貯蓄関数型モデルによる土壌および基岩からの流出成分の分離

井倉, 洋二
九州大学農学部附属演習林

https://doi.org/10.15017/10885

出版情報：九州大学農学部演習林報告. 70, pp.13-42, 1994-03-30. 九州大学農学部附属演習林
バージョン：
権利関係：

貯留関数型モデルによる土壌および基岩からの流出成分の分離*

井 倉 洋 二**

抄　　録

本論文では，森林の水源涵養機能を定量的に評価するために，森林が関与する土壌と関与しない基岩のそれぞれが，雨水流出過程に及ぼす調節機能を分離することを目的として，貯留関数型モデルによる流出成分の分離がおこなわれた．ここで扱われた流出成分は，従来の概念的な区分ではなく，流出の生起場としての土壌および基岩から流出する成分と定義され，それぞれ土壌流出成分，基岩流出成分と名付けられた．

分離方法として，土壌と基岩をそれぞれひとつのタンクとして，その流出機構および土壌から基岩への浸透機構の物理性を反映した貯留関数型モデルが開発された．モデル化にあたって，基岩流出成分の運動式は線形関数で与えられ，ハイドログラフの逓減率から運動定数が定められた．また，土壌流出成分および土壌から基岩への浸透成分の運動式の係数については未知パラメーターとされた．

九州大学宮崎演習林理水試験地の雨量と流量データについてモデルを適用した結果，基岩流出成分は全流出量の10%弱であり，その時間変化はきわめて緩慢であるという結果が得られた．また，得られたパラメーターの物理的意義が検討され，土壌流出成分の運動係数P_1が土壌の孔隙組成を，また，土壌から基岩への浸透成分の運動係数P_2が地質・地形的要因を反映するパラメーターであることが示唆された．

流出成分の分離結果の妥当性については，本モデルの改良も含めて，他の手法との関連等，多面的な検討が必要であることが示された．

キーワード：基岩流出成分，土壌流出成分，流出成分分離，流出モデル，貯留関数

1．序　　論

1.1. 研究の背景

1.1.1. 森林の水源涵養機能

森林流域における雨水の流出には，土壌中の孔隙構造が最も大きくかつ直接的に関与すると考えられている．土壌中に浸透した雨水は，大小さまざまな孔隙に貯留され，孔隙の大きさに応じた時間配分によって，河川へ流出する成分や，下層の基岩へ浸透する成分に振り分けられる．短時間にまとまって供給される雨水が，長期間にわたって均等化されて流出するような変換機構を，われわれは水源涵養機能と呼んでいる．

水源涵養機能は，森林の存在によって形成され，維持されるものであるという考えは，

---

* INOKURA, Youji : Separation of Soil Water Runoff and Bedrock Water Runoff from River Hydrographs using the Storage Type Model.

** 九州大学農学部附属演習林
Research Division of University Forests, Faculty of Agriculture, Kyushu University, Sasaguri, Fukuoka 811-24

わが国では古くから経験的な知見として知られていた．ところが一方で，森林は蒸散によって水を消費するため，水源涵養上マイナスであるという考えや，水源涵養機能には，土壌よりもその地質基盤としての基岩の影響が大きく，森林の存在は重要ではないとする考えが，少なからず存在する．このように，森林の水源涵養機能についての相対する評価が存在する背景には，いまだ明らかにされていない問題点が存在している．森林水文学の最終目標ともいえる森林の水源涵養機能の解明において，必要とされる課題について整理しておく．

1.1.2. 森林，土壌，基岩が雨水流出へ及ぼす機能

図1は，雨水流出過程に関与する空間的な場としての森林，土壌および基岩が，雨水流出現象に及ぼす機能を表したものである．

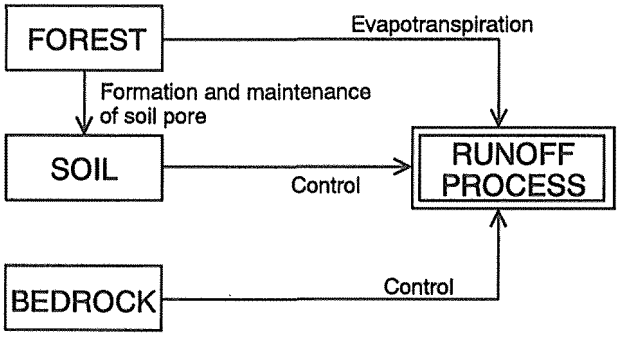

Fig. 1 Influence of forest, soil and bedrock on the runoff process.
図1 森林，土壌，基岩が雨水流出過程へ及ぼす機能

土壌は，前述のように大小さまざまな孔隙中に雨水を貯留し，徐々に河川へと流出させることにより，雨水流出に対する調節機能を果たしている．また，基岩は，不透水層であれば割れ目に，透水層であればその間隙に雨水を貯留することにより，土壌と同様の調節機能を果たしている．このような土壌と基岩の持つ雨水流出への調節機能が，その土地が有する水源涵養機能なのである．

一方森林は，雨水流出に対して，直接的には蒸発散という形で作用している．これは流出量を減少させるという点で，水源涵養機能の上ではマイナスの機能である．ところが森林は，土壌に対して，孔隙構造の形成・維持という形で，土壌が有する雨水流出への調節機能に対して間接的な役割を果たしている．つまり森林は，雨水流出に対して直接的にはマイナスの機能を持つが，間接的にはプラスの機能を持つという2面性を有しているのである．

そこで森林の水源涵養機能を評価するためには，このマイナスとプラスの機能のうち，どちらが大きいかを明らかにしなければならない．すなわちプラスの機能が大きければ，森林の水源涵養機能は高く，マイナスの機能が大きければ低いことになる．森林の水源涵養機能の解明とは，任意の森林状態において，これらの機能の定量的な評価が可能になることである．

1.1.3. 森林の水源涵養機能の解明における問題点

そこでもう一度，森林が雨水流出に及ぼす2つの機能について整理してみる．森林が及ぼすマイナスの機能としての蒸発散は，これまでの森林水文学における中心的課題の一つとして多くの研究成果が挙げられており，任意の森林状態における定量的な評価のための材料は，揃いつつあるものと考えられる．

これに対して，森林が及ぼすプラスの機能としての土壌の孔隙構造の形成・維持については，その定量的な評価には，ほとんど着手されていない．ここでは，将来解明されるべき課題として，次の2点を挙げることができる．

一つは森林と土壌の孔隙構造との関係である．すなわち，任意の森林状態において，土壌の孔隙構造の形成・維持機能がどの程度あるかということの定量的な評価の問題である．土壌の孔隙構造は，樹木だけでなく，草本，小動物，昆虫および微生物などを含めた，多様な生物相のまとまりとしての森林生態系によって形成・維持されている．しかしながら，このことは定性的な事実として知られていることであり，森林の存在と，土壌の孔隙構造の形成・維持機構との間の定量的な関係については，ほとんど明らかにされていないのが現状である．

二つめは，土壌の孔隙構造と雨水流出との関係である．すなわち，任意の土壌の孔隙構造において，雨水流出に対してどの程度の調節機能を持つかということの定量的な評価の問題である．この問題は，実は基岩の問題とも密接に関連している．何故なら，雨水流出に及ぼすその土地の調節機能は，土壌の調節機能と基岩の調節機能を合わせたものであり，土壌の調節機能を定量的に評価するためには，土壌と基岩の調節機能を分離することが必要である．したがってこの問題は，雨水流出に及ぼす土壌と基岩の調節機能を，定量的に分離することであるといいかえることができる．

1.2. 研究の目的

以上のような背景のもとに，本研究では二つめの課題，すなわち土壌と基岩の調節機能を分離することを目的とする．

水源涵養機能において主要な役割を果たすのは，土壌の孔隙構造であるが，土壌から基岩へ浸透した成分については，土壌とは異なった流出機構に支配される．このような基岩の役割については，流域の地質の違いが，低水流出に影響を与える(虫明ら，1981)ことがわかっており，この点を考慮すると，基岩の持つ調節機能も無視できないことになる．基岩の調節機能は，地質構造によって異なるものと思われるが，基岩での貯留・流出や土壌から基岩への浸透についての物理的な機構については明らかにされていない．この原因としては，1)これまでの雨水流出に関する研究は，洪水流出が中心であり，洪水流出に関与する成分は大部分が土壌中の水で，基岩の存在を無視しても差し支えなかったこと，2)基岩の存在形態が明確でなく，かつ多様であり，土壌から基岩への浸透機構が明らかでないこと，3)基岩における貯留機構および流出機構が一般化されておらず，また，流域内での水収支が完結しないことなどが考えられる．これまでの雨水流出に関する研究では，流出成分として表面流出，中間流出，地下水流出あるいは直接流出と基底流出といった概念的な区分がされ，土壌を通過する成分と基岩を通過する成分といった，流出の生起場による明確な区分がなされなかったのも，このような原因によるものであろう．

本論文では，雨水流出における土壌と基岩の調節機能を分離するための第一段階として，流出成分の分離をおこなう．すなわち，従来の流出成分に関する視点を変えて，土壌を経由して流出する成分と基岩を経由して流出する成分を，ハイドログラフ上で明確に分離し，それぞれの成分が水収支において，あるいは洪水流出や低水流出においてどのように寄与しているかを明らかにしようとするものである．従来，このような視点から流出成分の分離をあつかった研究はなく，方法的にも困難であると考えられる．したがって本論文では，このような分離方法の検討に主体を置いた．

2. 研究方法

2.1. 用語の定義

本論文は，雨水流出のプロセスにおいて，土壌のみを通過して河道へ流出する成分と，土壌から基岩へ浸透し，基岩から河道へ流出する成分とを分離することを目的としている．そこでこれらの成分の名称として，前者を土壌流出成分，後者を基岩流出成分と呼ぶことにする．また，流出量については，それぞれ土壌流出量，基岩流出量とする．このような流出成分の区分方法は，流出の生起場に基づいたものであり，従来の区分方法とは若干異なっている．

図2は，従来の流出成分の区分方法と，本論文における区分方法を比較したものである．基底流出については，近年では不飽和浸透流の解析による物理的な意義づけ(例えば瀬口ら，1982；鈴木，1984)もなされてはいるが，直接流出，基底流出という分け方はもとも

<table>
<tr><th>source stratum of runoff</th><th>conceptual separation of hydrograph</th><th>conceptual separation of runoff process</th><th>separation in this paper</th></tr>
<tr><td>surface</td><td rowspan="2">direct runoff</td><td>surface runoff</td><td>surface runoff</td></tr>
<tr><td rowspan="2">soil</td><td>prompt subsurface runoff</td><td rowspan="2">soil water runoff</td></tr>
<tr><td rowspan="2">base runoff</td><td>delayed subsurface runoff</td></tr>
<tr><td>bedrock</td><td>groundwater runoff</td><td>bedrock water runoff</td></tr>
</table>

Fig. 2 Comparison with various methods of separation of runoff components.
図2 雨水流出プロセスにおける流出成分の区分方法の比較

とハイドログラフ上での概念的な区分であり，流出のプロセスによって分けられてはいない．また，表面流出，中間流出，地下水流出という区分は，流出のプロセスによって分けられてはいるが，これも概念的であり，流出の生起場という点ではあいまいである．中間流出は土壌からの流出であるが，地下水流出は，土壌飽和帯からの流出も，また基岩中の地下水帯からの流出も含んでいる．両者は，土壌と基岩という母材の違いによって，そこに存在する地下水の運動則が異なるだけでなく，両者間には水のない空間が存在すること

