

異なる基盤岩石からなる小流域の流出特性について

Runoff Characteristics in Four Small Catchments

Underlain by Different Bedrocks

廣瀬 孝*・恩田 裕一**・松倉 公憲***

Takashi HIROSE, Yuichi ONDA and Yukinori MATSUKURA

I はじめに

従来、流域からの流出特性に関する研究は数多くなされており、湿潤森林流域における流出メカニズムについても多くの知見が集積されてきている（たとえば、塚本, 1961 : Dunne and Black, 1970 : Sklash and Farvolden, 1979 : Pearce *et al.*, 1986）。しかし、基盤岩石や土壤被覆の厚さが異なると、流域の流出特性が異なるという研究例は少ないようである。たとえば、Hewlett and Nutter (1970) は、土壤被覆の状態が異なる4タイプの流域でのハイドログラフの違いを比較した。全域にわたって深い土層をもつ流域、あるいは尾根部に深い土層をもつ流域では、2、3日遅れて明瞭な第2のピークがみられ、全域にわたって浅い土層をもつ流域、あるいは尾根部と谷底部に浅い土層をもつ（斜面中部にのみ深い土層をもつ）流域では、ピークがすくなく最初のピークと第2のピークの時間間隔が小さいというように、土壤被覆によって流出特性が異なることを彼らは報告している。しかし、この研究は、異なった環境下（熱帯と温帯における流域）での流出特性を比較したものである。

異なる基盤岩石からなる流域の流出特性について、同一の環境下で比較したものとしては、平田(1966)、恩田(1989)、Onda(1992)、海老塚・近藤(1990)などがある。平田(1966)は、香川県塩江付近の頁

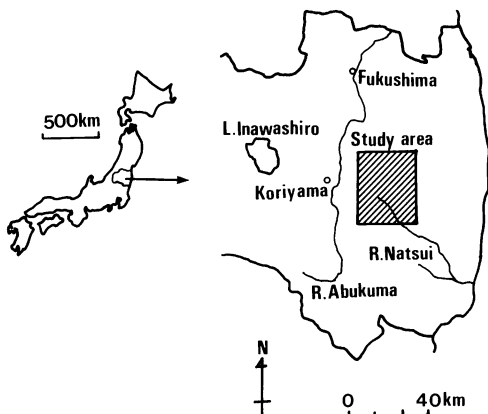
岩と花崗岩からなるそれぞれの流域で調査を行い、土層の厚い頁岩の流域のほうが、小さくゆるやかな流出のピークを持つことを報告している。恩田(1989)あるいはOnda(1992)は、愛知県小原村において、花崗岩と花崗閃緑岩からなるそれぞれの流域で調査を行い、土層の厚い花崗閃緑岩の流域の方が、土層の薄い花崗岩の流域よりも流出のピークが小さいことを報告している。海老塚・近藤(1990)も、房総半島中部の砂岩とシルト岩からなる流域での観測をもとに、土層の厚い砂岩の流域において流出のピークが小さいという同様の結果を得ている。このように、同一の環境下で比較した研究としては上の例がある程度で、基盤岩質も頁岩と花崗岩、花崗岩と花崗閃緑岩、砂岩とシルト岩の比較があるにすぎない。したがって、基盤岩質と流出特性の関係についての実態には不明な点が多い。そこで本研究では、この問題を明らかにするために、阿武隈山地の、花崗岩、花崗閃緑岩、ハンレイ岩、石灰岩の4種の異なる岩質からなる近接した流域において流出の調査を行い、その結果をもとに若干の考察を試みた。

