



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	山地河床における岩盤形状と巨礫の土砂流出に及ぼす影響
Author(s)	金, 鈴宇; 後藤, 健; 全, 槿雨 他
Citation	砂防学会誌, 61(4), 3-11 https://doi.org/10.11475/sabo.61.4_3
Issue Date	2008-11
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/68000
Type	journal article
File Information	61(4)_3.pdf



山地河床における岩盤形状と巨礫の土砂流出に及ぼす影響

Influences of bedrock projections and large rocks on sediment transport
in a mountainous gorge channel金 錫 宇^{*1}
Suk Woo KIM後 藤 健^{*1}
Ken GOTO全 槿 雨^{*2}
Kun Woo CHUN丸 谷 知 己^{*3}
Tomomi MARUTANI

Abstract

Steep mountainous streams are often characterized by bedrock channel, which temporally causes sediment storage and scouring due to channel obstructions, such as bedrock projection and large rocks. In this paper, the influence of bedrock projection and large rocks on long-term riverbed changes with sediment transport was statistically examined in a mountainous gorge channel, Oyabu Creek, Kyushu, Japan. This study was conducted based on the 12-years field monitoring during 1995 and 2007 in a steep mountainous stream, and sediment deposit, scouring, and variation depth with mean bedrock projection area, bedrock relief (wetted perimeter/channel width) and the volume and number of large rocks are calculated from these data and field measurement in 2006. As a result, both of sediment deposit, scour and variation depth were increased with increasing in mean bedrock projection area and volume of large rocks rather than bedrock relief and the number of large rocks. Furthermore multiple correlation analysis of mean bedrock projection area and volume of large rocks with sediment variation depth show high correlation coefficient. Comparing changes in sediment storage depth between bedrock projection segment and non-projection segment implies that bedrock projection segment caused considerable sediment storage with alternatively deposit and scouring dominated periods within 3 years. These results suggest that mean bedrock projection area and the volume of boulders play an important role on sediment transport providing channel bed relief in a steep mountainous stream.

Key words : steep mountainous stream, bedrock channel, bedrock projection, large rocks, sediment transport

1. はじめに

土砂流出の抑止と水辺環境保全の調和のために、山地から海岸までの土砂の流れを考慮した水系砂防の必要性が増している。そこで、上流河川での土砂の滞留と再移動の特徴を把握することは、特に重要な課題となっている。山地斜面から生産された土砂は、上流河川で滞留と再移動を繰り返しながら、谷幅が広く流量が多い下流河川へと徐々に流出する。土砂が下流河川に流出するのに要する時間は土砂流出速度 (Sediment delivery ratio) で評価され、これが下流河川での河床上昇と低下を制御する大きな要因であることはすでに知られている (Marutani *et al.*, 1999; Gomez *et al.*, 2003)。

一般に、上流河川では谷幅が狭く流量が少ないため、河床に露出する岩盤形状や点在する巨礫などの微地形が水流や土砂の流れに大きな影響を及ぼす (高橋, 2006; Madej, 1999; Kasai *et al.*, 2004 a)。このような微地形は、急勾配の岩盤河川ではどこにでも見られる地形であり (Montgomery and Buffington, 1997; Wohl, 2001)、局所的にステップ・プールを形成したり (藤田と池田, 1996; Lancaster and Grant, 2006)、一時的に障害物とし

て砂礫や流木の滞留に影響を与えていると言われている (Keller and Swanson, 1979; Lisle, 1986; Sidle, 1988; Nakamura and Swanson, 1993)。さらに、これらの微地形が長い期間にわたって土砂の滞留に影響し続けると、河川縦断形を変化させることもある (Megahan, 1982)。この様に、上流河川では岩盤形状や巨礫などの微地形が複合しながら土砂流出に影響し、その結果、下流への土砂流出速度に差異を生じるものと推測される。

山地斜面から生産された土砂が滞留と再移動を繰り返しながら下流河川に流出する経過を現地で把握するには、長期にわたる定点観測によらねばならない。また、岩盤形状や巨礫などの微地形が土砂滞留に及ぼす影響を量的に把握するには、治山・砂防工事などの人為的制約がない河川を対象としなければならない。しかし、日本ではこのような自然河川は非常に数少ない。そのため、微地形が土砂の滞留や再移動に及ぼす影響を現地観測に基づいて解明することは難しく、水理実験による以外に方法はなかった。