は珍しくない．このようなものをまとめて地下水流出あるいは基底流出と呼ぶのは，流出の生起場という観点から考えると，きわめてあいまいなものである．したがって本論文では，流出の生起場を明確に区別するために，土壌流出成分，基岩流出成分という名称を用いることにした．

2.2. 研究方法

河川流出量の中から，土壌流出成分または基岩流出成分のみを抽出した実測データは存在しない．基岩流出成分を近似するものとして，岩盤から湧き出す湧水の流出量を利用することも可能であると考えられるが，種々の地質・地形条件における基岩流出成分の値を一般的に求めることは困難である．したがって，分離結果の妥当性を評価するためには，多面的な検討が必要である．

このような点から，本研究におけるアプローチの方法として，(1)流出モデルを用いる方法と，(2)水質を利用する方法を考えた．本論文では，(1)の方法についての検討をおこなうこととし，(2)については稿を改めて検討したい．

流出成分を分離するための流出モデルとして，汎用性および計算の容易さという点で，タンクモデルを基本型と考えた．タンクモデルは非線形モデルであるが，各タンクの流出口における流出量と貯留量の関係をそれぞれ線形で表現しているため，現実の流出機構の物理性を必ずしも反映していない．そこで本論文では，各タンクの貯留量と流出量の関係を非線形を含めた貯留関数で表現した，貯留関数型モデルを開発した．このモデルは，パラメーター集中型のいわゆる概念モデルであるが，土壌と基岩における流出機構の違いを貯留関数で表現することにより，物理的妥当性のある分離結果が得られることを目指した．

2.3. 対象流域と用いたデータの概要

本論文で，モデルの適用に用いたデータは，九州大学宮崎演習林の26林班に所在する大藪川森林理水試験地(以下，宮崎演習林理水試験地と略す)での流量と雨量である．

図3は，宮崎演習林理水試験地流域の地形を示している．当地は九州山地中央部に位置し，標高1500m以上の急峻な山が連なる地域である．地質的には西南日本外帯の四万十帯に属し，中生界および新生界の砂岩・頁岩・粘板岩・千枚岩などを主体とする四万十層群が分布する．また，わが国でも有数の多雨地帯であり，九州大学宮崎演習林庁舎(標高600m)における観測では，過去20年の平均年降水量は3319㎜である．

宮崎演習林理水試験地は，一ツ瀬川支流の大藪川源流域に位置し，標高1000～1300m，流域面積38.22haの流域である．本試験地は1978年に設置され，下流端(標高1000m)での流量と，流域内3ヶ所での雨量の観測がおこなわれている．流量の観測は，直角三角形の断面を持つコンクリート製フルーム(流路長7.5m，最大水深2.5m)において，流水の水深をチャート式自記水位計によって計測している．フルーム上での水位と流量の関係は，現地における流量の検定結果から，以下の式で与えた．

$$Q=0.006654\cdot H^{2.9035} \quad (H<30 \text{ の場合}) \tag{1}$$

$$Q=0.01868\cdot H^{2.6} \quad (H\geqq 30 \text{ の場合}) \tag{2}$$

ここで，Hは水位(cm)，Qは流量(l/sec)である．また，雨量は転倒桝型自記雨量計に

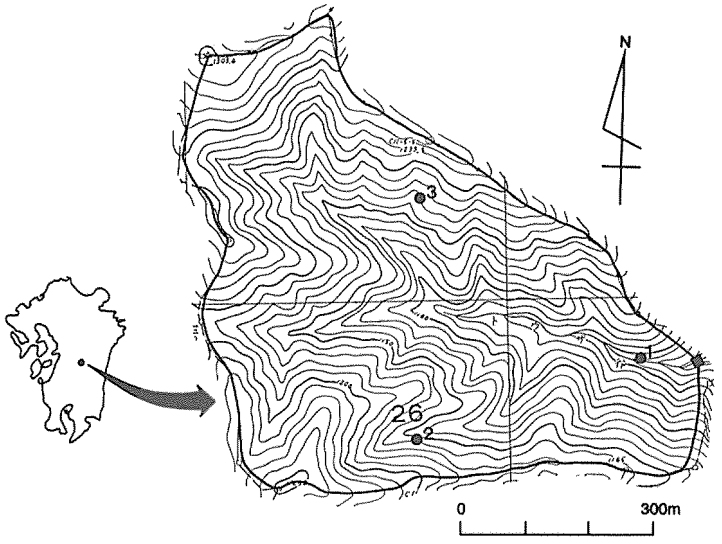

Fig. 3 Topographic map Oyabu Experimental Basin. (■: gauging weir; ●: rain gauge)
図3 宮崎演習林理水試験地の流域(■：量水施設 ●：雨量計)

よって計測されている.

本論では，流量と雨量について，データの信頼性が高いと思われる1990年と1991年の2年間のデータ(ただし1990年は3月10日から)を使用した．データの最小時間単位は10分であるが，ここでは1時間単位で用いた．雨量については，3ヶ所の観測地点におけるデータの算術平均を求め，流域の平均値とした.

3. 土壌および基岩における貯留・流出機構とそのモデル化

3.1. モデル化の方針

貯留関数において，流出量 Q と貯留量 S の関係は次式で表される[注)].

$$Q = K \cdot S^P \qquad (3)$$

従来の貯留関数は，流域全体を一つの貯留タンクと見なすいわゆる「概念モデル」であるが，本論文では，土壌および基岩のそれぞれを貯留タンクと考え，実際の流出機構の物理性をできる限り取り入れた集中型モデルの作成を目的とした．したがってモデル化のポイントは，土壌および基岩のそれぞれのタンクにおける流出量と，土壌から基岩への浸透量を，物理性を反映した形の貯留関数で表現することである.

そのための作業として，土壌および基岩における流出機構と，土壌から基岩への浸透機構についての検討が必要である．土壌における流出機構については，従来の森林水文学および斜面水文学の分野で多くの研究成果があり(例えばKIRKBY，1978；谷，1992)，これらの知見を用いた検討が可能である．しかしながら，基岩における流出機構や土壌から

基岩への浸透機構については，特に地質構造に支配される要因が大きいと考えられ，汎用性のあるモデル化をおこなうことは困難である．また，これらが検証できるような実測データが，蓄積されているわけではない．そこで本論文では，土壌から基岩への浸透や，基岩中の水の流動に関して，以下のような仮定を設けたうえでモデル化をおこなう．

(a)基岩の岩体は不透水層とし，基岩中の地下水は，割れ目等の空間において貯留され，流動する不圧地下水を考える．

(b)基岩中の地下水の流動を支配する運動則は，自由水の運動を考える．

(c)土壌から基岩への浸透は，基岩の割れ目のあるところのみで起こり，毛管ポテンシャルが支配する土壌孔隙から，自由水としての運動が可能な空間へ浸透する機構を考える．

図4はこれらの点を表現した模式図である．もちろん実際には基岩の形態はさまざまであり，このような仮定が当てはならない場合も多いであろう．この仮定は，中古生層の固結度の高い堆積岩または変成岩地域を念頭においたものである．また，現実には土壌と基岩の境界は明確ではないことが多い．多くの場合，風化した基岩礫と土が入り交じった中間的な形態を経て漸遷していくものと思われる．そのような場合でも，細かい孔隙を有し，毛管ポテンシャルに支配されるような土壌水としての性質を持つ場と，大きな空間を持ち，自由水としての性格を持つ場という基準で区別して考えることにする．

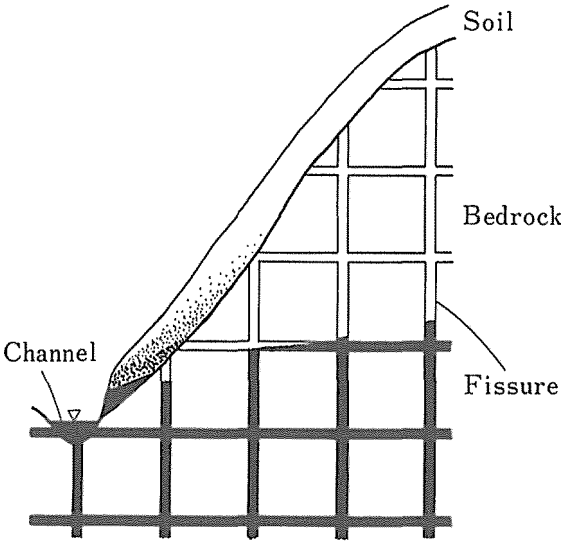

Fig. 4　Schematic diagram of soil and bedrock.
図4　基岩と土壌の模式図

注) 従来，貯留関数は $S=K'\cdot Q^{P'}$ の式で表されているが，本来流出量を求めるための式であることを考慮して，ここではこの式型を用いた．従来の係数との関係は，$P'=1/P$，$K'=K^{-1/P}$ である．

3.2. 土壌流出成分の流出機構

土壌流出成分は，ハイドログラフ上の区分では直接流出から基底流出までを含んだ幅広い流出成分である．ただしHorton型の表面流出は，わが国の森林流域ではきわめて稀な現象なので，ここでは想定しない．土壌中の水は，飽和帯と不飽和帯ではその流動形態が大きく異なるが，いずれの場合も単位面積当たりの流量q（比流束）は動水勾配dh/dsに比例する，すなわち次のようなダルシー則が成り立つことが知られている．

（飽和帯の場合） $$q = -K_S\frac{dh}{ds} \tag{4}$$

（不飽和帯の場合） $$q=-K\frac{dh}{ds} \tag{5}$$

ここで，K_Sは飽和透水係数，Kは不飽和透水係数である．

不飽和透水係数Kは，K_Sとは異なり，土壌の含水量によって大きく変化する．つまり動水勾配が同じであっても，含水量が大きい場合は，小さい場合よりも流量が大きくなる．不飽和透水係数と含水量の関係について，鈴木(1984)，谷(1985)は，基底流出を対象とした不飽和浸透流の解析において次式で表した．

$$K = K_S \cdot {S_e}^{\beta} \tag{6}$$

ここで，S_eは含水量を表す有効飽和度，βは不飽和状態での透水係数の低下を表す係数である．βの値は，雨水流法および貯留関数の運動式におけるPの値に相当し(鈴木，1984)，通常2～6程度の範囲である(福嶌，1992)．したがって，不飽和浸透流を考慮した基底流出を貯留関数で表現すれば，(3)式においてPの値の大きい，非線形な関数となろう．

一方飽和透水係数K_Sは含水量によって変化しないため，飽和帯におけるダルシー則を貯留関数で表現すると$P=1$の線形関係となる．雨水流法において地中流の基礎式として，$P=1$が用いられるのは，飽和帯でのダルシー則に由来するものである．しかしながらダルシー則は，均質な孔隙組成を持つ土壌について適応されるものであり，実際の森林土壌の孔隙組成はきわめて不均質である．この点が土壌流出成分の流出機構を考える上で重要である．森林土壌には，大小さまざまな径の孔隙が分布しており，おのおのの孔隙はその径に応じた吸引力を持っている．不飽和地中流においては，大きな吸引力を持つ小さい孔隙から飽和され，より大きな孔隙は水の通りみちとして機能しない．これに対して飽和地中流では，すべての孔隙が水の通りみちとして機能するので，飽和地中流が卓越する洪水流出時においては，土壌中に発達する生物起源のパイプ等巨大孔隙が排水路として果たす役割は大きい．このような巨大孔隙にはダルシー則は適用できず，例えば北原(1989)は，パイプは水理学的には管路として扱えることを示している．したがって，洪水時における飽和帯からの流出成分を貯留関数で表現する場合，パイプ等の巨大孔隙の役割を考慮すれば$P>1$の非線形な関数となる．