II 調査地域および調査方法

1) 調査地域

調査地域は阿武隈山地中部に位置する(第1図)。阿武隈山地は、標高500mのなだらかな丘陵面と、そこから突出したいくつかの孤立峰からなっている(た

*筑波大学大学院地球科学研究科 **学術振興会特別研究員(筑波大学)(現 名古屋大学農学部) ***筑波大学地球科学系



第1図 調査地域の位置

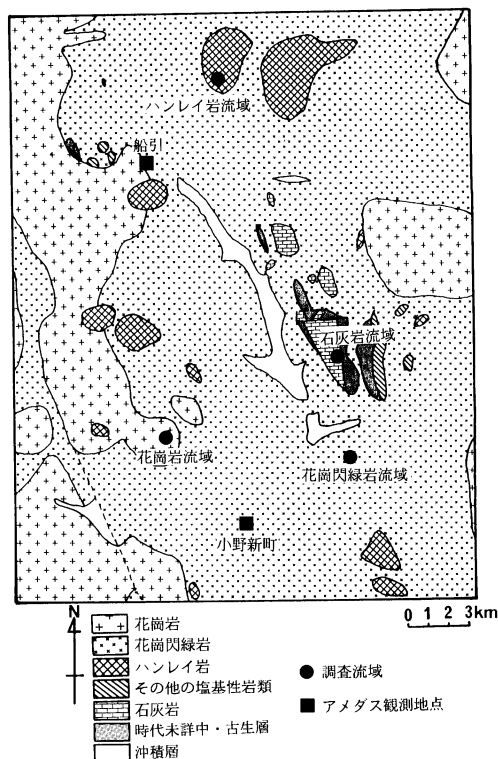
たとえば、小池，1968）。

調査地域は、花崗岩（Granite）、花崗閃緑岩（Granodiorite）、ハンレイ岩（Gabbro）、石灰岩（Limestone）の主に4種の岩質から構成されている（第2図）。各岩石の生成年代は、花崗岩は白亜紀後期、花崗閃緑岩とハンレイ岩はジュラ紀、石灰岩は時代未詳の中・古生代で花崗閃緑岩の貫入を受けている（大野ほか，1953；渡辺ほか，1968）。このように調査地域においては、比較的狭い地域に種々の岩石が分布している。

2) 調査流域および調査方法

調査地域に分布する4種の岩石、花崗岩、花崗閃緑岩、ハンレイ岩、石灰岩の各岩質ごとに一流域ずつ調査流域を設け、流出の観測を行った。それぞれの流域の位置を第2図に、それらの地形の様子を第3図に示した。いずれの流域も流域面積は2～7 ha程度であり、植生は杉と広葉樹からなっている。すなわち各流域は、流域面積、植生ともに類似している。また、4つの流域は南北20km、東西10kmの範囲内にあるので、降雨や気温などの気象条件もそれぞれの流域においてあまり変わらないものと考えられる。

各流域の出口に90°Vノッチ堰を設置し（写真1参照）、そこに自記式の水位計を設置して流量の観測を行った。測定機器としては、株式会社・池田計器製作所製、自記水位計ADR-100WPを使用した。