岩盤形状や巨礫などの微地形と土砂の滞留現象との関係を解明することは、上流河川での災害対策や施設管理のみならず、流域全体の土砂管理に重要な知見を提供す

*1 学生会員 北海道大学大学院農学院 Student member, Graduate school of Agriculture, Hokkaido University (kimsw@for.agr.hokudai.ac.jp)

*2 正会員 韓国江原大学校山林環境科学大学 Member, College of Forest and Environmental Sciences, Kangwon National University, Korea

*3 正会員 北海道大学大学院農学研究院 Member, Graduate school of Agriculture, Hokkaido University

るものと思われる。特に、日本の四国・九州地方の破碎帯河川や韓国の東海岸の溪流は、山地から海岸や本流合流点まで急勾配の岩盤水路で構成されるため、微地形が土砂流出に及ぼす影響はとくに大きいと推測される。これらの地域で治山・砂防施設を計画する際には、上流河川の岩盤形状や巨礫などの微地形と土砂移動の関係を考慮することにより、一層効果的な土砂制御が可能になるものと期待される。

本研究では、自然河川として九州山地を流れる一ッ瀬川源流大藪川を取り上げた。ここでは過去 15 年間にわたり河床変動の定点観測が継続されているので、この長期観測データに基づいて、岩盤形状や巨礫の分布などの河床微地形と土砂の堆積と再移動との関係を統計的に解明することを目的とした。

2. 調査地

調査対象地とした大藪川は、九州山地南部から日向灘にそそぐ一ッ瀬川の源流部に位置する急勾配山地河川である（図-1）。流域面積は 5.2 km^2 である。流域の地質は、中生層砂岩、頁岩と泥岩からなる。また、一ッ瀬川は延岡—紫尾山構造線上を流下するため、風化と破碎作用の進んだ脆弱な地盤を形成している。大藪川流域の地形は、ボウズ谷（流域面積 2.6 km^2 ）、コウチノ谷（流域面積 0.9 km^2 ）、シキノ谷（流域面積 0.85 km^2 ）の 3 つの主な流域からなり、その他に 9 つの小さな支谷が本流に合流している。大藪川流域は、九州大学宮崎演習林大藪川自然林保全区として保護され、治山砂防施設が全くなく、植生は天然生二次林とその伐採跡地に植林されたスギ、ヒノキである。

大藪川は、穿入蛇行河川（蛇行度は 2.09）である。水路全体に河床岩盤が浅く横たわり、その上に直径数 cm から数十 cm の砂礫（ $D_{50} = 67.70 \text{ mm}$ ）が堆積している。そのため、多くの場所で河床岩盤が露出したり多数の巨礫が散在しており、これらの微地形によって小規模な土砂の滞留が生じている（写真-1）。調査区間の流路延長は 3.2 km であり、平均川幅と平均河床勾配はそれぞれ $13.2 (\pm 3.4) \text{ m}$ 、 $0.017 (\pm 0.018) \text{ m/m}$ である。

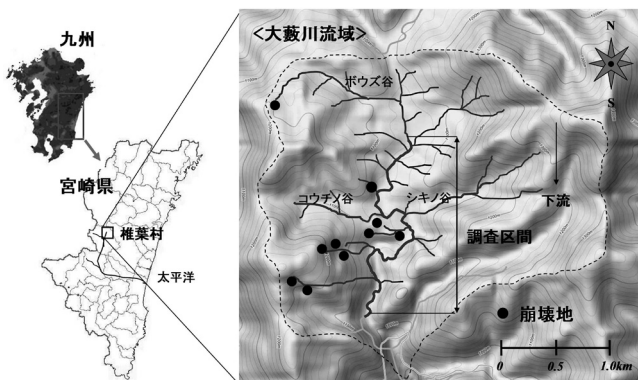


図-1 調査地位置図

Fig.1 Location map of study site

大藪川流域の降雨量は台風や梅雨前線の影響を強く受けており、最近では 1993 年 8 月と 1997 年 9 月にそれぞれ $1,040 \text{ mm}/3 \text{ 日間}$ 、 $834 \text{ mm}/3 \text{ 日間}$ の豪雨に見舞われた。大藪川流域の土砂は主に山地斜面の表層崩壊によって生産され急勾配の支流から本流に供給される（図-1）。