以上のように，土壌流出成分の流出量は不飽和帯，飽和帯のいずれの場合も貯留量と非線形な関数となることがわかった．不飽和帯，飽和帯をまとめて一つの貯留関数で表した場合，Pの値は流域の土壌中の孔隙組成や巨大孔隙等の発達状態を指標するパラメーターとして考えることができる．

3.3. 基岩流出成分の流出機構

基岩流出成分は，仮定のように基岩中の割れ目を流動する地下水による流出と考える．割れ目を流れる地下水の流速に関しては，レイノルズ数の制限を受けずに以下の式が成り立つ(UNESCO, 1972)．

$$I^{3/4}=\left(\frac{v}{K}\right)^{3/4}+\left(\frac{C}{100gw}v^2\right)^{3/4} \tag{7}$$

ここで，Iは動水勾配，vは割れ目の平均流速，Kは透水係数，gは重力加速度，wは割れ目の幅，Cは定数である．この式から，割れ目を流れる地下水の平均流速は，割れ目の幅と動水勾配の関数となり，水深には無関係であることがわかる．このことは，開水路における平均流速を与えるマニングの式においても同様である．

$$v=\frac{1}{n}R^{2/3}I^{1/2} \tag{8}$$

ここで，vは開水路の平均流速，nは粗度係数，Rは径深，Iは動水勾配である．径深Rは，断面積と潤辺の比であるから，水深hに比べて水路幅wが充分に大きい水路では$R\fallingdotseq h$となり，平均流速は水深の関数となる．ところが基岩中の割れ目のように水深に比べて水路幅wがきわめて小さい場合は，$R\fallingdotseq w/2$となり，平均流速は水路幅の関数となる．

以上のように，基岩中の割れ目を流れる地下水の平均流速は，水深とは無関係であることがわかる．これを貯留関数で表現すると，貯留量の変化に対して，平均流速は変化しないので，$P=1$の線形な関数となる．

3.4. 土壌から基岩への浸透機構

土壌における貯留量と土壌から基岩への浸透量の関係には，土壌中の孔隙組成のほかに，土壌と基岩の境界面の条件が大きく関わっている．このことに関連して，竹下(1989)は，高さ20 cmの円筒に粒径0.3 mmの砂を詰め，飽和させた後に下端の排水条件を変えて排水させる実験を行っている．図5 (a)に示すように，①吸水板接続，②自由水面接続，③フィルム状薄層流接触，④滴下の4条件で排水させたところ，24時間後の円筒内の水分量には，大きな違いが見られた．図5 (b)は，円筒内の水分量の逓減曲線である．この4条件を比較すると，①吸水板でサクションを与えた条件のものが最も早く排水され，②自由水面接続がこれに次ぎ，以下③，④の順で排水に時間がかかっている．特に③と④の場合，24時間経過後も，なお8～12 cm高の飽和帯を残しており，下端面で表面張力が働くために，負圧の状態で保持されている土壌中の水が，自由水に戻るためには，かなりの抵抗が働くことを示している．

このような実験結果を貯留関数で表現すると，図6のようになる．(3)式でPの値が異なるときの貯留量の逓減曲線を示しているが，この曲線は，図5 (b)の，排水条件が異なるときの円筒内の水分量の逓減曲線に対応していることがわかる．すなわち，負圧の状態で保持されている土壌中の水が，自由水に戻る際に大きな抵抗が働くことは，貯留関数におけるPの値が大きいことによって表現される．

現実の土壌から基岩への浸透を考えるとき，上記の実験結果に対応する状況として，図7のような2つの場合を考えることができる．図7 (a)は，細土に富む破砕帯のような割れ目に浸透する場合で，基岩中の地下水帯まで土壌が連続して充填されており，土壌飽和

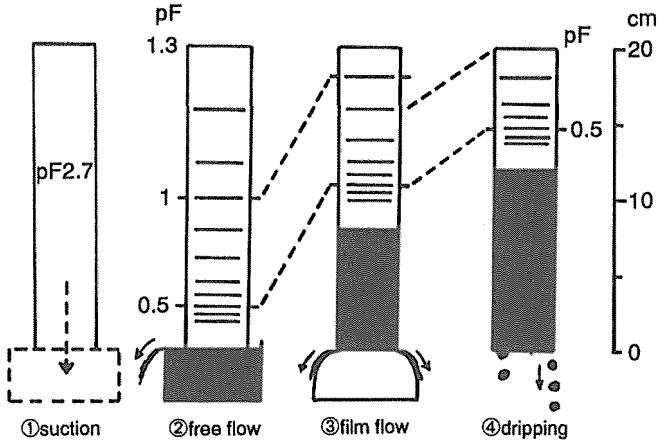

Fig. 5 (a) Water content of soil columns 24 hours after saturation under four different conditions.
図 5 (a) 飽和砂土を異なる条件下で排水した場合の24時間後の含水状況(竹下, 1989)

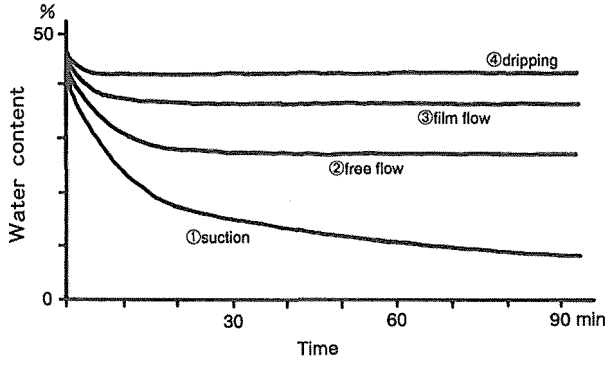

Fig. 5 (b) Change of water content of soil columns under four different conditions.
図 5 (b) 異なる条件下で排水した土柱貯留含水率の時間変化(竹下, 1989)

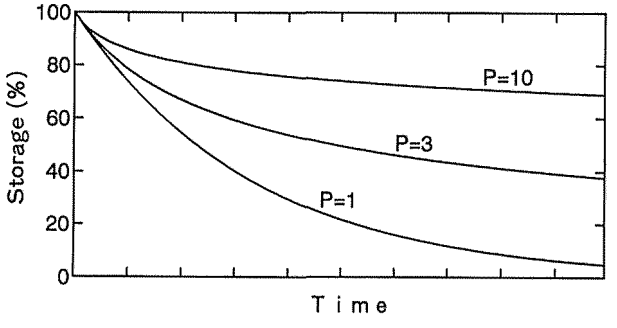

Fig. 6 Recession curve of storage in the storage function : $Q = K \cdot S^P$.
図 6 貯留関数 $Q = K \cdot S^P$ における貯留量 S の逓減曲線

帯と基岩地下水帯が連続して水で満たされている場合である．上記の実験では，①吸水板接続あるいは②自由水面接続に対応し，浸透する際に最も抵抗が小さい(*P*の値が相対的に最も小さい)と考えられる．これに対して，図7 (b)は，土粒子に乏しい割れ目や，礫層等に浸透する場合で，土壌中から水のない自由空間へ出ることになるので，実験条件の④滴下に対応し，表面張力によって最も大きな抵抗が働く(*P*の値が相対的に最も大きい)と考えられる．もちろんこれら二通りの状況は最も極端な場合であり，現実の流域では，両者の中間的な性格を有することが多いであろう．

以上のように，土壌から基岩への浸透機構は，土壌と基岩の境界面の状態によってその抵抗が異なり，モデル的には貯留関数の*P*の値によって表現できることがわかった．ただし，*P*の値が絶対値としてどのような値になるのかは，明らかではない．このような土壌から基岩への浸透機構における抵抗の大きさは，流域の地質的，地形的要因が関与するものといえよう．

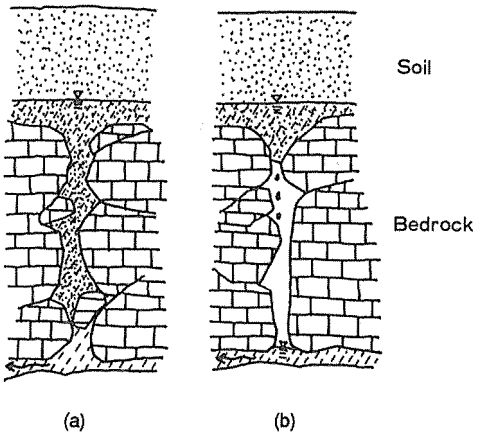

Fig. 7　Schematic diagram of the boundary of soil and bedrock.
(a) Fissures of bedrock are filled with soil and the saturated zone is continuous.
(b) Fissures of bedrock are not filled with soil and the saturated zone is separated.

図7　土壌と基岩の境界面の模式図

3.5.　モデルの構造

前節までに検討した内容をもとに，土壌流出成分と基岩流出成分が分離できる貯留関数型のモデルを作成する．モデルの作成にあたっては，前述のように土壌流出成分と基岩流出成分の流出機構および土壌から基岩への浸透機構の物理性を表現することを最も重視した．本モデルは水循環のすべてを説明することを目的としてはいないが，分離結果を評価するための現実のデータが存在しないため，全体のハイドログラフの適合性が重要となる．そこで土壌と基岩の機構以外の部分では，水循環の各過程の物理性を集中型モデルで表現したHYCYMODEL(福嶌・鈴木，1986)の考え方を取り入れた．

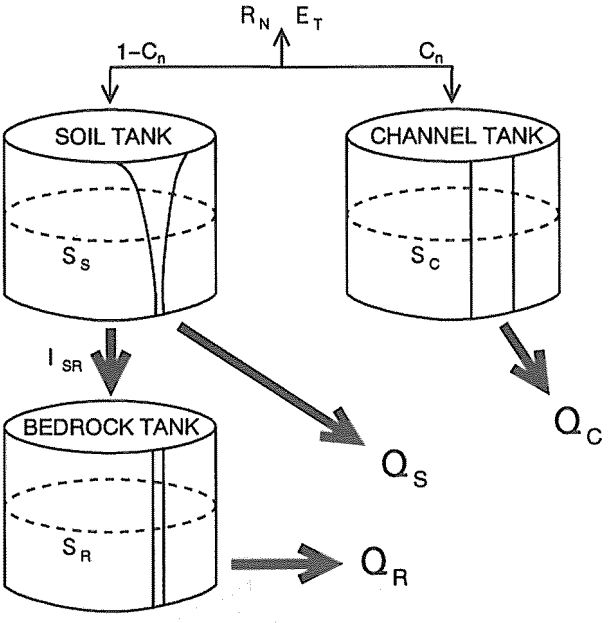

Fig. 8 Concept of the soil-bedrock storage model.
図8 土壌・基岩分離貯留モデルの構造

3.5.1. 概要

モデルは図8に示すように，河道，土壌，基岩を表す3つのタンクで構成され，土壌・基岩分離貯留モデルと呼ぶことにする．各々のタンクにおける貯留量と流出量の関係，および土壌タンクの貯留量と土壌タンクから基岩タンクへの浸透量の関係は，貯留関数で与えられるが，その関数型は，前節までの検討事項をもとに，実際の物理機構を表現するように考慮した．したがって，関数式はタンクによって異なっている．図ではそれぞれのタンクからの流出を形の異なるスリットで表現しているが，実際にタンクに水を入れて排水させたときの水位と流出量の関係を，モデルの関数型に近似したものである．