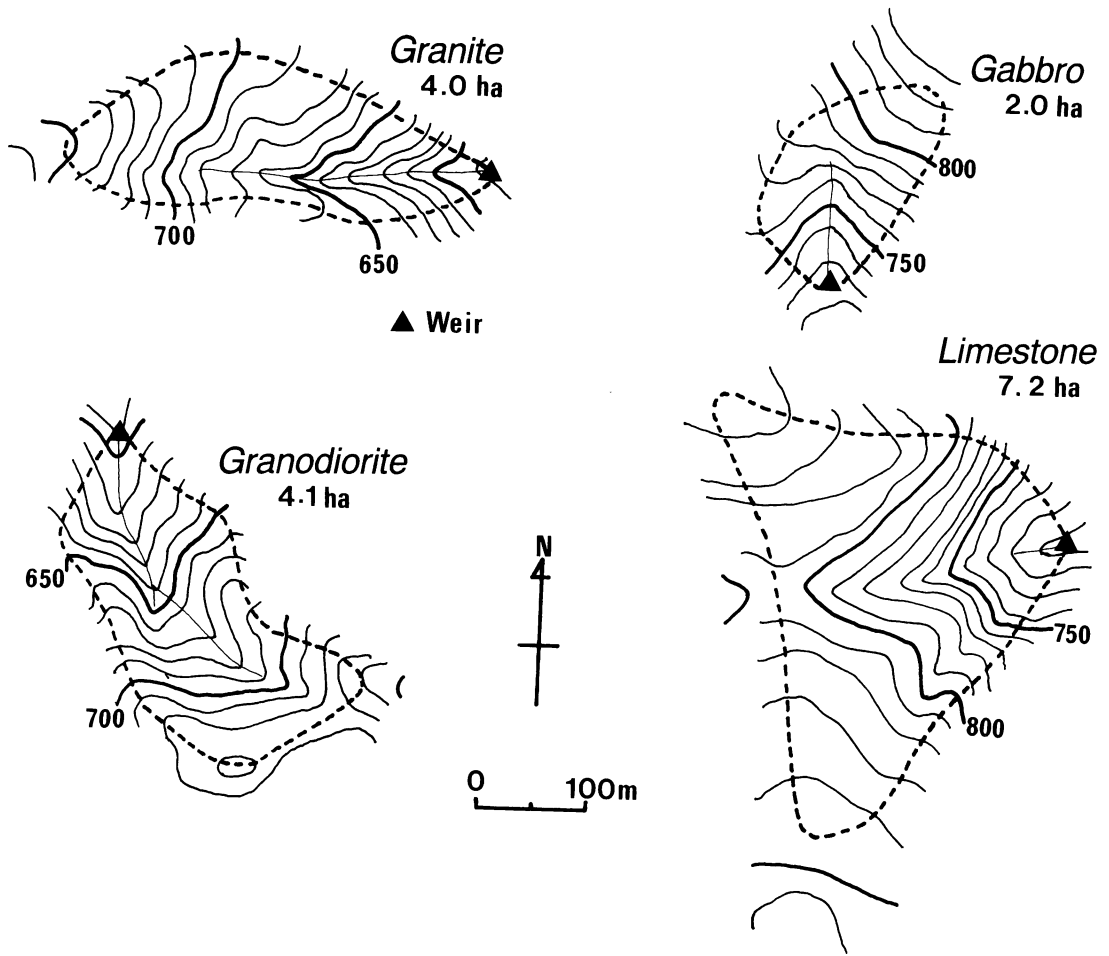


第2図 調査地域周辺の地質

III 調査結果

第4図a～dは、1991年の梅雨期における7月10日から7月21日までの観測をもとにした、各流域のハイドログラフと降水量を示したものである。降水量については、調査地域内にあるアメダスの観測地点（ハンレイ岩の流域については船引、他の3流域については小野新町；第2図参照）の時間雨量データを用いた。船引と小野新町における雨量データにはそれほどの差異が認められないことから、この4流域はほぼ同じ気象条件下にあることが裏づけられる。なお流量は、各岩質ごとの比較ができるように流出高(mm/day)で表した。また、7月12日以前の9日間は無降雨であった。

花崗岩の流域（第4図a）では、降雨直後の流出ピークは、非常に大きい。また、12日から13日にかけての断続した降雨の場合には、降雨ごとに降雨強



第3図 調査地域の地形

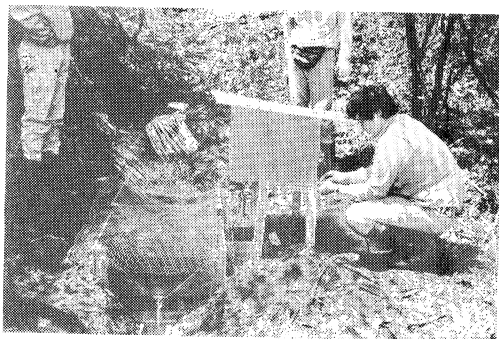
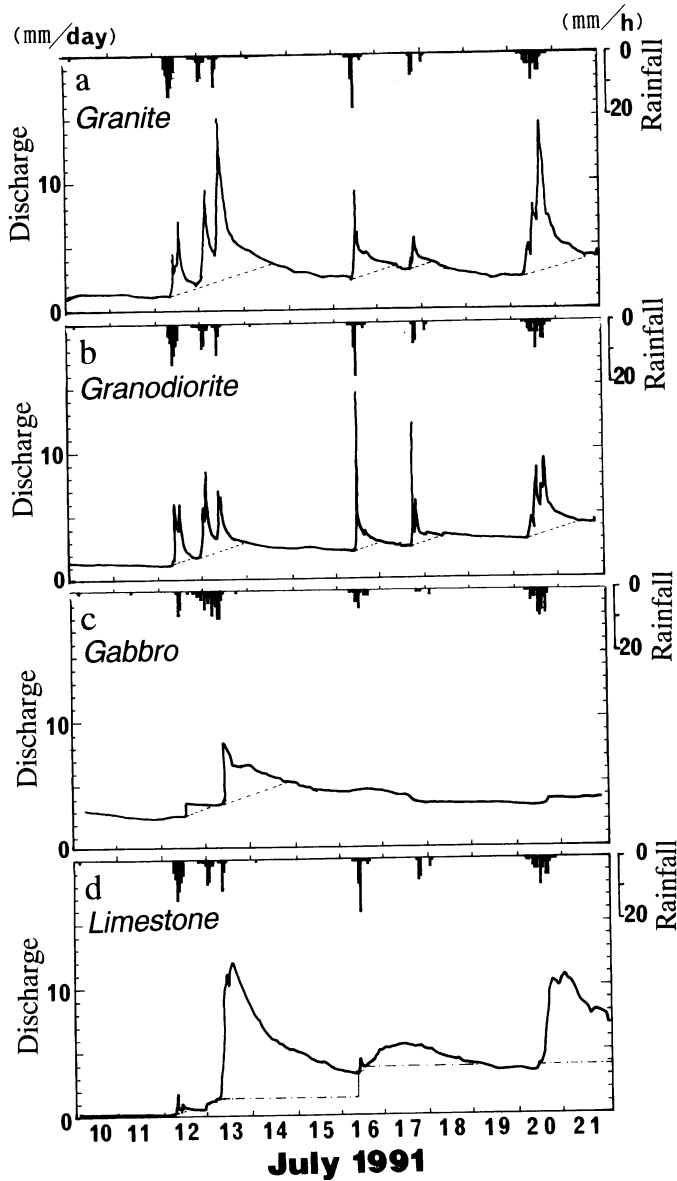