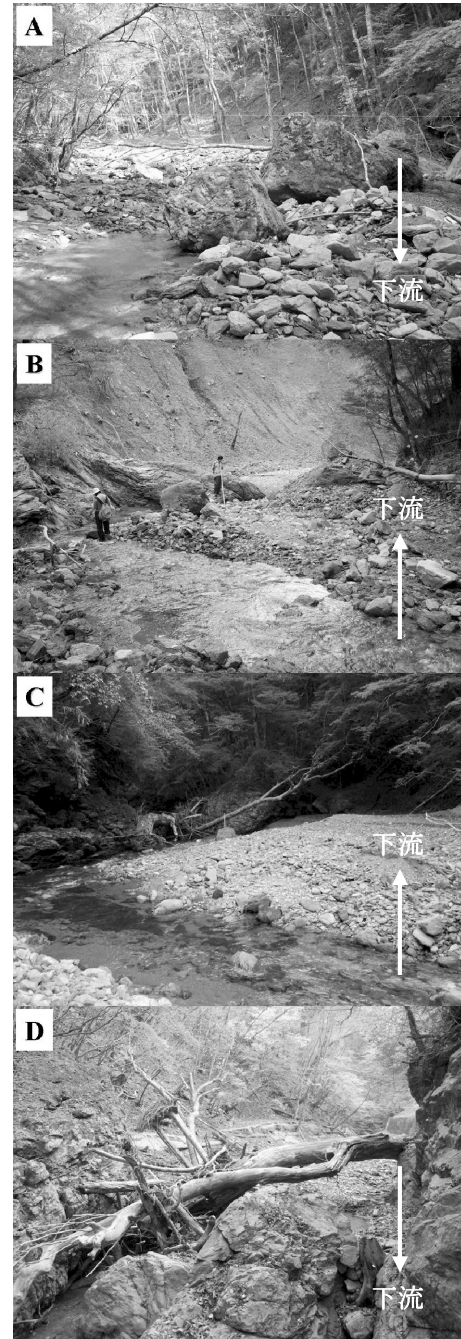


写真-1 調査地における河床露出岩盤及び巨礫による土砂と流木の滞留

Photo 1 Sediment storage occurred behind channel obstruction along the study reach: (A) Upstream view of coarse sediment and woody debris stored behind large rocks, (B) Downstream view of sediment storage behind bedrock projection in front of hill-slope collapse, and (C) Downstream view of sediment and woody debris stored behind bedrock gorge, (D) Large woody debris stored behind bedrock.

このため、多量の土砂生産とそれに伴う急激な河床上昇が生じている (Kasai *et al.*, 2004 a)。また、この他にも1999年6-8月に40日間で2,830 mm, 2002年8月に3日間で712 mm, そして2004年8月に2日間で678 mmの降雨量が記録されている。Kasai *et al.* (2004 b)は、1993年から7年間の河床変動観測から、大藪川では豪雨に伴う急激な河床上昇の後に河床低下を示し、さらに河床岩盤が露出するまでに数年間かかることを報告している。

3. 調査方法

3.1 セグメントの設定

土砂移動は水路の外形すなわち幅、勾配と湾曲に影響される。大藪川は穿入蛇行河川であり、兩岸の切り立った函型の岩盤河床となっている。このため、勾配は0.010~0.027 (m/m) とほぼ一定であり、笠井と丸谷 (1997)は先行研究で支流から供給される土砂は本流の勾配や川幅に関わりないことを報告している。したがって、大藪川での土砂の移動・堆積は勾配よりは幅と湾曲に強い影響を受けると思われる。なお、大藪川で土砂は狭窄地点と急角度の屈曲地点には堆積せず、これらの地点間の拡幅部や直線部において堆積と浸食を繰り返しながら移動することが報告されている (Kasai, 1995)。このことから、岩盤形状や巨礫などの微地形が土砂の堆積と浸食を

