

谷頭部における地下水変動と土砂生産の関係について

—阿武隈山地花崗閃緑岩からなる小流域における事例—

Relationships between Groundwater Fluctuation
and Sediment Yield in a Small Valley Head Made of
Granodiorite in the Abukuma Mountains

八反地 剛*・廣瀬 孝**・松倉 公憲***

Tsuyoshi HATTANJI, Takashi HIROSE and Yukinori MATSUKURA

I はじめに

湿潤地域の山地斜面において、特に谷頭部は、斜面から地表への流出現象が見られ、侵食現象の理解には重要な場である。ホートン地表流の発生しない湿潤地域の谷頭部での侵食プロセスには、地下水の流出にともなう spring sapping が重要な役割を果たしていると考えられている (Dunne, 1980)。一方で piping による地中での侵食現象は、崩壊とも関係があるという指摘もある (例えば Pierson, 1983)。したがって、谷頭部の形成プロセスや崩壊を理解するためには、sapping や pipingを含めた "seepage erosion" の発生プロセスを解明する必要がある。

森林山地谷頭部での seepage erosion に関する野外観測の例としては、Terajima *et al.* (1997) および、野田 (1998) が挙げられる。前者は、浮遊土砂流出のフラックスと、地下水流出量の増加率、地下水の動水勾配の間に関係があることを明らかにした。後者では、掃流土砂を含めた土砂流出観測を行い、降雨流出イベントの初期に細粒の土砂が流出し、その後、粗粒の土砂が流出することを明らかにした。しかし、後者に関しては対象にしたイベントの観測

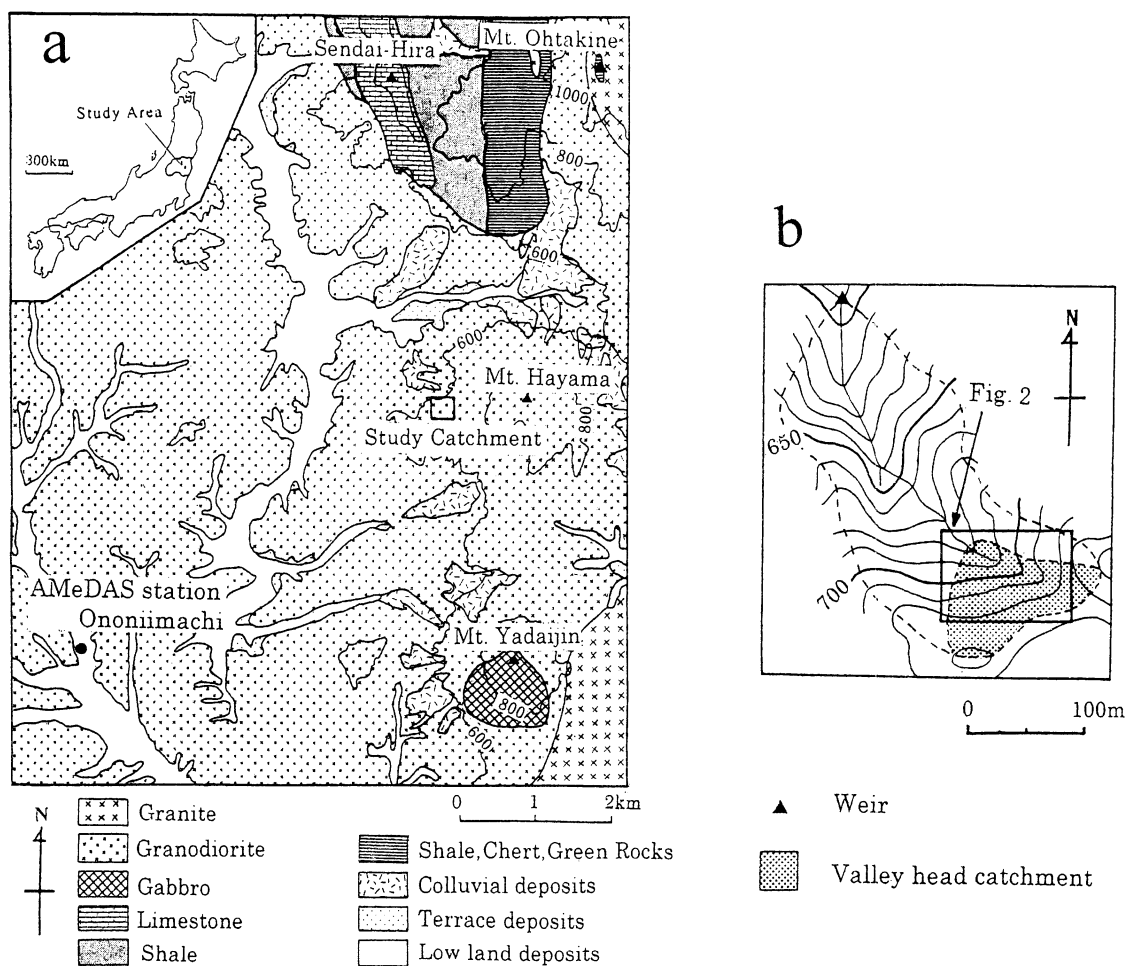
例が1つだけであり、データの一般性には問題が残っている。このように、掃流土砂生産については、観測例が少なく土砂生産プロセスは不明な点が多い。そこで本研究は、阿武隈山地の花崗閃緑岩流域にある谷頭部において、掃流土砂生産、地中水の圧力水頭の観測を行い、地下水変動と土砂生産との関係を明らかにすることを目的とする。

