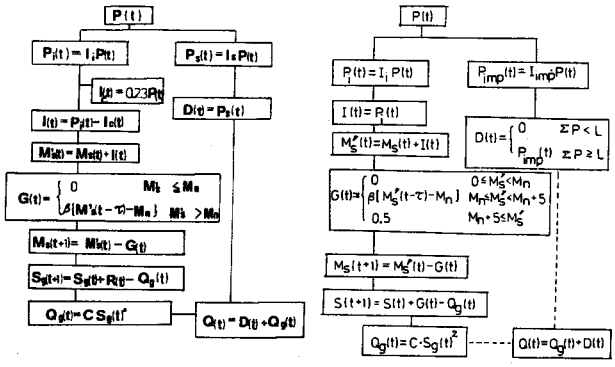


(1) 直接流出機構に関しては，直接流出の生起領域が，自然流域の場合には湿地・池という飽和域であるのに対して，都市流域の場合には，建物・道路などの不浸透域である。従って，直接流出率は自然流域の場合には飽和域面積率Is(長池流域ではIs＝0.10）にほぼ等しいのに対して，都市流域の場合には不浸透域面積率Iimp(永山流域ではIimp＝0.52）にほぼ等しい。一方，浸透域への降雨は，本研究で解析対象とした降雨に関する限り，自然流域でも都市流域でもほとんど浸透すると考えられる。これは，対象流域の表層地質が浸透性のよい関東ローム層で被覆されているためといえる。

(2) 地下水流出機構に関しては，自然流域も都市流域も不圧地下水流出の貯留関数である

図28. 自然流域と都市流域の降雨時の水循環モデル

(a) 自然流域（長池流域）　(b) 都市流域（永山流域）



{ $Qg = CSg^2$ } で表され，両者の定数は日単位で0.003程度の同様な値を示し，地下水流出機構に対する都市化の影響は小さい。

(3) 地下水涵養機構に関しては，地下水涵養域である浸透域が，自然流域に比べて都市流域では少ない点が大きな影響を与えている。表9をみるとわかるように，日単位では地下水涵養機構の比例定数βが自然流域では1であるのに対して，都市流域では0.7と若干小さく，地下水涵養が長びく傾向がみられる。降雨時の1時間単位では，地下水涵養機構の定数βが自然流域では0.28であるのに対して都市流域では0.1と⅓程度である。遅れ時間は，自然流域では2hrであり，都市流域では0hrである。特に，都市流域では，超過保留量Meが5㎜以上になると地下水涵養は0.5㎜（浸透域に換算すると1㎜/hr）で一定となる。以上の結果は両流域の水文地質特性と対応していると考えられる。表10には両流域の浸透域の表層（深度2㎜程度まで）の水恒数を平衡水分量を0として示してあるが，最小容水量と平衡水分量の差は自然・都市流域とも200㎜前後でほぼ等しいが，飽和水分量と最小容水量の差は自然流域では140㎜程度であるのに対して，都市流域では70㎜程度と約半分であり，都市化に伴い重力水の移動できる空隙の減少が顕著にみられる。

(4) 蒸発散に関しては，自然流域では全域が蒸発散面であるが，都市流域では不浸透域からは降雨毎に1㎜（不浸透域換算で2㎜）程度までの蒸発しかなく，蒸発散面の減少がみられる。