一般に森林で覆われた土壌では表面流出はほとんど発生しないが，河道およびその近傍の常に飽和しているようなところでは，雨水は浸透せずに表面流出となる．このように表面流出が発生するエリアを河道系，それ以外を斜面系として分け，全流域面積に占める河道系の面積比を C_n とする．

各々のタンクからは，貯留量の関数で与えられる流出量が発生する．河道タンクからの流出量を Q_C，土壌タンクからの流出量を Q_S，基岩タンクからの流出量を Q_R とすると，時間 t における全流出量 $Q(t)$ は，

$$Q(t) = Q_C^*(t) + Q_S^*(t) + Q_R^*(t) \qquad (9)$$

で与えられる．ここで，Q_C*は流域平均としての河道系からの流出量で，

$$Q_C^*(t) = C_n \cdot Q_C(t) \tag{10}$$

となる．また，斜面系からの流出量Q_S*，Q_R*は，

$$Q_S^*(t) = (1-C_n) \cdot Q_S(t) \tag{11}$$
$$Q_R^*(t) = (1-C_n) \cdot Q_R(t) \tag{12}$$

である．

河道タンクと土壌タンクには，地表到達雨量$R_N(t)$が供給され，蒸発散量$E_T(t)$が差し引かれる．基岩タンクには，土壌タンクからの浸透量$I_{SR}(t)$が供給される．

以上がモデル構造の概要である．以下，各成分ごとに述べていく．

3.5.2. 地表到達雨量と蒸発散量

地表到達雨量は，総雨量のうち樹冠遮断蒸発量を除いてタンクに入る雨量である．本モデルでは，水収支の適合性はさほど重視しないので，この部分は簡略化している．まず初期遮断蒸発量をR_0mm とし，降り始めの雨量からR_0mm を控除する．R_0mm を控除するのは，前の降雨との間が24時間以上開いた場合で，降り終わりから24時間以内で降り始める時は，連続降雨とみなして控除しない．さらに毎時の雨量から，遮断蒸発強度$E_i$mm を控除したものが地表到達雨量$R_N(t)$ となる．R_0，E_iは定数とし，これらの値は季節によって変化しない．

遮断蒸発量を除く蒸発散量(蒸散量と地面蒸発量および河道蒸発量)は，年蒸発散量をE_{TY}として与える．蒸発散量は月単位で変わるものとし，E_{TY}に月分布比e_rを乗じたものが，月蒸発散量である．e_rの値は，福嶌・鈴木(1986)の桐生試験地における値を参考に，表1のように定めた．時間tにおける蒸発散量$E_T(t)$ は，月蒸発散量を計算単位時間あたりの蒸発散量にしたものである．E_{TY}は，定数とする．

表1　モデルで使用した蒸発散量の月分布比e_r
Table 1　Monthly evapotranspiration ratio e_r for one year in the model.

Month	e_r	Month	e_r	Month	e_r
1	0.02	5	0.10	9	0.13
2	0.03	6	0.12	10	0.09
3	0.04	7	0.15	11	0.08
4	0.05	8	0.16	12	0.03

3.5.3. 河道における貯留と流出

河道タンクでは表面流出を想定している．貯留関数のPの値は，マニング式から$P = 5/3$とした．すなわち，河道流出量Q_Cは，河道貯留量S_Cの関数として，

$$Q_C(t) = K_C \cdot S_C(t-1)^{5/3} \tag{13}$$

で表される．ここで，K_Cはパラメーターとする．また，河道貯留量S_Cの変化は，

$$S_C(t) = S_C(t-1) + R_N(t) - E_t(t) - Q_C(t) \qquad (14)$$

である．なお，本モデルにおいて河道タンクを用いることは，土壌流出成分と基岩流出成分を分離する目的からは，必ずしも重要ではない．しかしながら，洪水流出におけるピーク流量は本モデルの土壌流出成分だけでは表現できない．したがって現実のハイドログラフとの適合性を考慮すると，表面流出を想定した河道タンクを用いることが適当であると考えた．

3.5.4. 土壌における貯留と流出および浸透

土壌タンクにおける貯留量S_Sと流出量Q_Sおよび基岩への浸透量I_{SR}の関係は，次式で与えられる．

$$Q_S(t) = K_S \cdot S_S(t-1)^{P_1} \qquad (15)$$

$$I_{SR}(t) = K_I \cdot S_S(t-1)^{P_2} \qquad (16)$$

ここで，P_1，P_2，K_S，K_Iはパラメーターとする．また，貯留量S_Sの変化は，

$$S_S(t) = S_S(t-1) + R_N(t) - E_t(t) - Q_S(t) - I_{SR}(t) \qquad (17)$$

となる．土壌流出成分としてのQ_Sは，パイプフロー等の速い流出成分から，不飽和浸透流の影響を受ける基底流出成分までを含んでいる．3.2節で検討したように，飽和，不飽和いずれの場合も土壌からの流出量は貯留量と非線形な関係にあり，パラメーターP_1は1より大きい値になることが予想される．P_1の値は，土壌の孔隙組成を総合的に表現するパラメーターといえる．

また，基岩への浸透量I_{SR}を与えるP_2の値は，3.4節で検討したように，土壌から基岩へ浸透する際の抵抗の大きさを表現するもので，P_2の値が大きいほど抵抗が大きくなる．これは土壌から基岩にかけて連続的に飽和帯が形成されているか，あるいは両者間に水のない自由空間が存在するかによって大きく異なるものと思われる．したがって，P_2の値は，地下水の存在形態を示唆するもので，その場の地質的，地形的要因が関与するパラメーターといえるであろう．

3.5.5. 基岩における貯留と流出

3.3節で検討したように，基岩からの流出は，割れ目を流動する地下水の流れとみなし，流出量Q_Rと貯留量S_Rの関係を次式で与える．

$$Q_R(t) = K_R \cdot S_R(t-1) \qquad (18)$$

このとき，貯留量S_Rの変化は，

$$S_R(t) = S_R(t-1) + I_{SR}(t) - Q_R(t) \qquad (19)$$

となる．ここで，K_Rはパラメーターとせずに，対象とする流域ごとに定数として求めることとした．年間を通じてハイドログラフの逓減が最も緩い時の流出を基岩流出成分のみの流出とみなすと，その時のハイドログラフの逓減率がK_Rである．

3.5.6. まとめ

以上が本モデルで与えた関係式で，パラメーターは，表2に示す5個である．これらのパラメーターは，いずれも各成分の運動則を与えるものであり，計算の時間単位に依存しない．本モデルでは，土壌流出成分と基岩流出成分を分離することが目的であるので，運動則に関係しない未知数(R_0，E_i，E_{TY}，C_n，e_r等)は，定数として，予め別の方法で求めることとした．なお，パラメーターK_C，K_S，K_Iの単位は，計算時間単位によってそれぞれの単位系に変換されるが，標準単位系をmm-dayとする．

表2　モデルにおけるパラメーター
Table 2　Unknown parameters in the model.

P_1, K_S	: parameter of storage function related to soil water runoff, respectively
P_2, K_I	: parameter of storage function related to infiltration from soil to bedrock, respectively
K_C	: parameter of storage function of a channel

4.　土壌・基岩分離貯留モデルの適用

本章では，モデルの具体的な計算方法を提示し，宮崎演習林理水試験地のデータについて適用する．本章で用いたデータは，1990年と1991年の時間単位および日単位の流量と雨量のデータである．

4.1. 計算方法

4.1.1. 計算の手順

本モデルを適用するデータの時間単位は，任意に決めることができるが，ここでは時間単位または日単位で使用する．また，計算期間は，初期貯留量の決定を容易にするために，原則として1月1日をスタートとし，12月31日までの1年間とした．

初めに3つのタンクについて初期貯留量をそれぞれ与え，それをもとに$t=1$の時の各タンクからの流出量を(13)式，(15)式および(18)式を用いて求める．全流出量は，(9)式で求められる．さらに(16)式からI_{SR}を求め，これらの値から(14)式，(17)式および(19)式を用いて$t=1$の時の各タンクの貯留量を求める．以下，この繰り返しで，計算期間中の任意の時間における各タンクからの流出量，貯留量，土壌タンクから基岩タンクへの浸透量が求められる．

計算にあたっては，定数として，河道系の面積比C_n，初期遮断蒸発量R_0，遮断蒸発強度E_iおよび年蒸発散量E_{TY}を予め与えなければならない．本計算において用いたこれら定数の値を表3に示す．C_nおよびE_iの値については，福嶌・鈴木(1986)を，R_0の値については，服部(1992)を参考にした．これらの定数を与えたうえで，計算の前段階として，各タンクの初期貯留量と，基岩流出成分の運動定数K_Rを決定する．

表3 モデルの計算で与えた定数
Table 3 Constants determined in the model.

C_n	= 0.05	: area of channel system to total system
R_0	= 2	: interception of initial rainfall (mm)
E_i	= 0.2	: evaporation rate (mm/hr)
E_{TY}	= 400	: evapotranspiration not including interception (mm)

4.1.2. 初期貯留量および基岩流出成分の運動定数 K_R の決定

一般に12月から1月にかけては，年間で最も流量が少なくなるので，この時期を計算の開始時点とすることは，初期貯留量を決定するうえで都合がよい．まず，(18)式における K_R の値を，渇水期のハイドログラフから決定する．一般に，年間で最も流量が少ない時期は，無降雨日が半月以上続いていることが多く，土壌水分が極めて少なくなっていると考えられる．竹下(1990)によると，土壌中の小孔隙以上の孔隙に貯留された水は，およそ20日程度で排水されるとしており，最も流量が少ない時には，大部分が基岩流出成分であると考えられる．そこで，年間で最も流量の少ない時期(すなわち，逓減が最も緩いとき)の逓減曲線を，基岩流出成分の逓減曲線とみなす．基岩流出量は(18)式で与えられるので，その逓減式は，

$$Q_R = Q_{R0} \cdot \exp(-K_R \cdot t) \qquad (20)$$

となる．ここで Q_{R0} は，基岩流出成分の逓減開始流量である．逓減曲線をこの式にあてはめることにより，K_R が求められる．

次にそれぞれのタンクの初期貯留量を決める．$S_C(0)$ は，直前にまとまった雨量がないかぎり0とする．そこで第1番目の流量データ $Q(1)$ を，渇水期の流量は大部分が基岩流出成分であることを前提に，$Q_R(1)$ と $Q_S(1)$ に適当に分離する．$S_R(0)$ は，$Q_R(1)$ から逆算して求められる．$S_S(0)$ は，土壌タンクの貯留量が，最も少ない時期でも0にならない程度の適当な値を，$Q_S(1)$ を参考にして決めることとする．