II 観測地域の概要

1) 試験流域

調査地域は、福島県東部の阿武隈山地のほぼ中央に位置する (第1図a)。阿武隈山地は、標高約500 m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。試験流域は、滝根町の南東にある羽山 (標高970.3 m) の中腹斜面に位置し、標高は600から750 m、流域面積は4.1 haである (第1図b; 廣瀬ほか, 1993)。基盤岩は白亜紀の角閃石黒雲母花崗閃緑岩である (福島県, 1995, 1996)。植生は主にスギからなるが、尾根付近には広葉樹が分布する。本研究で観測を行った谷頭部は、この試験流域の南東端に位置し、標高は約700 mである。

*筑波大学第一学群自然科学類 **琉球大学法文学部 ***筑波大学地球科学系



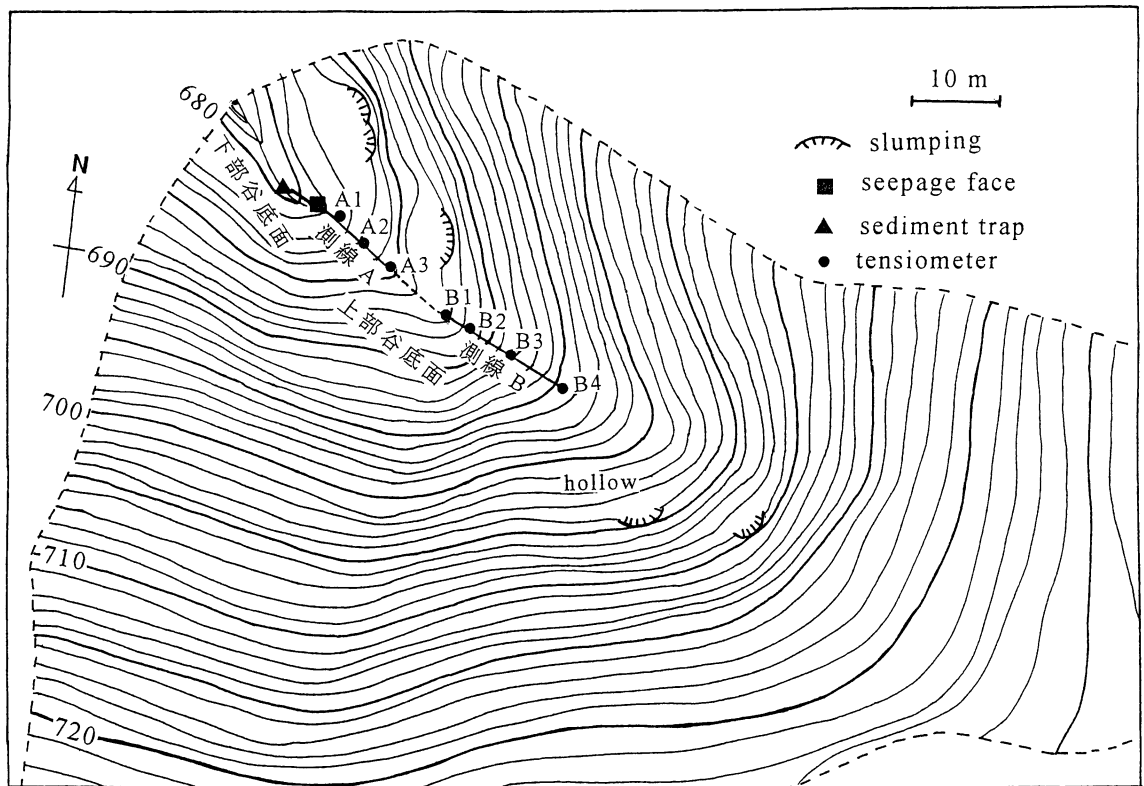
第1図 調査地域および試験流域
a は福島県 (1995, 1996), b は廣瀬 (1993) を一部引用