規制している様子は、狭窄地点や屈曲地点の間に横たわる拡幅部および直線部において明瞭に見られるものと予想した。そこで、狭窄地点と屈曲地点とで区切られる区間をセグメントとし (図-2)、セグメントごとに河床変動量と岩盤および巨礫の形状を計測し、これらを同一条件下で比較するためにそれぞれの区間長と川幅で除して単位長単位幅あたりに換算して相関分析に用いた。

3.2 河床変動量

各セグメントにおける河床変動量観測のために、約30 m 間隔で設定された固定測線で、1993年より2008年現在まで毎年横断測量を継続してきた。本研究では、このうち1995年~2007年までの12年分の横断測量データを用いた。また、堆積土砂量を求めるために、1997年にすべての固定測線において鉄筋を打ち込み河床岩盤の横断形を測量した。これらの固定測線での河床岩盤の横断形と毎年測量された河床横断形とを重ね合わせ、その差分より滞留土砂の堆積断面積 (A_s) を求めた (図-3)。河床変動量 (ΔV_s) は、次の台形公式によって計算した。

$$\Delta V_s = (\Delta A_s + \Delta A_{s+1}) L_s / 2$$

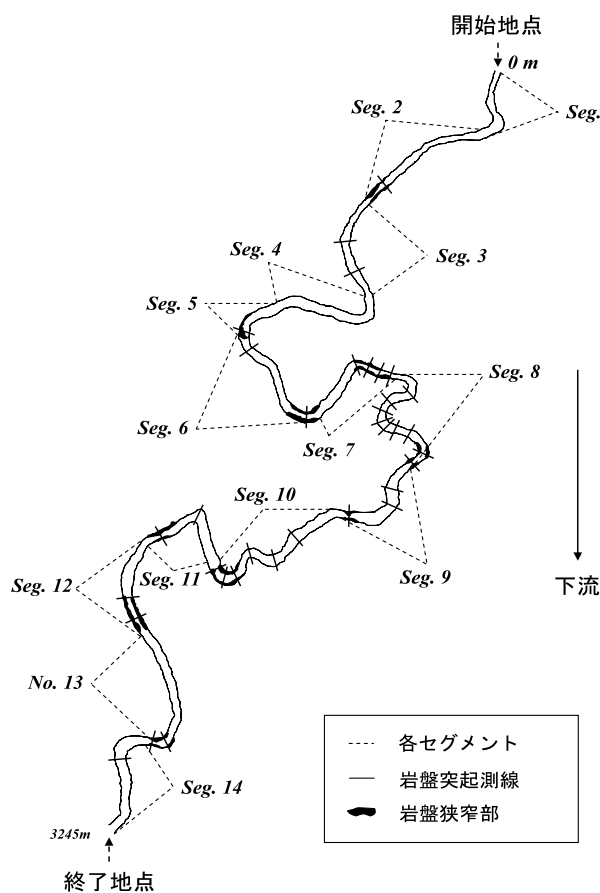


図-2 調査地におけるセグメントの位置
Fig.2 Segment settings along the study reach

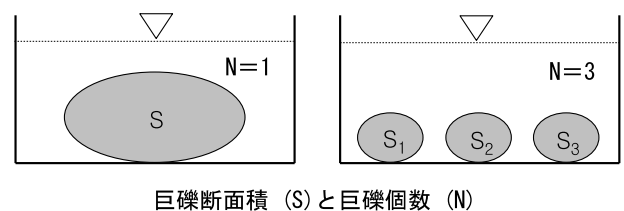
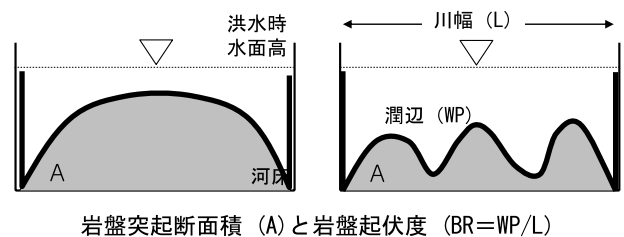
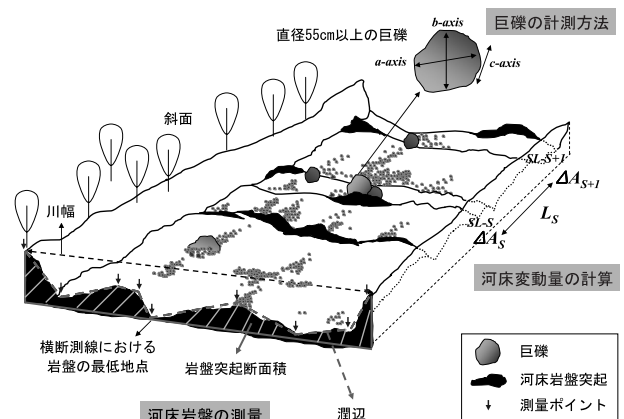


図-3 河床変動、河床岩盤の突起と巨礫の測量方法
Fig.3 Survey methods of channel bed fluctuation, bedrock projection and large rocks

ここで、 ΔA_s , ΔA_{s+1} :それぞれ S 番目, $S+1$ 番目の固定測線における堆積断面積の変化, L_s : 固定測線間の距離である。

なお、総堆積量は12年間の河床変動量中、プラス値の合計で、総浸食量はマイナス値の合計で表現した。

3.3 河床岩盤の突起と巨礫