4.1.3. パラメーターの決定方法

5つのパラメーターには，初期値とステップを与え，1つづつ順番に値を変えながら計算させ，最適値を探索した．最適値の決定には，次の2つの誤差評価式を用いた．

$$F_1 = \frac{1}{N} \Sigma \frac{|Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t)|}{Q_{obs}(t)} \qquad (21)$$

$$F_2 = \frac{|S_{RL} - S_R(\mathrm{LN})|}{S_{RL}} \qquad (22)$$

(21)式で，Q_{obs} は流量観測値，Q_{cal} は流量計算値で，N はデータ数である．F_1 は，計算期間内の全データについての，観測流量と計算流量の平均相対誤差を表すものである．

(22)式で，S_{RL} は，予め設定した最終基岩貯留量で，$S_R(\mathrm{LN})$ は，計算で求められた，計算期間の最後の基岩貯留量の値である．最終基岩貯留量 S_{RL} は，計算期間の最後に基岩貯留量が取るべき値として，初期貯留量 $S_R(0)$ とともに予め与えることとする．S_{RL} の

決め方は，$S_R(0)$ と同様に，計算期間の最後の観測流量 Q(LN) を，Q_R(LN) と Q_S(LN) に分離し，Q_R(LN) の値から逆算する．このような評価式を用いた理由は，以下のとおりである．

基岩流出量が全流出量の中で相対的に小さい場合，基岩流出量の大小は，全流出量に大きく影響しない．この場合，全流出量の相対誤差だけでは，基岩流出量の値を評価することは困難である．そこで，基岩貯留量が計算期間の最後にとるべき値を設定することにより，基岩流出量を評価することを考えた．すなわち，F_2 は計算で求めた基岩貯留量の最終値の相対誤差であり，基岩流出量を評価するための値である．

最適パラメーターの探索においては，F_2 の値が 10 %以内という条件で，F_1 の値が最も小さくなるようなパラメーターを求めている．ただし，5 つのパラメーターは相互に影響し合っているため，一度にすべての最適パラメーターを求めることは困難である．初期値を変えれば，全く違った値にたどりつくことがあるからである．特に P_1 と P_2 を同時に求めることは困難である．そこで P_1 と P_2 は仮に定数として与え，残りの 3 つのパラメーターについて最適値を求めるという方法をとった．P_1 と P_2 の組み合わせ別に残りの 3 つの最適パラメーターを求め，その時の誤差を比較して，最終的に全パラメーターの値を決定した．

このような最適パラメーターの決定には，試行回数が膨大なものとなる．そこで，時間単位のデータであっても，P_1，P_2 の値と，他のパラメーターのおおまかな値については，日単位の計算で決め，その後に時間単位の計算で細かい値を決定することにした．

4.2. 宮崎演習林理水試験地データへの適用結果

宮崎演習林理水試験地の1990年，1991年のデータについて，計算をおこなった．使用したデータの水収支を表 4 に示す．1990年のデータの開始日は，3 月10日である．本地域はわが国でも有数の多雨地帯であり，理水試験地での年平均降水量は3500 mm を越える．1991年は特に降水量が多く，5000 mm を越えている．また，この年は流出率が100%を越えており，隣接流域から基岩中の地下水が多量に流入していることが考えられる．

与えた定数の値は，前節で述べたように，表 3 に示すとおりである．また，各タンクの初期貯留量と，基岩タンクの最終貯留量および基岩流出成分の運動定数 K_R は，表 5 のように決めた．

表 4　宮崎演習林理水試験地における水収支
Table 4　Water balance of Oyabu Experimental Basin.

year		1990*	1991
precipitation	(mm)	3666.7	5014.1
stream flow	(mm)	3298.6	5447.4
loss	(mm)	368.1	-433.3
runoff ratio	(%)	90.0	108.6

*period of observation : Mar. 10-Dec. 31

表5 宮崎演習林理水試験地の計算で与えた初期貯留量，最終貯留量とK_Rの値
Table 5 Initial and final storage of each tank and constant K_R determined before calculation in the model.

year		1990	1991
initial storage of channel tank	: $S_C(0)$(mm)	0	0
initial storage of soil tank	: $S_S(0)$(mm)	50	40
initial storage of bedrock tank	: $S_R(0)$(mm)	88	41
final storage of bedrock tank	: S_{RL}(mm)	41	39
constant K_R	: K_R(day^{-1})	0.017	0.017

4.2.1. 日単位記録への適用結果

まず日単位記録へ適用してみる．方法的には前節で述べたように，日単位記録でおおまかなパラメーターの値を決め，最終的に時間単位記録で決定することになるが，本モデルの試用にあたって，日単位記録と時間単位記録で，別々にパラメーターを求めてみることにする．

初めに$P_2=1$，$P_1=2$として計算し，他の3つのパラメーターの最適値と，その時のF_1，F_2の値，および各成分の年流出量を求めた．次にP_1とP_2の値を順に変えていき，同様の計算をおこなって，F_2が10%以内でF_1が最も小さくなるような，全パラメーターの組み合わせを求めた．ただし，河道流出量の係数K_Cについては，計算では値が小さくなるほどF_1が小さくなった．しかしながら河道流出成分は，本来短時間で流出する成分で，その逓減率は土壌流出成分と比べて十分に大きくなるはずである．したがって，計算において$K_C \geqq 0.1$という条件を設けた．

得られた5つのパラメーターの値を表6に示す．1990年と1991年では，やや異なった値が求められた．本来これらのパラメーターは，流域に固有の値をもつものと考えられるので，年によって異なるべきではないが，本モデルが試用段階であることを考慮して，ここでは年ごとに求めてみた．

図9は，求められたパラメーターで計算した，日流量のハイドログラフである．観測流出量と，計算で求められた全流出量および基岩流出量を示している．基岩流出量の変化は緩慢で，年間を通じて大きな変動が見られない．平均相対誤差F_1の値は，表6に示したように，1990年は22.6%，1991年は24.0%である．

4.2.2. 時間単位記録への適用結果

次に時間単位記録へ適用する．日単位記録で求めたP_1とP_2の値はそのまま採用し，K_C，K_S，K_Iについて，最適パラメーターを探索した．条件は日単位記録の場合と同様で，F_2が10%以内でF_1が最も小さくなるような値を求めた．

求められたパラメーターおよびF_1，F_2の値を表7に示す．日単位記録で求められた値と比較すると，平均相対誤差F_1は小さくなっており，明らかに時間単位記録を用いる方が適合性が良いことがわかる．3つのパラメーターの値について比較すると，K_Iには大きな変化はないが，K_Sは日単位記録での値よりも1990年では45%，1991年では27%大

表6　宮崎演習林理水試験地日単位記録への適用によって得られたパラメーターと誤差 F_1, F_2

Table 6　The parameters and errors F_1, F_2 obtained by application of the model to data at daily intervals.

year	1990	1991
P_1	3	2.5
P_2	1	1
K_C	0.1 ($mm^{-2/3} \cdot day^{-1}$)	0.1 ($mm^{-2/3} \cdot day^{-1}$)
K_S	2×10^{-6} ($mm^{-2} \cdot day^{-1}$)	3.7×10^{-5} ($mm^{-3/2} \cdot day^{-1}$)
K_I	0.006 (day^{-1})	0.008 (day^{-1})
F_1	0.2263	0.2401
F_2	0.0952	0.0991

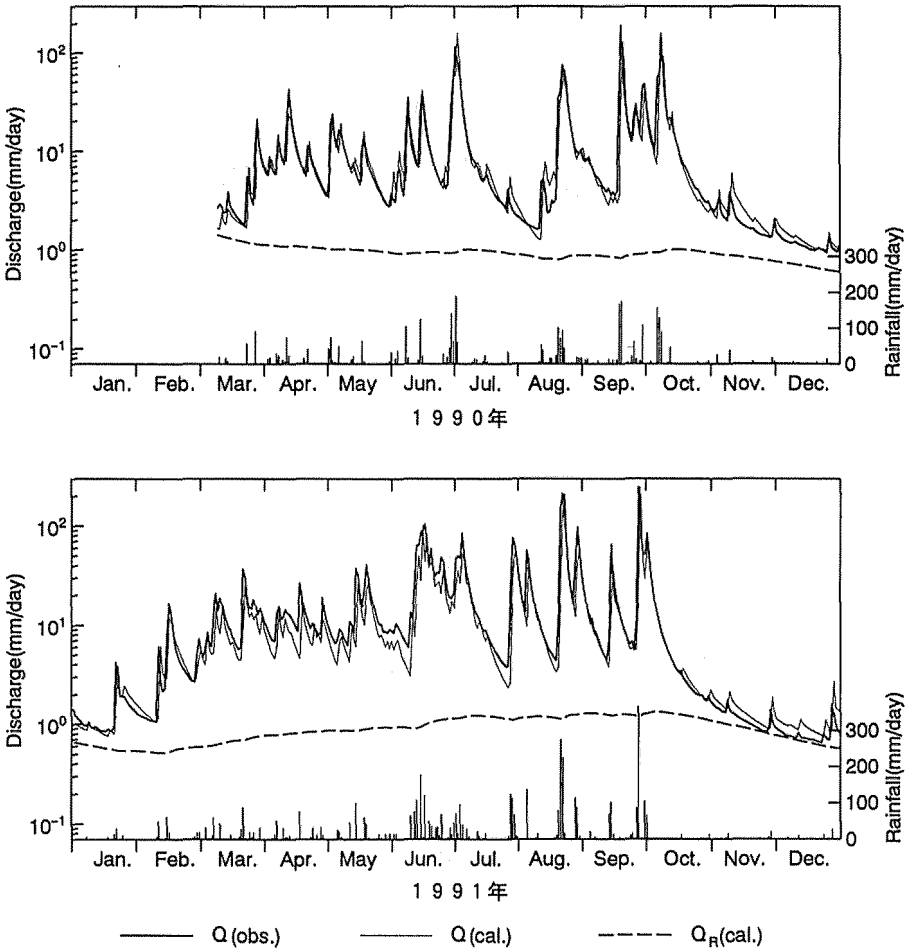

Fig. 9　Hydrographs calculated by application of the model to data at daily intervals.