2) 谷頭部の概要

ポケットコンパス (牛方商会製, MODEL S-27), ピッキョリ75および, 2mスパンの斜面測量器 (東京リサーチサービス株式会社製) を用いた簡易測量を行い, 谷頭部の地形図 (第2図) を作成した. 谷底面は測点 A2 付近の斜面を境界に2段にわかれており, 谷底面の上流側には谷頭凹地 (hollow) が見られる. 谷頭部の流域面積は0.97 haである. 4月下旬の観測開始時, 測点 A1 の下流1m付近に seepage face があった. 上部谷底面 (図中の測点 A3 から B1 の間) に地表流はなく, 乾いたリターが表面を覆っていたが, かつての地表流の痕跡を示す小さ

な溝があった.

谷頭部の土層構造を調査するため, 第2図に示した測線 A および B に沿って, 斜面調査用簡易貫入試験機 (筑波丸東製, コーンの直径 2.5 cm, 錘の重量 5 kg) によるサウンディングを行った. 飯田・奥西 (1979) に基づき, N_{10} 値が50以上の値をとるときを基盤, 50以下の時を土層と定義した. 測線 A では, 土層の厚さは1m程度であるが, わずかに場所を変えただけで土層構造が異なるような場合があった. 一方測線 B では, 斜面を登るにつれて土層の厚さは増加し, 谷頭凹地 (hollow) では4.5m以上となった.



第2図 谷頭部の地形および観測点の位置

Ⅲ 水文観測および分析方法

谷頭部からの土砂生産を観測するため、プランター（容積17 l）を利用して作成した土砂トラップ（sediment trap）を、5月21日に谷頭部の第2図に示された地点（▲印）に設置した（写真-1）。土砂トラップに運搬されて堆積した土砂を堆砂と呼ぶことにする。堆砂観測期間は5月21日 - 7月2日、7月2日 - 12日、7月13日 - 9月5日、9月5日 - 21日、9月21日 - 22日、9月22日 - 10月7日、10月7日 - 11月21日の7期間である。土砂トラップに堆砂が見られた場合、堆砂のすべてを採取し、実験室にもち帰った。それを24時間以上炉乾燥させた後、乾燥重量（堆砂量）を測定した。ただし、9月5日は、土砂トラップがすべて土砂で埋っていたので、堆砂の一部だけを持ち帰って、堆砂のかさ密度を測定した。この期間には土砂トラップの容積以上



写真-1 土砂トラップ

の掃流土砂生産があったと考えて、土砂トラップの容積にかき密度を乗じることによって、堆砂量の下限の値を求めた。

乾燥重量測定後の堆砂サンプルから約200 gの試料（総量が200 gに満たないときは、サンプルの全量）を取り出して、分析フルイによる粒度分析を行った。ただし、7月12日のサンプルはシルト・粘土分が比較的多いと思われたため、沈降法による分析も行った。

谷頭部の地下水変動を観測するために、ピエゾメーターとテンシオメータを用いて土層内の圧力水頭を測定した。現地観測は、第2図のA1からA3、B1からB4の各測点で行った。ピエゾメーターは、塩ビパイプを利用して作成した。テンシオメーターは、土層内の水分条件に応じてU字管タイプ、直管タイプ、圧力センサータイプ（大起理化工業株式会社製、DIK-3150）を利用した。