表9. 自然流域と都市流域の水循環モデルのパラメーターの比較

(a) 日単位の水循環モデルのパラメーター

	自然流域（長池流域）	都市流域（永山流域）
直接流出	$D(t)=I_s\cdot P(t)$ $[I_s=0.10]$	$D(t)=I_{imp}(P(t)-L)$ $\{I_{imp}=0.52\}$ $\{L=2\}$
浸透	$I(t)=I_i\cdot P(t)$ $\{I_i=0.90\}$	$I(t)=I_i\cdot P(t)$ $\{I_i=0.48\}$
地下水流出	$Qg(t)=C\cdot Sg(t)^2$ $(C=0.0027)$	$Qg(t)=C\cdot Sg(t)^2$ $(C=0.0030)$
地下水涵養	$G(t)=\begin{cases}0 & M_s'(t)<M_n\\ \beta(M_s'(t)-M_n) & M_s'(t)\geq M_n\end{cases}$ $\{\beta=1.0\}$	$G(t)=\begin{cases}0 & M_s'(t)<M_n\\ \beta(M_s'(t)-M_n) & M_s'(t)\geq M_n\end{cases}$ $\{\beta=0.7\}$
蒸発散	$E_s(t)=I_s\cdot E(t)$ $E_i(t)=I_i\cdot E(t)$	$E_{imp}(t)=\begin{cases}0 & P(t)=0\\ I_{imp}\cdot P(t) & 0\leq P(t)<L\\ I_{imp}\cdot L & P(t)\geq L\end{cases}$ $E_i(t)=I_i\cdot E(t)$

(b) 降雨時の水循環モデルのパラメーター

	自然流域（長池流域）	都市流域（永山流域）
直接流出	$D(t)=I_s\cdot P(t)$ $\{I_s=0.10\}$	$D(t)=\begin{cases}0 & \Sigma P<L\\ I_{imp}\cdot P(t) & \Sigma P\geq L\end{cases}$ $\{I_{imp}=0.52,\ L=2\}$
浸透	$I(t)=I_i\cdot P(t)-I_c$ $\begin{bmatrix}I_i=0.90\\ I_c=0.23P(t)\end{bmatrix}$	$I(t)=I_i\cdot P(t)$ $\{I_i=0.48\}$
地下水流出	$Q_g(t)=C\cdot S_g(t)^2$ $\{C=0.00011\}$	$Q_g(t)=C\cdot S_g(t)^2$ $\{C=0.00013\}$
地下水涵養	$G(t)=\begin{cases}0 & M_s'<M_n\\ \beta(M_s'(t-\tau)-M_n) & M_s'\geq M_n\end{cases}$ $\{\beta=0.28,\ \tau=2hr\}$	$G(t)=\begin{cases}0 & M_s'\leq M_n\\ \beta(M_s'(t-\tau)-M_n) & M_n\leq M_s'<M_n+5\\ 0.5 & M_n+5\leq M_s'\end{cases}$ $\{\beta=0.10,\ \tau=0hr\}$

表10. 自然流域と都市流域の浸透域の表層の水恒数

	自然流域（長池流域）	都市流域（永山流域）
飽和水分量Msat.	320 ㎜	280 ㎜
最小容水量Mn.	180 ㎜	210 ㎜
平衡水分量Meq.	0 ㎜	0 ㎜

謝　辞

本研究を進めるに当り，多大な御協力を賜った日本住宅公団南多摩開発局の関係各位，東大生産研の小池雅洋氏，日本工営の村上雅博氏，本学の内田善久・岡泰道・山本聡君に感謝の意を表します。なお，研究費の一部として東急環境浄化財団の助成を受けていることを付記する。

参考文献

1) 安藤・虫明・内田：丘陵地の小試験流域における水循環機構について，第23回水理講演会論文集，1979.
2) 安藤・虫明：丘陵地の自然状態の小試験流域における水循環機構，第24回水理講演会論文集，1980.
3) 金子良：農業水文学，共立出版．p11. 1973.　4) 山崎不二夫監修：土壌物理，養賢堂，p93. 1969.
5) 安藤・高橋・虫明：丘陵地の小試験流域における降雨時の水循環機構，土木学会第35回年講2部，1980.
6) 安藤・高橋・虫明：丘陵地における洪水流出率と流域の地被条件，第17回自然災害シンポ論文集，1980.
7) 安藤・虫明・山本：多摩丘陵の自然流域と都市流域の水収支の比較，土木学会第8回関東支部講，1981.
8) 山口高志他：都市における降雨流出調査—第1・2・3報，土木技術資料13, 14, 15, 1971～1973.
9) 安藤・高橋・山本：多摩丘陵の都市化小試験流域における流出機構，土木学会第8回関東支部講，1981.