図9　宮崎演習林理水試験地の日単位記録への適用結果

表7 宮崎演習林理水試験地時間単位記録への適用によって得られたパラメーターと誤差 F_1, F_2

Table 7 The parameters and errors F_1, F_2 obtained by application of the model to data at hourly intervals.

year	1990	1991
P_1	3	2.5
P_2	1	1
K_C	0.86($mm^{-2/3} \cdot day^{-1}$)	0.83($mm^{-2/3} \cdot day^{-1}$)
K_S	2.9×10^{-6} ($mm^{-2} \cdot day^{-1}$)	4.7×10^{-5} ($mm^{-3/2} \cdot day^{-1}$)
K_I	0.0067(day^{-1})	0.0084(day^{-1})
F_1	0.1792	0.2121
F_2	0.0880	0.0893

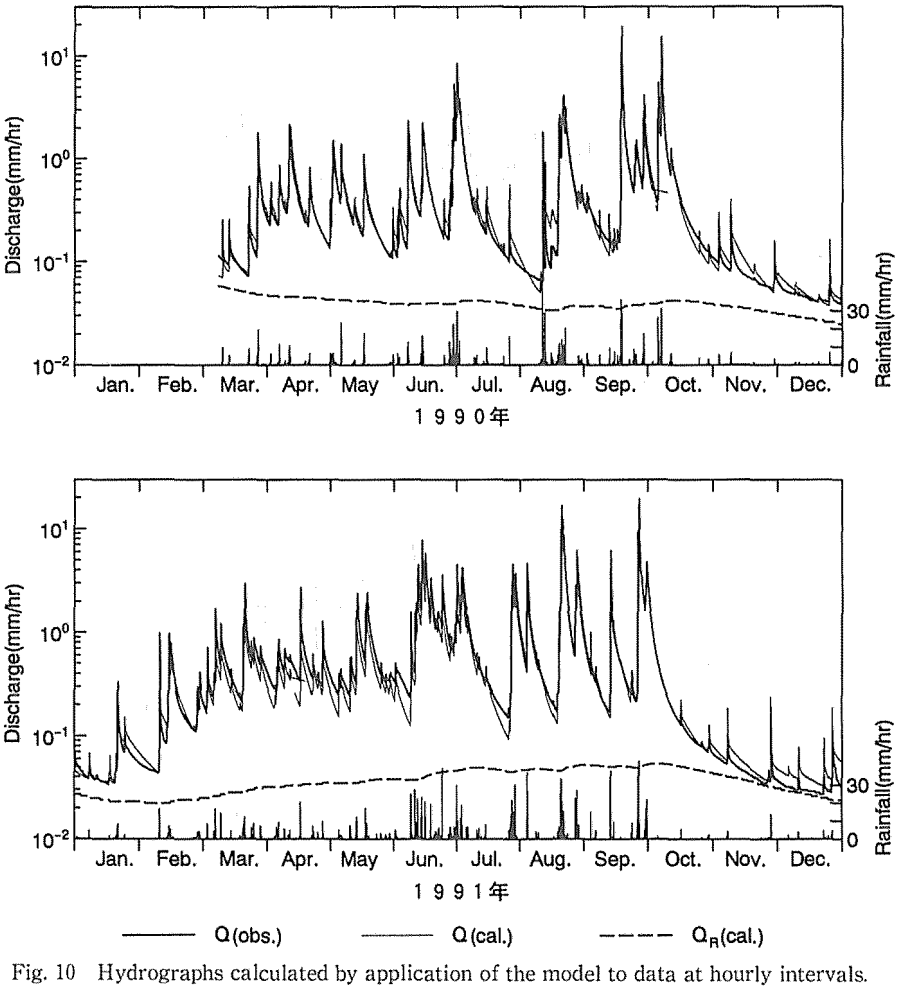

Fig. 10 Hydrographs calculated by application of the model to data at hourly intervals.

図10 宮崎演習林理水試験地の時間単位記録への適用結果

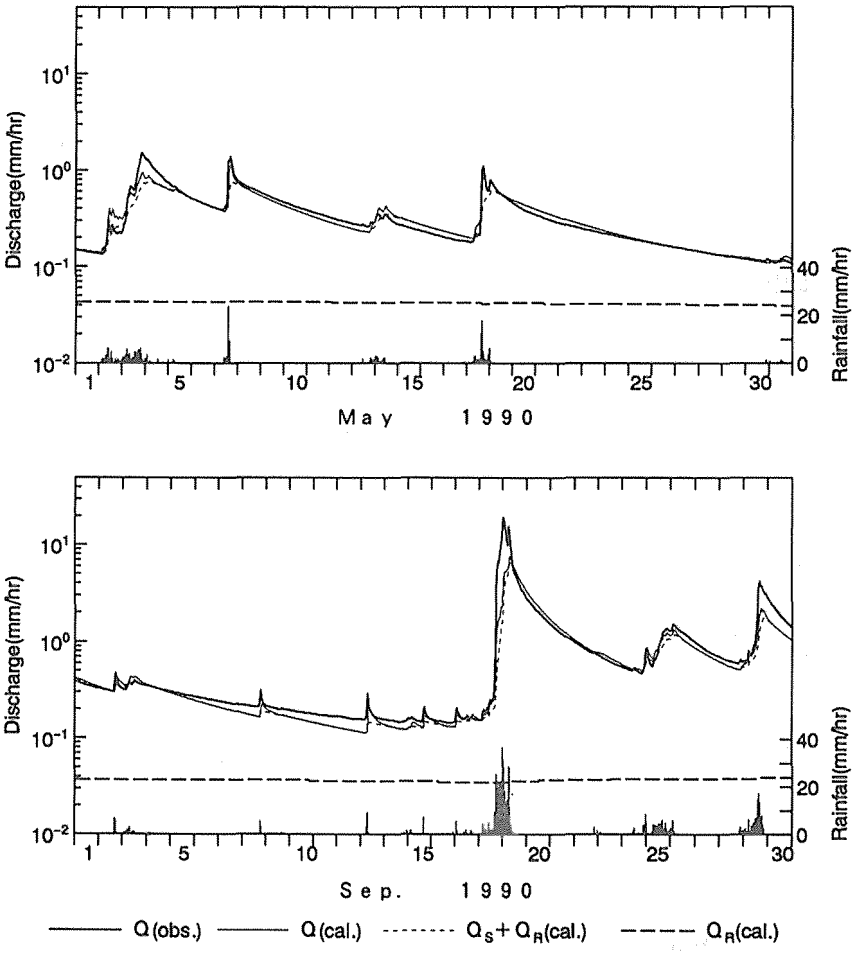

Fig. 11　Typical monthly hydrographs at hourly intervals.(May and Sep. 1990)
図11　宮崎演習林理水試験地時間単位記録への適用結果(1990年)の1ヶ月ハイドログラフ

きくなっている．また，K_Cは1990・1991年ともに日単位記録での値の8倍以上となっている．

図10は，求められたパラメーターで計算した，時間単位のハイドログラフである．図9と同様に，観測流出量と，計算で求められた全流出量および基岩流出量を示している．

時間単位の結果は，1年を一つのグラフで表した図10だけではわかりにくいので，その中から1ヶ月のハイドログラフをいくつか選んで，図11と図12に示した．図11は1990年の5月と9月で，5月は中規模出水，9月はこの年の最大出水である．図12は1991年の9月と10月で，この年の最大出水とその後の長期間の逓減を表している．これらの図から観測流出量と計算流出量を比較すると，洪水のピーク流量でやや違いがあるものの，逓減部はよく適合していることがわかる．また，基岩流出量は，1ヶ月単位ではほとんど変化が認められない．図中には，土壌流出量Q_Sと基岩流出量Q_Rを加えたものも示した．これは洪水のピーク付近のみで認められるが，全流出量QとQ_S+Q_Rの差が河道流出量Q_Cを表している．

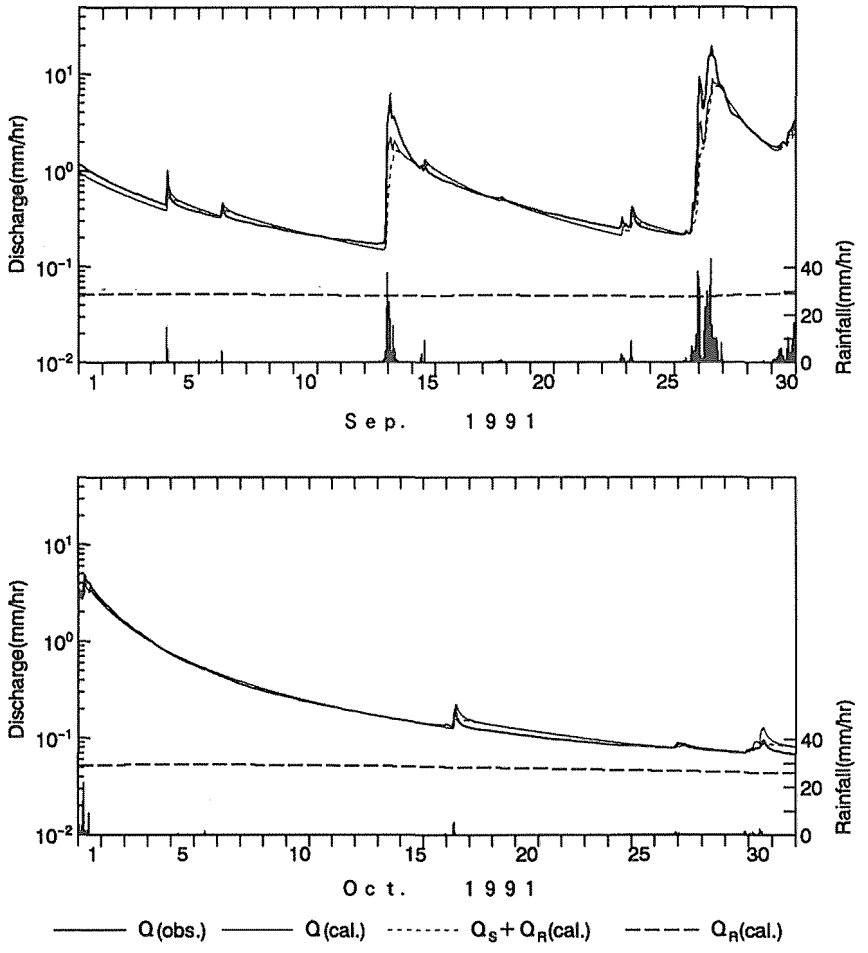

Fig. 12 Typical monthly hydrographs at hourly intervals. (Sep. and Oct. 1991)
図12 宮崎演習林理水試験地時間単位記録への適用結果(1991年)の1ヶ月ハイドログラフ

4.2.3. モデル上の水収支

表8は，時間単位記録および日単位記録を適用した結果得られたモデル上の水収支の各成分の値を，観測降水量，観測流出量とともに示したものである．また，モデル上の流出率と，全流出量に占める河道流出，土壌流出，基岩流出の各流出率も示している．

表中，地表到達雨量は観測降水量から遮断蒸発量を引いたものである．蒸発散量は，遮断蒸発量に表3のE_{TY} (400mm)を加えたものであるが，タンクが空の場合は差し引かれないので，これよりやや少ない値となっている．また，1990年は期間が短いので，その分蒸発散量の値も少なくなっている．

流出率は80%を越えており，通常の流域よりも大きいが，本流域では降水量が多く，蒸発散量は一般的な値になるように与えているので，大きな値になった．ただし，観測流出量から得られる流出率よりは小さい．本流域では，観測流出量が大きく，隣接流域から地

表8　モデル上の水収支(宮崎演習林理水試験地)
Table 8　Water balance of Oyabu Experimental Basin calculated in the model.

year		1990 hourly	1990 daily	1991 hourly	1991 daily
observed:					
precipitation	R(mm)	3666.7		5014.1	
runoff	(mm)	3298.6		5447.4	
calculated:					
net rainfall	(mm)	3346.5	3322.1	4583.9	4557.1
interception	(mm)	320.2	344.6	430.2	457.0
evapotranspiration	(mm)	686.8	716.7	830.1	856.8
total runoff	Q (mm)	3012.4	2979.7	4189.8	4158.5
runoff from channel	Q_C(mm)	158.4	154.7	219.0	215.5
soil water runoff	Q_S(mm)	2574.6	2545.5	3645.3	3608.5
bedrock water runoff	Q_R(mm)	279.4	279.4	325.5	334.5
runoff ratio	Q/R(%)	82.2	81.3	83.6	82.9
	Q_C/Q(%)	5.2	5.2	5.2	5.2
	Q_S/Q(%)	85.5	85.4	87.0	86.8
	Q_R/Q(%)	9.3	9.4	7.8	8.0