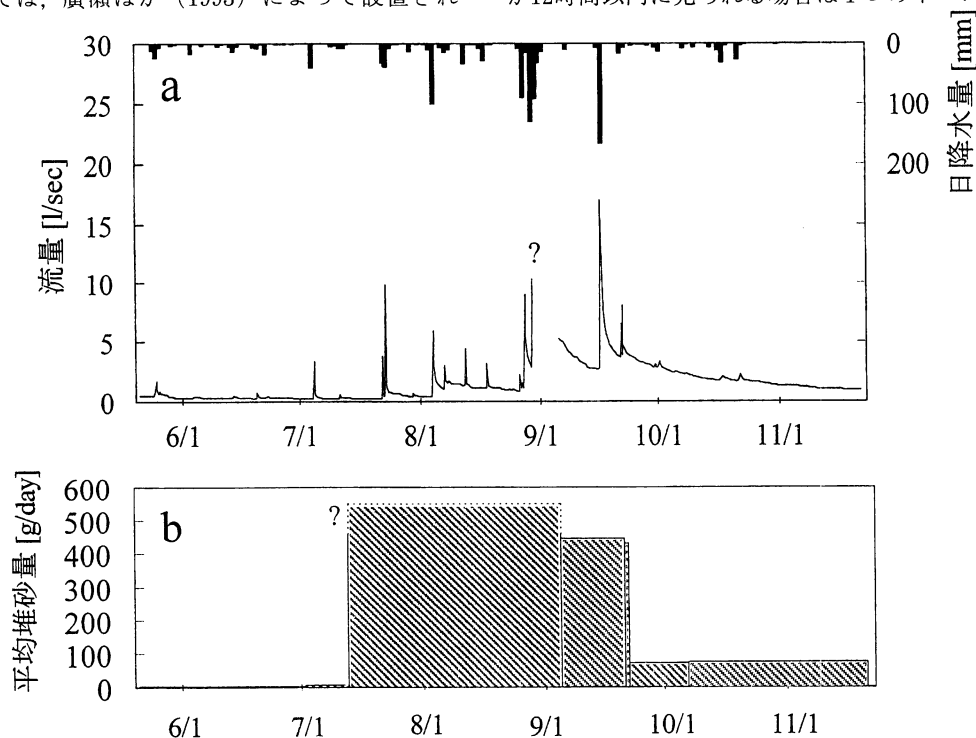
谷頭部から約300 m下流の試験流域の出口（第1図b）では、廣瀬ほか（1993）によって設置され

た90° Vノッチ堰、および自記式の水位計を利用して流量観測を行った。試験流域の降水量は、アメダス観測点小野新町（第1図a）の降水量データを利用した。なお、土砂トラップに流れ込む地表流の流量は、1000 mlメスシリンダーとストップウォッチを用いて測定した。

IV 水文観測および分析の結果

1) 降雨流出イベントの規模と土砂生産の関係

観測期間のハイドログラフ（第3図a）によると、豪雨は8月から9月に集中している。なお、8月下旬の集中豪雨時に生じた流量計のトラブルにより、8月30日から9月5日までの7日間が欠測となっている。降雨流出イベント（以下単にイベントと略称する）の規模を定量的に表現するために、イベントのピーク流量（最大流量）とイベント発生直前の流量の差をとって、流量増加量（ ΔQ [l/sec]）を計算した。なお、2つ以上のハイドログラフのピークが12時間以内に見られる場合は1つのイベントとし



第3図 ハイドログラフと堆砂量の変化（1998/5/21-11/21）

て計測する。ΔQの値によって、イベントの規模を3階級（大規模：ΔQ>5 l/sec，中規模：5>ΔQ>2 l/sec，小規模：2>ΔQ>0.1 l/sec）に区分し，堆砂観測期間ごとに，各階級のイベントの出現頻度を求めた（第1表）。また，各堆砂観測期間のイベントの規模をあらわす指標として，流量増加量の堆砂観測期間における平均値（ΔQ_a）を計算して第1表に示した。

第1表 降雨流出イベントの規模別発生頻度
ΔQ [l/sec]：イベントの流量増加量
（ピーク流量とイベント前流量の差）

堆砂観測 期 間	降水量 [mm]	イベントの規模				平均流量増加量 ΔQ _a [l/sec]
		大規模 ΔQ>5	中規模 5>ΔQ>2	小規模 2>ΔQ>0.1	計	
5/21-7/2	136	0	0	6	6	0.42
7/2-7/12	58	0	1	1	2	1.70
7/13-8/30	703	4	3	5	12	3.62
9/5-9/21	177	1	1	0	2	7.48
9/21-9/22	15	1	0	0	1	7.30
9/22-10/7	40	0	0	4	4	0.22
10/7-11/21	97	0	0	3	3	0.43