写真1 流域の出口に設置した堰（花崗岩の流域）

度がそれほど変わらないにもかかわらず、流出ピークの大きさは、しだいに大きくなっていき、その後の流量の減衰は、後述する花崗閃緑岩の流域の場合と比較して遅いという特徴を示している。

花崗閃緑岩の流域（第4図b）では、降雨直後の流出ピークは、後述するようなハンレイ岩や石灰岩の流域のそれと比較してやや大きい、花崗岩の流域よりは小さい。12日からの断続的な降雨の場合にも、ピークの大きさは、花崗岩の流域のような増加はみられず、降雨強度にほぼ対応したものとなっている。また流量の減衰は、花崗岩の流域よりも速やかである。



第4図 各流域のハイドログラフ (破線はQF, 一点鎖線はDFの分離線)

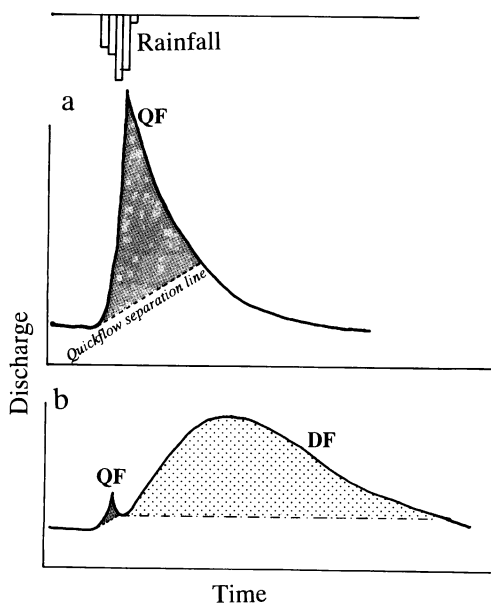
第4図cは、ハンレイ岩の流域における測定結果である。降雨前(12日より前)の基底流量が3 mm/day と他の3つの岩質の流域に比べて大きい。降雨時の流出ピークは7月13日のピークを除くといずれも小さい。またピーク後の流量は徐々に減少しており、その減衰は極めて遅い。

石灰岩の流域(第4図d)では、基底流出は0.13 mm/day と、他の3流域に比較して極めて小さい。降雨時の変化をみると、12日の降雨に対して2 mm/day の小さなピーク(1次ピーク, initial peak ; Chorley, 1978)を示し、その後1日ほど遅れて13mm/day にも達する大きなピーク(2次ピーク, secondary

peak ; Chorley, 1978) がみられた。16日の降雨時にも、小さなピーク (4.1mm/day : 1次ピーク) とその後 (17日にかけて) に遅れた持続時間の長いピーク (5.6mm/day : 2次ピーク) がみられた。石灰岩の流域では、このように流出の2次ピークが明瞭に観察された。また、2次ピークに引き続く流量の減衰も極めて遅い。