下水が流入しているものと考えられるが，モデルではこの点は考慮していないので，モデル上の流出量は観測流出量よりも小さい値になっている．これについては，後で検討する．

各成分の流出率をみると，河道流出率は約5％で，これは河道面積比C_nの値と等しい．一方土壌流出率と基岩流出率を比べると，土壌流出率は85％を越え，基岩流出率は7.8～9.4％と，基岩流出率が予想以上に小さいものとなった．

1990年と1991年を比較すると，降水量と流出量の値は違うが，水収支上の配分は，ほぼ同じである．ただ，降水量の多い1991年の方が，やや土壌流出率が大きく，基岩流出率が小さくなるようである．

時間単位記録と日単位記録での結果を比較すると，遮断蒸発量の計算方法が両者でやや異なるため，流出量の値が日単位記録の方でやや少なくなるが，水収支上の配分には，ほとんど違いはない．

4.2.4.　貯留量の変化

図13に，本モデルで計算された各タンクの貯留量の変化を，日単位記録への適用結果について示した．土壌貯留量と基岩貯留量の変化は，それぞれの流出量の変化と似ており，基岩貯留量の変化はきわめて緩慢である．一方河道貯留量は，河道流出成分の迅速な流出により，降雨終了後短時間で0になることがわかる．

表9は，各タンクの貯留量の初期値と最終値を，日単位および時間単位記録での適用結果について示している．基岩貯留量の最終値S_R(LN)は，予め設定した最終基岩貯留量S_{RL}との誤差が10%以内になるように求められている．S_R(LN)が初期値と比べていずれもマイナスになっているのに対して，土壌貯留量の最終値S_S(LN)は，初期値よりもプラスの値になっている．

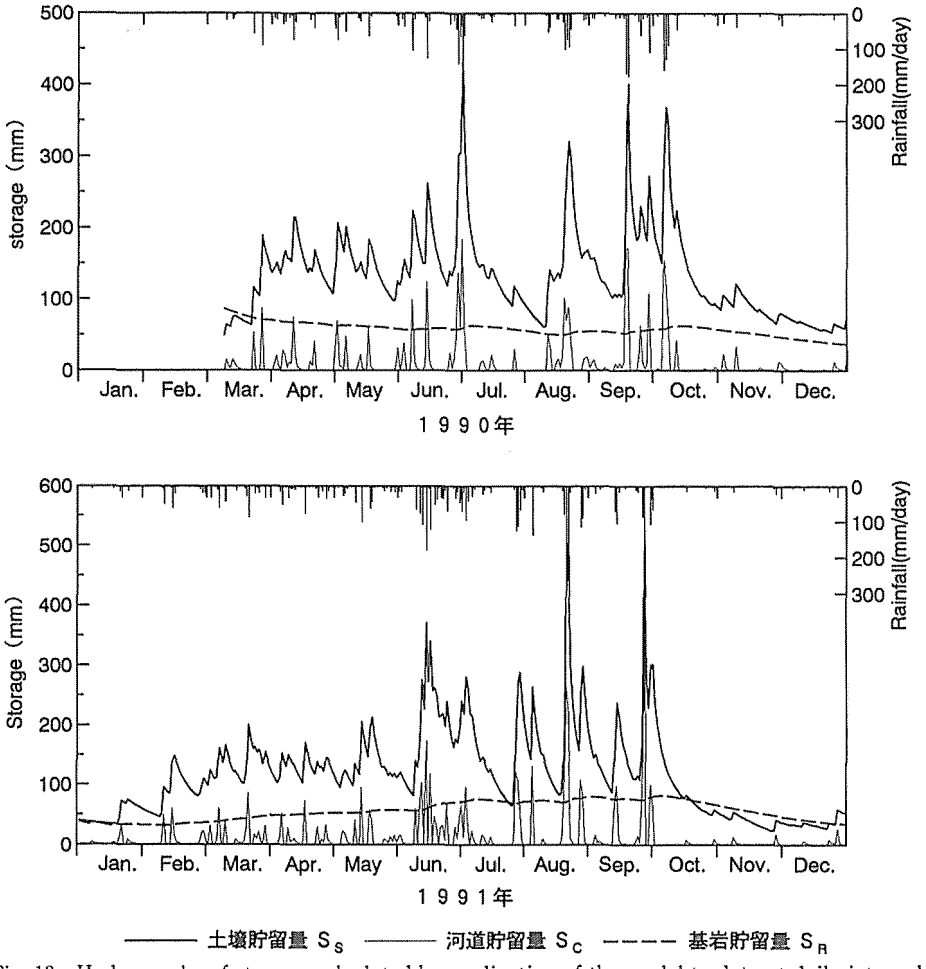

Fig. 13 Hydrographs of storage calculated by application of the model to data at daily intervals.
図13 宮崎演習林理水試験地の日単位記録への適用で求められた貯留量の年変化

表9 貯留量の変化(宮崎演習林理水試験地)
Table 9 Variation of storage of each tank calculated in the model.
(Oyabu Experimental Basin) (mm)

year		1990		1991	
		hourly	daily	hourly	daily
initial storage of channel tank	$S_C(0)$	0	0	0	0
final storage of channel tank	$S_C(LN)$	6.1	15.9	0	0.5
initial storage of soil tank	$S_S(0)$	50	50	40	40
final storage of soil tank	$S_S(LN)$	67.5	74.0	49.5	52.4
initial storage of bedrock tank	$S_R(0)$	88	88	41	41
final storage of bedrock tank	$S_R(LN)$	37.4	37.1	35.5	35.1

5. 考　　察

本章では，土壌・基岩分離貯留モデルの適用により得られたパラメーターの意味と，分離結果の妥当性について考察するとともに，本モデルの問題点を整理する．

5.1. パラメーターのもつ意味

本モデルは，土壌流出成分と基岩流出成分を分離することが目的であり，物理的前提条件のもとに，各成分の運動式の係数は可能な限り定数とし，また，水循環全体を説明するためのモデルではないので，蒸発散機構を簡略化する等により，パラメーター数を最小限に押さえている．このモデルの主要なパラメーターは，P_1，P_2 であり，これらは前述のように P_1 が土壌の孔隙組成を，P_2 が地質・地形的要因を反映する流域固有の値であると考えた．

5.1.1. パラメーターP_1，P_2 の求め方

ここで P_1，P_2 の求め方について検討しておく．図14は P_2 の値を一定にした場合の P_1 の値と，その時の最適パラメーターの組み合わせによる相対誤差 F_1 の値との関係を，1991年の日単位記録の適用結果から求めたものである．$P_2=0.5$，1，2の3通りについて示しているが，P_2 の値にかかわらず，P_1 は2.5～2.7の範囲で F_1 が最小になり，P_1 が2以下のときは F_1 は急激に大きくなる．また，同じ P_1 の値では，P_2 が小さいほど F_1 は小さくなる．そこで $P_1=2.5$ としたときの P_2 と F_1 の関係を示したのが図15である．ここで明らかに，P_2 が小さいほど F_1 は小さく，$P_2=0$ で最小となる．ところが，$P_2=0$ を採用すると，土壌から基岩への浸透量は土壌貯留量にかかわらず一定となり，時間的変化が全く見られなくなる．

図16は，$P_1=2.5$ としたときの，P_2 の値による基岩流出量のハイドログラフの違いを表している．$P_2=0$ の場合，浸透量が一定となるため，基岩流出成分も全く変化のないものとなる．実際の流出機構を考えるとき，基岩がすべて飽和している状態であれば，基岩流出量の変化は少ないものと考えられる．しかしながら，土壌からの加圧作用が多少でも働くとすれば，基岩流出量の変化量が0とは考え難い．P_2 の値が大きいほど基岩流出量の変化も大きくなるが，F_1 の値も大きくなることを考慮して，$P_2=1$を採用した．

5.1.2. P_1，P_2 の物理的意義

以上のように，P_1 の値として2.5～3が，P_2 の値として1が得られた．P_1 の値は，従来の貯留関数法や雨水流法の森林流域への適用例において，$P\fallingdotseq 2$ となることが多い(福嶌，1992)ことから，マニング式が成立する河道流出や，線形となる基岩流出を除いた土壌中の貯留量と流出量の関係としては，妥当な値といえよう．図14において，$P_1<2$ の範囲では F_1 の値が著しく増加することからも，土壌流出成分の非線形性がうかがえる．P_1 の物理的背景は，土壌の孔隙組成の不均質性であると考える．すなわち，飽和ダルシー則が成立する均質な孔隙組成を持つ土壌からの流出では $P_1=1$ となるはずであり，孔隙組成の不均質さが大きくなるほど P_1 の値も大きくなるものと考えられる．この点については，実験による検証も可能であろう．また，本モデルを多くの流域へ適用することによって，P_1 の値と流域の土壌構造との関連づけもより明確になるものと考える．

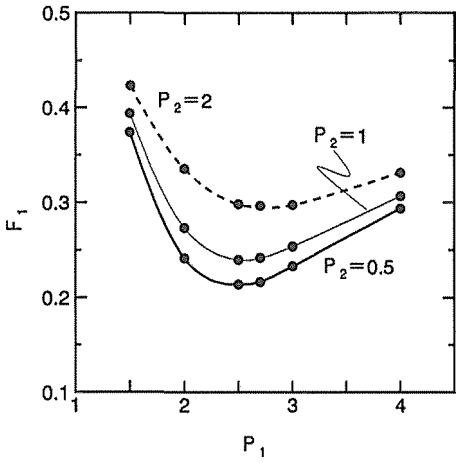

Fig. 14 Relation between P_1 and F_1 when P_2 is constant.

図14 P_2が一定のときのP_1とF_1の関係(宮崎演習林理水試験地1991年日単位記録への適用結果)

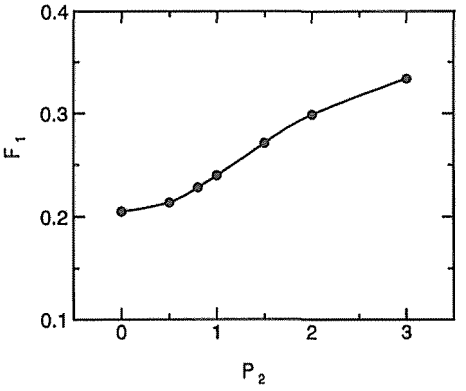

Fig. 15 Relation between P_2 and F_1 when $P_1 = 2.5$.