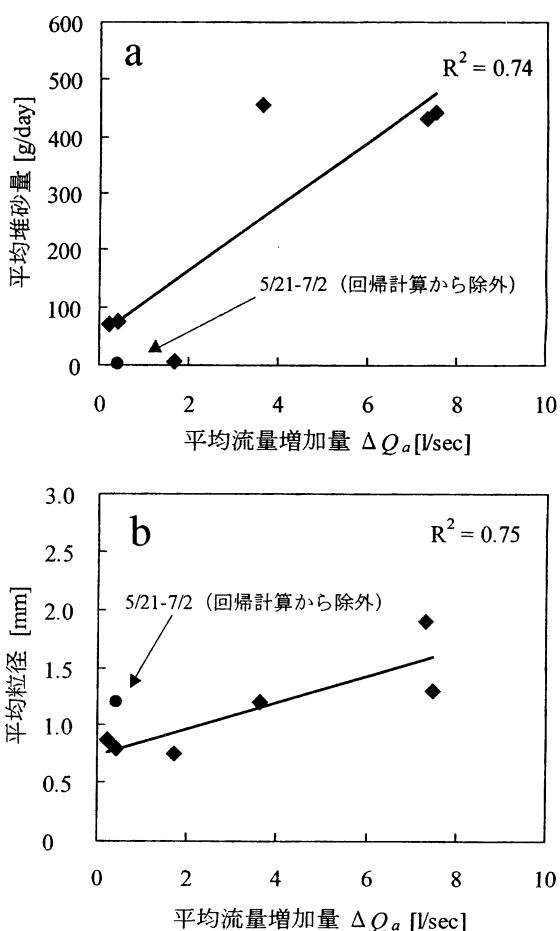
各観測期間ごとの堆砂の量，粒度組成，平均粒径（ $(\phi_{16} + \phi_{84}) / 2$ ）を，第2表に示した。堆砂量は，観測期間の長さが一定ではないため，観測期間の日数で割った値（平均堆砂量 [g/day]）を利用する。第3図 b には平均堆砂量の時間変化グラフを示した。第2表および第3図によると，豪雨が集中した時期，例えば7月13日 - 9月5日，9月5日 - 21日，9月21日 - 22日などは，堆砂量や堆砂の粒径が大きくなっていることがわかる。

ここで，イベントの規模の指標として平均流量増

第2表 堆砂量と堆砂の粒径

堆砂観測 期 間	平均 堆砂量 [g/day]	粒度組成 [%]				平均粒径 [mm]
		レキ $\phi \geq 2.0\text{mm}$	砂 $2.0 > \phi \geq 0.064$	シルト $\phi < 0.064$	計	
5/21-7/2	2.7	19.8	77.0	3.1	99.9	1.16
7/2-7/12	7.3	8.8	79.0	12.2	100.0	0.75
7/13-9/5	>456.4	25.5	73.6	0.9	100.0	1.21
9/5-9/21	443.5	18.4	80.5	1.0	99.9	1.26
9/21-9/22	431.7	42.0	57.3	0.7	100.0	1.90
9/22-10/7	70.6	10.7	88.1	1.2	100.0	0.87
10/7-11/21	73.9	7.5	90.9	1.6	100.0	0.80

加量（ΔQ_a）を用いて，ΔQ_aと平均堆砂量，および堆砂の平均粒径の関係図（第4図 a, b）を作成した。ただし，5月21日から7月2日の期間のサンプルは，土砂トラップ設置時に流入した土砂が含まれていると考えられるため，回帰計算から除外した。回帰計算の結果，ΔQ_aと平均堆砂量，およびΔQ_aと平均粒径の間には，いずれも正の相関関係が見られ，決定係数はそれぞれ，0.74，0.75であった。このことから，観測期間内のイベントの規模が大きくなれば，平均堆砂量および堆砂の平均粒径も大きくなることが示唆される。