IV クイックフローの分離による流出特性の定量化

流域の流出特性を定量化するため、Hewlett and Hibbert (1967) の方法にしたがい、ハイドログラフからクイックフローを分離した。分離の方法を模式的に示したのが第5図である。第5図aは花崗岩、花崗閃緑岩、ハンレイ岩の流域における流出に対応したものであり、第5図bは石灰岩の流域に対応したものである。クイックフローは、降雨に対する早い応答の流出で、流出ピークの始まりから、流量の増加量 $0.05 \text{ feet}^3 \text{ s}^{-1} \text{ mile}^{-2} \text{ hour}^{-1}$ ($0.04723 \text{ mm} \cdot \text{day}^{-1} \text{ hour}^{-1}$) の分離線によって分けられる (第5図中のハ

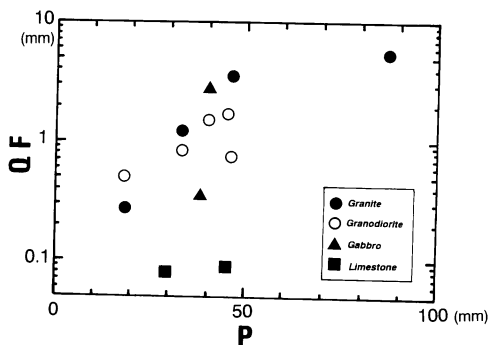


第5図 ハイドログラフのクイックフロー (QF) と2次ピーク流出 (DF) の分離 (a. 2次ピークがない場合, b. 2次ピークがある場合; QFの分離線の傾きは $0.04723 \text{ mm} \cdot \text{day}^{-1} \text{ hour}^{-1}$)

ッチで示される部分)。この方法は、ハイドログラフの分離方法として唯一の標準的な方法であり (Mosley, 1979), 多くの研究で広く使われている。したがって、様々なデータを比較するのに有効であると考えられる。

クイックフロー (以下 QF と略記) の他に、第5図bに示したように、降雨にすぐ対応するピークとは別に2次ピークが存在する場合には、遅れ流出量の算定を試みた。まず最初の1次ピークを QF として分離し、次の遅れ流出が始まった点から水平に分離線を引いて、流出のラインとに囲まれた部分を、遅れ流出量 (delayed flow; 以下 DF と略記) として定義した。QF と DF の分離を行った結果は、第4図中に破線 (QF) および一点鎖線 (DF) で示した。石灰岩の流域において、13日のピークのように、DFの分離線よりも流量が小さくなる前に次のピーク (16日) が現れた場合には、そこまでの量を DF として計算した。ただし、12日~13日の降雨のように2次ピーク時に降雨があった場合、その時の流出の分離に問題があるが、今回は分離せずにすべてを DF として計算した。