流水と接する横断面の形状は、河川通水機能と関係しており、流れに対して垂直方向に摩擦抵抗力として作用すると思われる。河川障害物として岩盤突起の影響に関して Lisle (1986) は、障害物の川幅に対する幅と流れに対する角度が Bar-pool 地形の形成に及ぼす影響について報告している。このため、本研究では横断面において土砂移動に対する微地形の影響を障害物の規模と頻度で表わすことにした。岩盤については、障害物の規模を表わすために岩盤突起断面積を、またその頻度を表わすために岩盤起伏度を用いた (図-3)。また巨礫については、障害物の規模を表わすために巨礫断面積を、またその頻度を表わすために巨礫個数を用いた。

大藪川では、1993年から河床変動を計測してきたが、2006年に大部分の土砂が下流へ流出して河床高が下がり、このとき多くの場所で岩盤と巨礫とが露出した。この機会を利用して、河床岩盤と巨礫を測量した。河床岩盤については、それぞれの横断測線における岩盤の最低地点 (低水位時の流路) を基準にして、これより上部に突起する岩盤断面積を計測して岩盤突起断面積とした (図-3)。岩盤突起断面積は川幅で除した。また、岩盤起伏度については、Smith (1970) が *BRI* (*Bed Relief Index*) という値を提案している。

$$BRI = [2 \{ (T_1 + T_2 + \dots + T_n) - (t_1 + t_2 + \dots + t_n) \} \pm T_{e1}, T_{e2}] \cdot 100/L$$

ここで、 T_n : 仮想面からの凸部の高さ, t_n : 仮想面からの凹部の高さ, T_{e1} , T_{e2} : 両岸の高さ (河岸が凸の場合は+, 河岸が凹部の場合は-), L : 河幅

しかし、上式に示すように *BRI* は現地で求めるには煩雑なので、本研究では簡便法として川幅に対する潤辺の総延長を求め岩盤起伏度 *BR* (図-3) とした。これらの間には、

$$BR = 0.56 \cdot BRI + 0.91 \quad (R^2 = 0.93, p < 0.0001)$$

と非常に高い相関があり、*BR* でも的確に起伏を表現できることがわかった (図-4)。

次に、巨礫については次のように計算した。実際の洪水時には、河床上を移動する礫と移動しないで障害物となる礫との境界条件は、洪水時の流量に応じて刻々と変化する。しかし、その礫のサイズが計算できても、現地で散在する礫がいつの流量によるものかを判別することは不可能である。そこで、本研究では、便宜的に1995年から2007年までの最大規模の洪水によって移動しな