図15 $P_1 = 2.5$のときのP_2とF_1の関係(宮崎演習林理水試験地1991年日単位記録への適用結果)

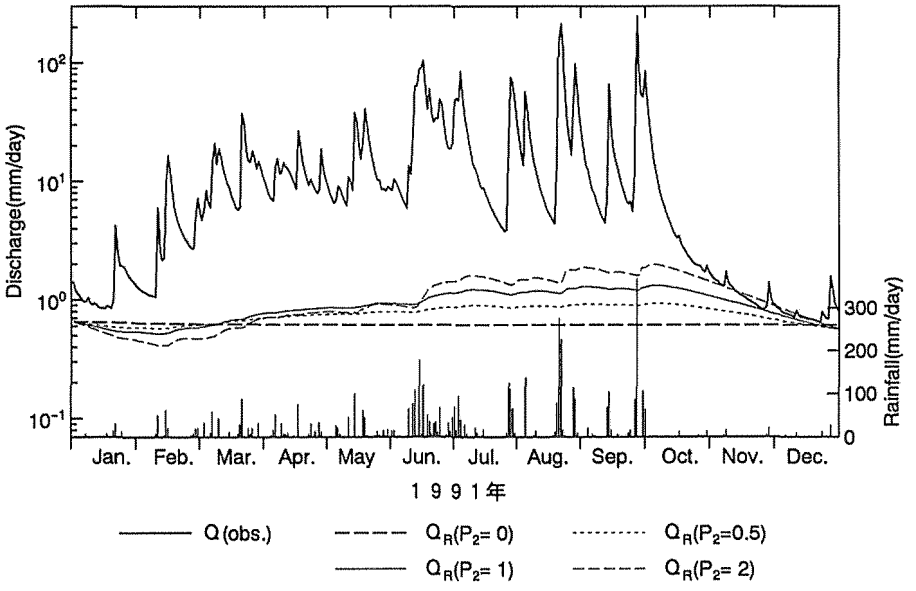

Fig. 16 Difference of hydrographs of bedrock water runoff calculated at each value of P_2 ($P_1 = 2.5$).

図16 $P_1 = 2.5$のときのP_2の値による基岩流出量の違い

一方，P_2の値の物理的背景は，第3章で論じたように，土壌と基岩の境界面の状態によって異なる，浸透への抵抗の大きさを表すものである．しかしながら，P_2の値と実際の境界面の状態との対応づけは，ここでは不可能である．P_1と同様に，今後実験あるいは他流域への本モデルの適用によって検証すべき課題である．

5.1.3. 計算時間単位とパラメーター

本モデルは，任意時間単位のデータに対して，適用が可能である．計算の時間単位を変えるときは，雨水の運動に関するパラメーター(ここではK_C，K_SおよびK_I)を計算の時間単位に応じて，それぞれに適した計算時間単位系に変換すれば良い．

今回，宮崎演習林理水試験地の適用において，時間単位と日単位の両方について，また，年によって別々にパラメーターをもとめたところ，やや異なった値が得られた．まずP_1の値が1990年では3，1991年では2.5となったが，前節で述べたようにP_1は2.5～3の範囲であり，この違いは，年によるばらつきの範囲内である．K_S，K_Iも異なった値になっているが，これはP_1の違いにともなうもので，P_1が等しければ，K_S，K_Iもほぼ同じ値が得られるであろう．

次に時間単位記録で得られた結果を日単位記録のそれと比較すると，K_SとK_Iではやや大きな値となり，K_Cでは8倍以上の値になった．この原因は，日単位記録では，日中変動が平均化されることによると思われ，特に短時間で流出する河道流出成分でこの影響が大きい．K_Cの値については，福嶌・鈴木(1986)が述べているように，雨水流法の等価粗度と流域の地形条件との関連で定数化することが可能となろう．

5.2. 分離結果の妥当性と残された課題

5.2.1. 基岩流出成分の時間的変化

本モデルの作成にあたって，前提条件とした基岩流出成分の物理的特性を整理すると次のようになる．

1) 自由水として流動することができる基岩中の割れ目の流れを想定する．

2) 渇水期の流出は大部分が基岩流出成分であり，基岩流出成分の逓減率は，年間で最も逓減が緩い期間のハイドログラフの逓減率にほぼ等しい．

これらの前提条件から，基岩流出量と基岩貯留量との関係を$Q_R = K_R \cdot S_R$という式で与え，渇水期のハイドログラフから$K_R = 0.017(\mathrm{day}^{-1})$を求めた．この結果分離された基岩流出成分は，量的には年間流出量の10%足らずであり，また，その時間的変化は緩慢で逓減が緩く，図11・図12に示したように，短期間のハイドログラフではほとんど変化が認められない．基岩流出成分の時間的変化は，土壌からの浸透量の影響を強く受けるので，図16に示したように，パラメーターP_2の値によっても異なる．しかしながら，初期値と最終値および逓減率があらかじめ決められている以上，その変化量には限界があり，本モデルの構造上，基岩流出成分の時間的変化の特性を大きく変えることは不可能である．この点の妥当性については，現状では評価すべき材料がない．今後，実験による検証や，基岩流出成分の近似値としての湧水の流出特性，あるいは水質を利用した分離等，多面的な検討が必要であろう．

5.2.2. 水収支の問題

宮崎演習林理水試験地では，降水量が多いだけでなく，流出量も多く，1991年の観測結果では流出率が100％を越えている．これは観測誤差を差し引いても，水収支上隣接流域から地下水が流入している可能性が高い．地形的流域界を越えて流入する地下水は基岩流出成分であることを考えれば，この分離結果は，基岩流出成分の量が過少であるといえよう．

この場合，他流域からの流入量をモデルに組み入れることが考えられる．本モデルでは，当初はこの点を考慮して，基岩タンクにおいて他流域からの流入量の成分を含んでいたが，この成分は，実際の計算において，パラメーターを一つ増やすだけで，誤差を小さくするためにはほとんど役にたっていない(すなわち，流入量の成分が小さいほど誤差が小さくなる)ことがわかり，後に除外した．しかしながら，このような流域外との水の出入りは，地形的に考えて基岩中でおこるものと考えられるので，他流域からの流入量と基岩流出量とは，密接な関連があることが予想される．今回，流出量の誤差評価の方法においては除外せざるを得なかったが，このような成分をいかにモデルに組み込むかということが，今後の重要な課題であると考える．

6. おわりに

本研究の目的は，土壌と基岩が雨水流出過程におよぼす調節機能を分離することである．このことは，雨水流出現象に関与する土地要因の中で，地質・地形という人間が制御し得ない要因と，植生・土壌という人間が制御し得る要因を分離することであり，森林系の評価およびその制御という，森林科学の１ステップである．

従来，このような視点から流出成分の分離をあつかった研究はなく，本論文では，その方法の一つとして，貯留関数型モデルを用いた分離方法を提示し，その適用結果と問題点について論じてきた．

本モデルにおける今後の課題をもう一度整理すると，次のようになる．

1)パラメーターP_1，P_2の物理的意義を実験により検証する．

2)隣接流域との基岩流出成分の出入りを，モデルに組み込む．

3)本モデルを多くの流域へ適用することにより，パラメーターの物理的意義および分離結果の妥当性を検証する．

本論文では，ひとつのアプローチとして，流出モデルによる分離方法を検討したが，すでに触れたように，分離結果の総合的な評価には，水質利用等を含めた多面的な検討が必要であり，本モデルの問題とともに，今後の課題としたい．

謝　　辞

本研究を進めるうえで，竹下敬司九州大学名誉教授には，研究の必要性からモデルの素案に到るまで，多くのご指導，ご助言をいただいている．本論文の作成にあたっては，九州大学農学部平松和昭助手および同熱帯農学研究センター綿引　靖助手に有益な助言と議論をしていただいた．また，同農学部丸谷知己助教授および同熱帯農学研究センター林　静夫助教授には，原稿の校閲をしていただくとともに，有益な助言をいただいた．宮崎演習林

理水試験地の水文観測においては，同演習林職員の方々に有形無形の援助を得ている．特に久保田勝義技官には，試験地の観測業務に携わっていただいた．以上の方々に厚くお礼を申し上げる次第である．

引　用　文　献

福嶌義宏・鈴木雅一 (1986)：山地流域を対象とした水循環モデルの提示と桐生流域の10年連続日・時間記録への適用．京大演報　**57**：162-185

福嶌義宏 (1992)：山地流域における雨水流出の予測．塚本良則編　森林水文学．文永堂，東京，pp. 171-194

服部重昭 (1992)：森林蒸発散の構成成分．塚本良則編　森林水文学．文永堂，東京，pp.78-95

KIRKBY, M. J. (1978): Hillslope Hydrology.日野幹雄他訳　新しい水文学．朝倉書店，東京，330pp.

北原　曜 (1989)：林地緩斜面土層中のパイプフローの特性(II)パイプの水理特性．日林誌　**71**：317-322

虫明功臣・高橋　裕・安藤義久 (1981)：日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質の効果．土論集　**309**：51-62

瀬口昌幸・田中宏平・四ヶ所四男美 (1982)：山地小河川の基底流出逓減曲線とその物理的意義．農土論集　**97**：1-8

鈴木雅一 (1984)：山地小流域の基底流出逓減特性(I) 飽和－不飽和浸透流モデルを用いた数式的検討．日林誌　**66**：174-182

竹下敬司 (1989)：土壌の孔隙組成からみた土中水動向の現象論的検討．平成元年度砂防学会研究発表概要集：215-218

竹下敬司 (1990)：水源かん養と森林．水利科学　**193**：1-19

谷　　誠 (1985)：山地流域の流出特性を考慮した一次元鉛直不飽和浸透流の解析．日林誌　**67**：449-460

谷　　誠 (1992)：雨水流動の理論的特性．塚本良則編　森林水文学．文永堂，東京，pp. 103-125

UNESCO (1972): Ground Water Studies．建設省水文研究グループ編訳　最新地下水学．山海堂，東京，p. 403

(1993年12月20日受付；1994年１月28日受理)

Summary

In this paper, in order to evaluate the function of forest water yield, two runoff components are separated from a river hydrograph using the new model. These two components are a new concept. One is soil water runoff, which passes through soil into rivers. The other is bedrock water runoff, which passes through bedrock.

The new model is the soil-bedrock storage model, which is composed of three tanks, representing channels, soil and bedrock respectively. Runoff from each tank and infiltration from the soil tank to the bedrock tank are expressed as formulas by storage functions that reflecting the physical mechanism of runoff. For modelling, the following assumptions are made.

a) Bedrock is an impermeable layer and bedrock water moves through fissures.

b) Bedrock water is free water.

c) The infiltration mechanism from soil to bedrock is expressed as the change from capillary water to free water.

Formulas are as follows,

1) The equation of motion in the bedrock tank is:

$$Q_R = K_R \cdot S_R$$

2) In the channel tank and the soil tank respectively, equations are:

$$Q_C = K_C \cdot S_C^{5/3}$$
$$Q_S = K_S \cdot S_S^{P_1}$$

3) The equation of infiltration from the soil tank to the bedrock tank is:

$$I_{SR} = K_I \cdot S_S^{P_2}$$

In the above equations, K_R is determined by the recession rate in a water shortage period. The 5 other coefficients are parameters of this model.

The soil-bedrock storage model is applied to 1990 and 1991 annual data from the Oyabu Experimental Basin taken at both daily and hourly intervals. This experimental basin, which is a part of the Miyazaki Forests of Kyushu University, is located in the north of Miyazaki Prefecture and has a 38 ha basin area at an altitude of 1000-1300m. It is on a bed of sandstone and shale of the Shimanto Supergroup, and covered with deciduous broad-leaved forest.

In the results of the application, calculated hydrographs agree well with observed values. The annual amount of bedrock runoff Q_R is under 10% of total runoff, and its hydrograph shows little annual variation. Physical significance of parameters P_1 and P_2 are discussed. It is suggested that P_1 reflects the composition of soil pore and P_2 reflects geological and geomorphological factors of the catchment.

Key words: bedrock water runoff; soil water runoff; separation of runoff components; storage function model.