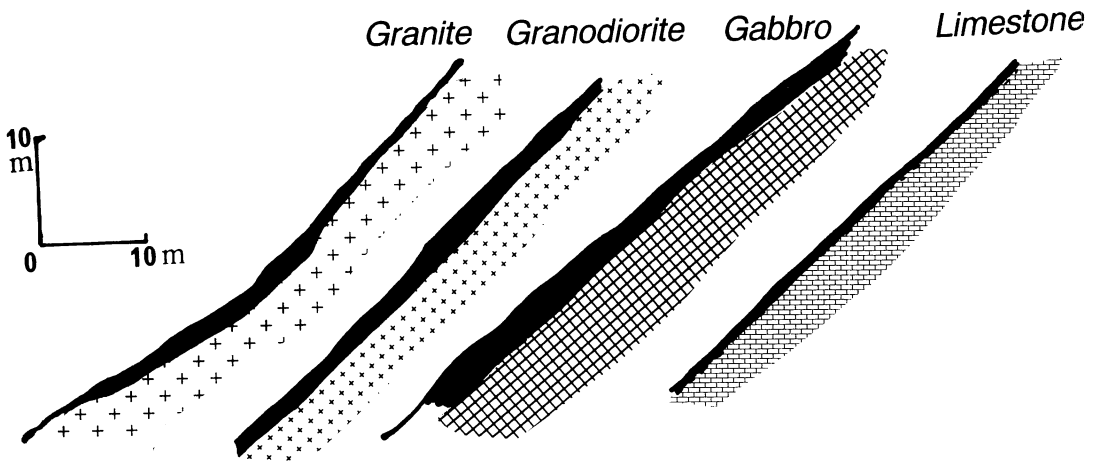
また QF は、一定の勾配をもつ分離線によって分離



第6図 降水量 (P) とクイックフロー (QF) との関係

第1表 石灰岩の流域における QF と DF

降雨開始日	7/12	7/16	7/20
QF (mm)	0.09	0.08	<0.05
DF (mm)	14.77	2.65	9.44



第7図 各岩質における斜面および土層のプロファイル（黒く塗りつぶした部分が土層）

されるために、流量の減衰の仕方によっては、同様の降雨に対しても、別々のQFとして計算される場合がある。たとえば、12日から13日にかけての流出ピークにおいて、花崗閃緑岩の流域では2つのQFに分離できたのに対して、花崗岩の流域では1つのQFとして計算された。

第6図は、それぞれの流域において、降雨に対応して得られたQFと降水量(P)との関係を示したものである。大まかにみると、どの岩質の流域でも、降水量が大きくなればQFも増加する傾向がみられる。QFの値は花崗岩の流域では0.3~5.6mm、花崗閃緑岩の流域では0.5~1.7mmで、ハンレイ岩の流域では13日の流出ピークで2.8mmと大きい、そのほかの降雨では0.1mm以下とかなり小さい値であった。石灰岩の流域においては、QFはいずれの場合でも0.09mm以下と極めて小さいのに対して、DFは2.6~14.8mmと大きい(第1表)。このようにQFの大きさは、

花崗岩、花崗閃緑岩、ハンレイ岩、石灰岩の流域の順に小さくなる。

降雨に対するQFの割合(QF/P)を計算してみると、花崗岩の流域では1.5~7.8%、花崗閃緑岩の流域では1.6~3.8%、ハンレイ岩の流域では0.9~7.0%、石灰岩の流域では0.2~0.3%である。従来の研究におけるQF/Pの値としては、23~51% (Harr, 1977; 火山角礫の流域)、1~74% (Mosley, 1979; 更新世の礫岩の流域)、3~72% (Pearce *et al.*, 1986; 更新世の礫岩の流域)、約10% (辻村, 1993; 新第三紀火山岩類の流域)などの報告がある。また、本研究と類似の岩質(花崗岩と花崗閃緑岩)をもつ流域での研究(恩田, 1989)においても、花崗閃緑岩の流域で5~6%、花崗岩の流域では30~40%という報告がある。これらのデータと比較すると、本研究のQF/P値はかなり小さいと考えられる。したがって、本調査地域においてQF/P値が小さいことには、岩質だけではなく気候条件や流域の地形および水文地質特性の違いなどが影響していると考えられる。また、本研究の流域では早い流出が少ないことから、比較的緩慢な作用(たとえば、化学的風化作用など)が地形変化に重要であることが示唆される。

また、石灰岩の流域における降雨に対するDFの割合は、5.2~20.5%と大きく、降雨に対して2次ピークをつくる流出がかなり高い割合を占めている。

第2表 土層厚と流出特性のまとめ

	Granite	Granodiorite	Gabbro	Limestone
土層厚	1 m	2 m	2~3 m	<0.5m?
基底流出	中	中	大	小
1次ピーク	大	中	小	小
2次ピーク	なし	なし	なし	あり
減衰	遅い	速い	非常に遅い	非常に遅い

V 土層厚と流出特性

第7図は、斜面における土層プロファイルを岩質ごとに示したものである。花崗岩、花崗閃緑岩、ハンレイ岩の3つの岩質では、実際に斜面プロファイルを計測し、同時に貫入試験を行い、土層深を求めた。土研式簡易貫入試験で $N_{10} < 50$ の部分(第7図中で黒く塗りつぶした部分)を土層とした。石灰岩については露頭での観察をもとに推測で描いた。これによると土層の厚さは、花崗岩の斜面では鉛直深で約1 m、花崗閃緑岩の斜面では約2 m、ハンレイ岩の斜面では2~3 m、石灰岩の斜面では非常に薄く0.5m以内である。