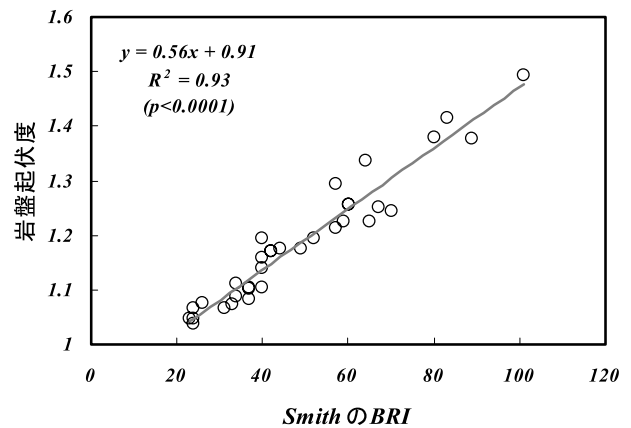


図-4 Smith の *BRI* と本研究で用いた岩盤起伏度との関係
Fig. 4 The relationship between bedrock relief in this study and Smith's *BRI*

かった礫を「巨礫」とした。移動しなかった巨礫の粒径、すなわち礫の移動限界粒径を洪水時の最大掃流力 (摩擦速度式) と岩垣の公式を用いて求めた。摩擦速度 u_* は

$$u_* = \sqrt{ghi} \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 u_* : 摩擦速度 (cm/s), g : 重力加速度 (980 cm/s²), h : 水深 (cm), i : 河床勾配

で表される。本研究では、水深として調査区間の水位計 (水圧式水位計 *KADEC-MIZU*) から得られた1995年～2007年までの12年間で最大値を示した。すなわち、1997年洪水時の最大水深264 cmと河床勾配0.017を用いて摩擦速度 u_* を算出した。また、岩垣の公式による限界摩擦速度 u_{*c} は粒径 $d \geq 0.303$ cm の場合

$$u_{*c} = \sqrt{80.9d} \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 u_{*c} : 限界摩擦速度 (cm/s), d : 粒径 (cm) で表される。式-(1)により求めた摩擦速度 u_* を限界摩擦速度 u_{*c} として最大移動限界粒径を算出すると、巨礫の直径は54 cmとなった。そこで、対象地において過去12年間に移動しなかった巨礫の直径を55 cm以上とした。現地調査では、比較的大きな礫の長径(a)・中径(b)・短径(c)を測って算術平均して代表粒径 (D_m) とし (式-(3))、このうち55 cmを超える場合のみ巨礫として採用した。巨礫の体積 V_b は球の公式により算出した (式

$$D_m = (a + b + c) / 3 \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$V_b = 4 \pi (D_m/2)^3 / 3 \quad \dots\dots\dots (4)$$

-(4))。これより巨礫体積を算出した。そして、セグメントごとに巨礫の総体積 (V) を計算し、区間長と川幅とで除して巨礫断面積を求めた。

また、55 cm以上の巨礫の個数を同様にセグメントご

表-1 セグメントにおいて地形的特徴及び調査結果
Table 1 Geomorphological characteristics and research result in each segment

セグメント	距離 (m)	川幅 (m)	勾配 (m/m)	総河床堆積深 (m ³ /m/m)	総河床浸食深 (m ³ /m/m)	総河床変動深 (m ³ /m/m)	岩盤突起断面積 (m ² /m)	岩盤起伏度	巨礫断面積 (m ² /m/m)	巨礫個数 (number/m/m)
1	137	12.9	0.022	0.46	-0.62	1.08	—	—	0.03	0.05
2	256	9.6	0.020	0.41	-0.38	0.79	1.09	1.24	0.01	0.03
3	185	9.7	0.014	0.50	-0.33	0.84	0.59	1.08	0.00	0.01
4	224	10.9	0.010	0.57	-0.69	1.26	—	—	0.00	0.01
5	119	12.0	0.016	0.79	-1.01	1.81	1.49	1.19	0.04	0.03
6	209	13.5	0.020	0.52	-0.43	0.95	0.82	1.06	0.04	0.02
7	240	11.8	0.012	0.35	-0.25	0.60	0.87	1.20	0.00	0.00
8	338	13.6	0.017	0.45	-0.63	1.08	1.02	1.20	0.02	0.02
9	158	15.2	0.021	1.03	-0.65	1.67	1.33	1.33	0.16	0.02
10	347	14.7	0.017	0.53	-0.70	1.23	0.94	1.13	0.06	0.02
11	228	14.9	0.017	0.51	-0.67	1.18	1.02	1.17	0.04	0.02
12	177	13.1	0.027	0.47	-0.88	1.35	1.19	1.34	0.07	0.03
13	244	12.8	0.019	0.58	-1.02	1.60	1.12	1.13	0.01	0.02
14	191	15.8	0.013	0.58	-0.70	1.28	0.91	1.14	0.06	0.04