第4図 イベントの規模と堆砂量・堆砂の粒径の関係

2) 豪雨による谷頭部の変化

8月下旬，東北地方南部を中心として集中豪雨が



写真-2 観測点 B1 の状況（豪雨前）



写真-4 観測点 B1 に生じた湧水

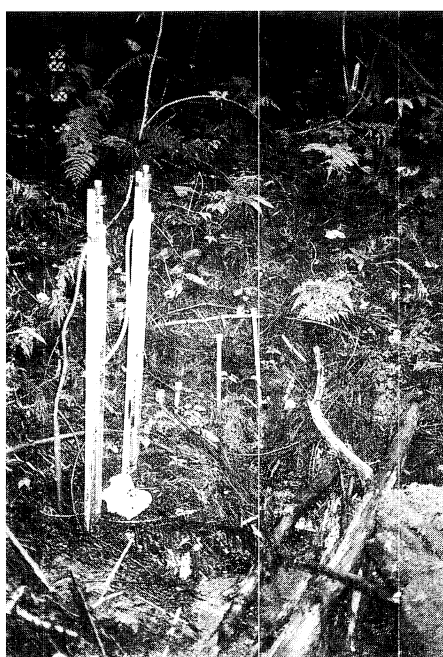


写真-3 観測点 B1 の状況（9月5日）

観測された。調査地域では、8月26日から9月1日の期間に382 mmの降雨があり、8月29日には時間雨量37 mm/hour を記録した。豪雨から5日後の9月5日に現地調査を行った。7月15日の時点では、観測点 A1 の1 m 下流に湧水があり、A1 より斜面上方に地表流はなく、観測点 B1 付近の地表面は乾燥していた（写真-2）。しかし、豪雨後の9月5日には、観測点 B1 のピエゾメーターの直下に新しく湧水が発生し（写真-3）、A1 から B1 までの約15 mの区間に新しく地表流が生じていた。写真-4は、9月22日に湧水付近のリターを取り除いて撮影したものである。湧水は直径5 cm程度の穴（パイプ）からのものであった。また、B1 に発生した湧水から1 mほど下流の地点で、7月15日から9月5日の期間に、新たに土砂が堆積していた。この新たな土砂は、湧水の発生に伴って流出したものである

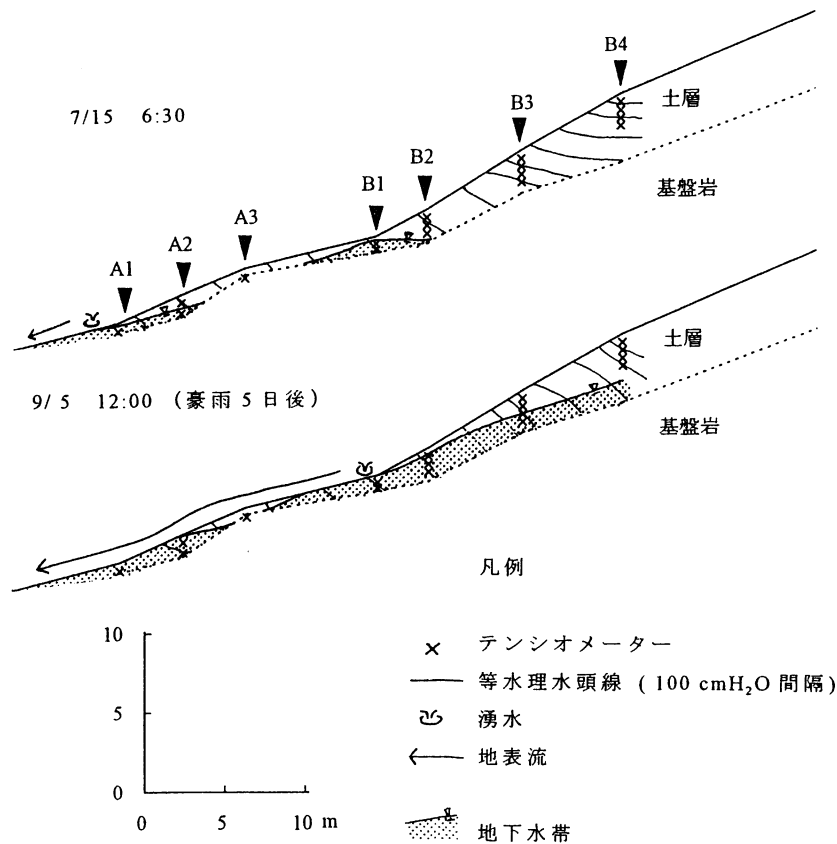
と推測される。

一方、谷頭部付近の地中水の圧力水頭にも大きな変化が見られた。7月15日と9月5日に行った圧力水頭の観測結果を第5図に示したが、これらを比較すると、この期間に地下水面が大きく上昇したことが分かる。特にテンシオメーター B2 付近では1 m程度地下水面が上昇している。また、土砂トラップでの地表流の流量は500 ml/sec であり、7月15日の流量（31 ml/sec）に比べて約16倍も増加していた。

V 考察 一堆砂量増加の原因一

前述したように、堆砂観測期間に含まれるイベントの規模が大きい場合、堆砂量や堆砂の粒径が増加することが明らかとなった。ここでは、その原因とプロセスについて考察する。

seepage face 付近の土層内および地表面の土粒子には、seepage force、掃流力および重力が働く（Howard & McLane, 1988）。このうち、重力は変化しないため、seepage force と掃流力が土砂生産には重要である。ダルシー則にしたがった地下水流