第2表に、土層厚および流出特性についての測定結果をまとめた。まず花崗岩と花崗閃緑岩の流域を比べると、土層の厚い花崗閃緑岩の方が、流出ピークが小さく減衰は速やかである。この結果は恩田(1989)あるいはOnda(1992)の調査結果と一致する。しかし、さらに土層の厚いハンレイ岩では、流出ピークは小さくなるものの、減衰は非常に遅くなり、土層の厚さからだけではこの流出特性の違いを説明できない。

また石灰岩の流域では、他の3つの岩質の流域とはまったく異なり、明瞭な2次ピークをもつような流出特性を示している。この流出特性には、岩体そのものの亀裂などが主な流出経路となっている(たとえば、Gunn, 1986)という石灰岩流域のもつ特性が反映している可能性がある。

VI おわりに

小流域における調査から、基盤岩石が異なると流出特性が異なるという結果が得られた。その違いは、ある程度は土層の厚さと関係があると思われる。しかしハンレイ岩の流域で示されたように、土層の厚さだけでは説明がつかない場合もある。したがって、岩質の違いによって水の流出経路や滞留時間が様々に違うことが示唆される。流出特性が違う原因を知るためには、これらについてのさらに詳しい調査が必要であろう。

謝 辞

野外調査を手伝っていただいた高嶋千明さん、藤田直二郎君をはじめとする院生・学生の方々に感謝致します。また機器設置に当たり、快く土地を貸していただいた地主の方々、住友セメント株式会社・田村工場の高木課長、永田係長、郡山営林署の方々、鹿又地区牧野組合の方々にも深く感謝致します。

文 献

- 海老塚正朗・近藤昭彦(1990)：降雨流出過程における「土層」の効果。ハイドロロジー, **20**, 53-64.
- 大野勝次・砥川隆二・渡辺岩井(1953)：北部阿武隈高原東南地域の地質—阿武隈高原の地質学的岩石学的研究(其の5)一。東京文理科大学地鉱教室研報, **2**, 79-89.
- 恩田裕一(1989)：土層の水貯留機能の水文特性および崩壊発生に及ぼす影響。地形, **10**, 13-26.
- 小池一之(1968)：北阿武隈山地の地形発達。駒沢地理, **4&5**, 109-126.
- 塚本良則(1961)：中間流についての一実験。日林誌, **43**, 62-67.
- 辻村真貴(1993)：厚い土層からなる急峻な森林斜面における地中水の挙動について。ハイドロロジー。(印刷中)
- 平田重夫(1966)：香川県塩江付近の小谷における水の流出について。地理学評論, **39**, 713-729.
- 渡辺万次郎, 他11人(1968)：20万分の1福島県地質図。福島県。
- Chorley, R. J. (1978) : The hillslope hydrological cycle. Kirkby, M. J. ed. : *Hillslope Hydrology*. Wiley, 1-42.
- Dunne, T. and Black, M. D. (1970) : Partial area contributions to storm runoff in small New England watershed. *Water Resour. Res.*, **6**, 1296-1311.
- Gunn, J. (1986) : Solute processes and karst landforms. Trudgill, S. T. ed. : *Solute Processes*. Wiley 363-437.
- Harr, R. D. (1977) : Water flux in soil and subsoil on a steep forested slope. *J. Hydrol.*, **33**, 37-58.
- Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R. (1967) : Factors affecting the response of small watershed to

- precipitation in humid areas. Sopper, W. E. and Lull, H. W. ed. : *International Symposium on Forest Hydrology*, Pergamon, New York, 275—290.
- Hewlett, J. D. and Nutter, W. L. (1970) : The varying source area of streamflow from upland basins. *Proceedings of the Symposium on Interdisciplinary Aspects of Watershed Management*. Montana State University, Bozeman, American Society of Civil Engineers, New York, 65—83.
- Mosley, M. P. (1979) : Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resour. Res.*, **15**, 795—806.
- Onda, Y. (1992) : Influence of water storage capacity in the regolith zone on hydrological characteristics, slope processes, and slope form. *Z. Geomorph. N. F.* **36**, 165—178.
- Pearce, A. J., Stewart, M. K. and Sklash, M. G. (1986) : Storm runoff generation in humid headwater catchments 1. Where does the water come from? *Water Resour. Res.*, **22**, 1263—1272.
- Sklash, M. G. and Farvolden, R. N. (1979) : The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.*, **43**, 45—65.