とに計測し、区間長と川幅で除した。

4. 調査結果

調査結果を表-1に示した。全部で14のセグメントについて平均川幅と勾配を示した。また堆積土砂量は、過去12年間の総堆積量と総浸食量を求め、それぞれのセグメントの単位幅単位長あたりの総堆積量と総浸食量、すなわち総堆積深と総浸食深に換算した。また、総堆積深と総浸食深との差分を求めて総変動深とした。これは、それぞれのセグメントにおける過去12年間での河床変動の規模を表わすものである。さらに、それぞれの岩盤突起断面積、岩盤起伏度、巨礫断面積、巨礫個数についてセグメントごとの平均値を求めた。

4.1 岩盤起伏度及び岩盤突起断面積と河床変動との関係

それぞれのセグメントにおける過去12年間の総堆積深、総浸食深および総変動深とセグメントごとの岩盤起伏度との関係を図-5に、同様に岩盤突起断面積との関係を図-6に示した。図-5においては、岩盤起伏度と、総堆積深（グラフA）、総浸食深（グラフB）および総変動深（グラフC）との関係は、いずれも値がばらついており決定係数 R^2 がそれぞれ0.09, 0.04, 0.08と低く、明瞭な相関関係が見られなかった。これに対して図-6においては、岩盤突起断面積の増加に伴って総堆積深（グラフD）が増加する傾向（ $R^2=0.37$, $p=0.04$ ）が、また総浸食深（グラフE）が減少する傾向（ $R^2=0.48$, $p=0.01$ ）が比較的強く表れた。さらに、総変動深（グラフF）については岩盤突起断面積の増加に伴って増加する傾向（ $R^2=0.60$, $p=0.003$ ）が特に強く示された。すなわち、岩盤突起断面積が大きいセグメントほど総堆積深と総浸食深との差が大きく、過去12年間を通じて河床変動が激しかったことを示している。以上より、河床岩盤上への土砂の滞留は障害物の頻度を表わす起伏度よりも規模を表わす岩盤突起断面積により大きな影響を受けることが分かった。