第5図 調査地域および試験流域

の seepage により，粘着力の無視できる土粒子に働く seepage force : F_s は以下のように示される (Howard & McLane, 1988および野田, 1998)。

$$F_s = 3 \pi C_v K i d / \eta \quad \cdots (1)$$

ただし， C : packing coefficient (周辺にある他の土粒子の幾何学的な配置に関する係数)， ν : 水の動粘性係数， d : 土粒子の粒径， η : 間隙率， K : 透水係数， i : 動水勾配

(1)式によると，動水勾配が増加すると，土粒子に働く seepage force も増加する。そこで，テンシオメーター B1 から B2 (9月5日のみ B1 から B3) の区間において，地下水面付近の動水勾配の計算を行った (第3表)。計算の結果によると，7月15日から9月5日の期間に動水勾配が 0.08 から 0.38 に

増加したことがわかる。動水勾配の増加は，この期間に観測された地下水面の上昇にともなったものであると考えられる。一方，テンシオメーター B1 付近で，新たに湧水が発生したことは以前に述べた。豪雨時に動水勾配が増加し，piping の発生をもたらす限界動水勾配を越えたことによって，湧水が発

第3表 動水勾配の長期的な変化

観測日時	計算に利用した測線	動水勾配 i
7/12 13:00	B2:150cm - B1:45cm	0.08
7/12 21:00	B2:150cm - B1:45cm	0.07
7/13 9:30	B2:150cm - B1:45cm	0.08
7/15 6:30	B2:150cm - B1:45cm	0.08
9/ 5 12:00	B3:150cm - B1:45cm	0.38
9/22 7:00	B2: 30cm - B1:45cm	0.39
9/22 15:00	B2: 30cm - B1:45cm	0.39
10/ 8 8:00	B2: 50cm - B1:45cm	0.37
11/21 12:00	B2:100cm - B1:45cm	0.34

生したと考えられる。湧水の発生とともに、土層内で活発な侵食が起こり、その結果、B1の1m下流に新たに土砂を堆積させたと推測される。以上のことから豪雨時には、動水勾配の増加により、土粒子に働く seepage force が増加し、piping を含めた seepage erosion による土層からの土砂生産量が増加したと考えられる。

一方、土粒子に働く掃流力は、地表流が土粒子に加えるせん断応力 τ に比例する (Howard & McLane, 1988)。 τ は以下の式で示される。

$$\tau = \rho g r S \cdots \cdots (2)$$

ただし、 r ：地表流の径深、 S ：河床勾配、 ρ ：水の密度、 g ：重力加速度

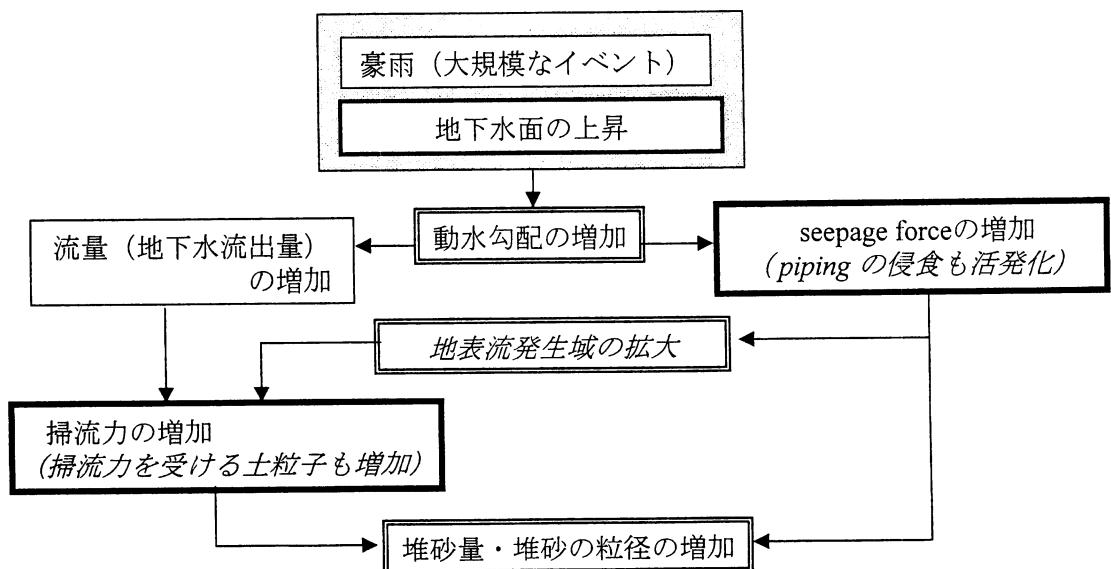
一方、地表流の流量は平均流速、径深、潤辺の積で表わされる。したがって河床勾配 S が一定で、流量の増加により径深が増加した場合、掃流力も増加する。掃流力の増加は、地表流によって侵食・運搬される掃流土砂量・粒径を増加させると考えられる。

ここで、流量の増加の原因について考える。ダルシー則にしたがった地下水流では、地下水流出力は動水勾配に比例すると考えられる。野外調査による

と、洪水時の地下水流出力の多くはパイプ流として流出すると考えられている (例えば田中, 1996, p.61)。パイプ流出の場合も、動水勾配の増加に応じて地下水流出力は増加していると考えられる。例えば、寺嶋ほか (1996) は、パイプ流出の野外観測および室内実験を行い、動水勾配の増加に応じて地下水流出力は増加し、その増加率はパイプの排水能力に依存しているということを明らかにした。

一方、8月下旬の豪雨のように新たな湧水が発生し、地表流発生域が拡大する場合、これまで掃流力を受けなかった地表面の土粒子に掃流力が加わることになる。したがって地表流発生域の拡大は堆砂量の増加に大きく寄与していると考えられる。

これまでの考察をまとめ第6図のフローチャートに整理した。掃流土砂生産には seepage force と、掃流力が重要であり、これらの営力は地下水面の上昇の影響を受ける。大規模なイベントでは、掃流力や seepage force の増加量が大きいために、堆砂量や粒径が大きくなると考えられる。さらに、地表流発生域が増加することも堆砂量の増加の大きな原因となる。



第6図 豪雨時の土砂生産プロセス

VI おわりに

本研究で明らかになったことを以下にまとめる。

- 1) 谷頭部での土砂生産は、seepage erosion と地表流による侵食の2つのプロセスによって起きている。
- 2) 観測期間に含まれるイベントの規模が大きくなると、堆砂量および、堆砂の粒径が大きくなる。その原因は、イベントの規模が大きいきほど、土粒子に働く seepage force, 掃流力が増加することによる。地表流発生域が拡大することが寄与することもある。

本研究に残された課題は多い。例えば、堆砂とイベントの規模との関係については、平均値を用いて議論したため、個々のイベント毎の関係については不明である。地下水面の変動についても、個々のイベントで地下水面がどのように変化したかということを観測することができなかった。seepage erosion による土砂が、どの程度堆砂に寄与しているかということも不明なままである。

さらに、今回観測されることはなかったが、谷頭部での土砂生産には、斜面崩壊というさらにスケールの大きな現象の関与があるものと思われる。斜面崩壊は長期間（例えば数百年程度）のスケールで、谷頭部の土砂生産を考えた場合、重要なファクターになるものと思われる。

謝辞

本研究は八反地剛の卒業研究を骨子にしたものである。フィールド調査では、筑波大学理工学研究科1年の市川岳志氏をはじめ、多くの方からご協力を頂きました。深く感謝いたします。

文献

- 飯田智之・奥西一夫 (1979): 風化表層土の崩壊による斜面発達について。地理学評論, 52-8, 426-438.
- 田中正 (1996): 降雨流出過程, 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴 編『水文地形学』古今書院, pp.56-66.
- 寺嶋智巳・北原曜・坂本知巳・中井裕一郎・北村兼三 (1996): 谷頭堆積地からの地下水流出に及ぼすパイプの影響。日本林学会誌, 78, 20-28.
- 野田岳史 (1998): 地中水による山地谷頭部の侵食。筑波大学環境科学研究科修士論文, 18p.
- 廣瀬孝・恩田裕一・松倉公憲 (1993): 異なる基盤岩石からなる小流域の流出特性について。筑波大学水理実験センター報告, 17, 57-64.
- 福島県 (1995): 土地分類基本調査 5万分の1「常葉」.
- 福島県 (1996): 土地分類基本調査 5万分の1「小野新町」.
- Dunne, T. (1980): Formation and controls of channel networks. *Progress in Physical Geography*, 4, 211-239.
- Howard, A. D., and McLane III, C. F. (1988): Erosion of cohesionless sediment by groundwater seepage. *Water Resources Research*, 24, 1659-1674.
- Pierson, T. C. (1983): Soil pipes and slope stability. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 16, 1-11.
- Terajima, T., Sakamoto, T., Nakai, Y., and Kitamura, K. (1997): Suspended sediment discharge in subsurface flow from the head hollow of a small forested watershed, Northern Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 987-1000.