4.2 巨礫断面積及び個数と河床変動との関係

次に、それぞれのセグメントにおける過去12年間の

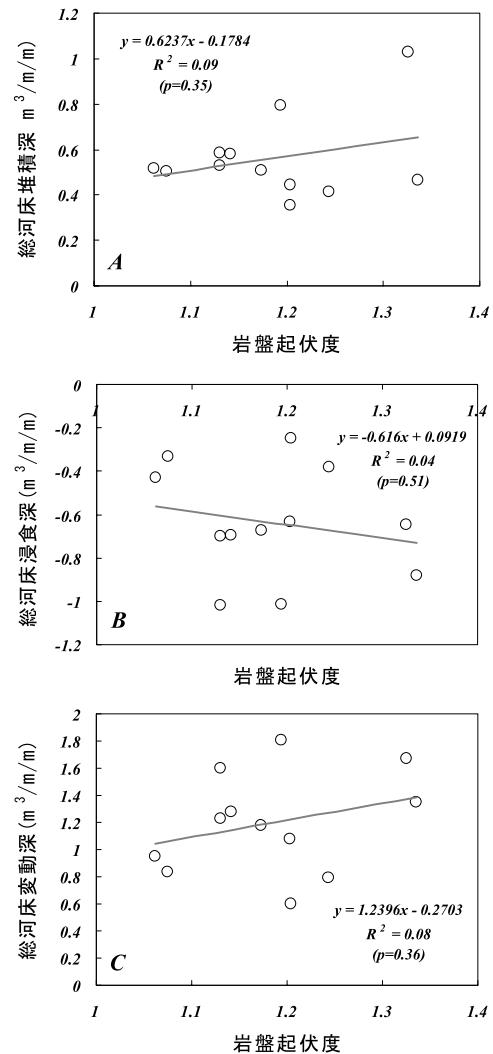


図-5 セグメントにおいて岩盤起伏度と12年間の総河床堆積深、浸食深および総変動深との関係

Fig. 5 The relationship between bedrock relief and total sediment deposit, scour, and variation depth per unit area

総堆積深、総浸食深および総変動深とセグメントごとの巨礫断面積との関係を図-7に、同様に巨礫の個数との関係を図-8に示した。図-7より、巨礫断面積と総堆積深（グラフA）、総浸食深（グラフB）及び総変動深

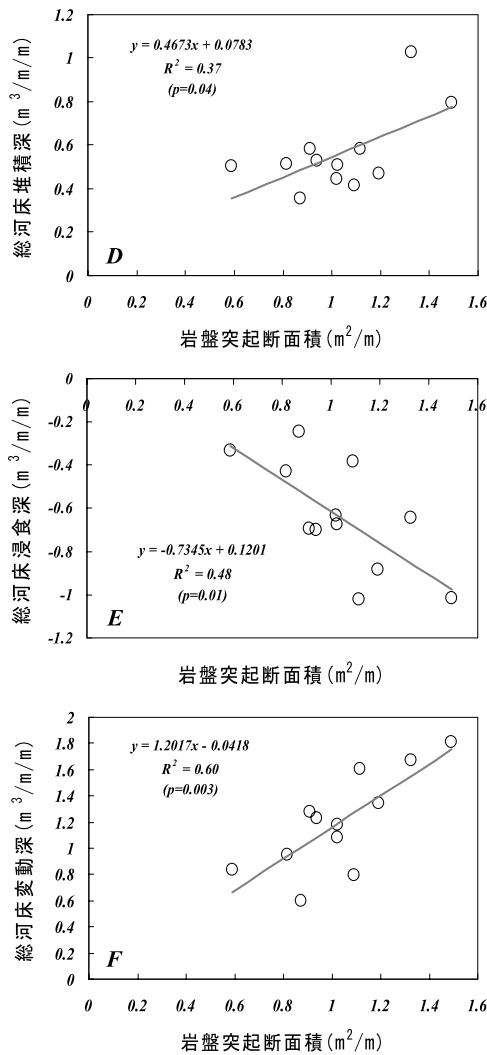


図-6 セグメントにおいて岩盤突起断面積と12年間の総河床堆積深、浸食深および変動深との関係

Fig.6 The relationship between bedrock projection area and total sediment deposit, scour, and variation depth per unit area

(グラフ C) との関係は、決定係数 R^2 がそれぞれ 0.55 ($p=0.002$), 0.06 ($p=0.42$), 0.28 ($p=0.05$) となった。巨礫断面積と総堆積深とは、比較的高い相関関係があると言えるが、巨礫断面積と総浸食深とは相関関係はそれほど強くない。また、総変動深との関係もそれほど強くはないが、巨礫断面積の増加に対して若干増加傾向が見られる。一方図-8より、巨礫の個数と総堆積深(グラフ D)、総浸食深(グラフ E)及び総変動深(グラフ F)との関係は、決定係数 R^2 がそれぞれ 0.002, 0.09, 0.03 となり、大きなばらつきがみられて相関関係がないことが示された。すなわち、巨礫断面積が大きいセグメントほど総堆積深が大きく、このため総変動深も若干大きくなり、過去12年間の河床変動に影響していることが示された。以上より、河床岩盤上への土砂の滞留は巨礫の頻度を表わす巨礫個数よりも規模を表わす巨礫断面積により大きな影響を受けることが分かった。

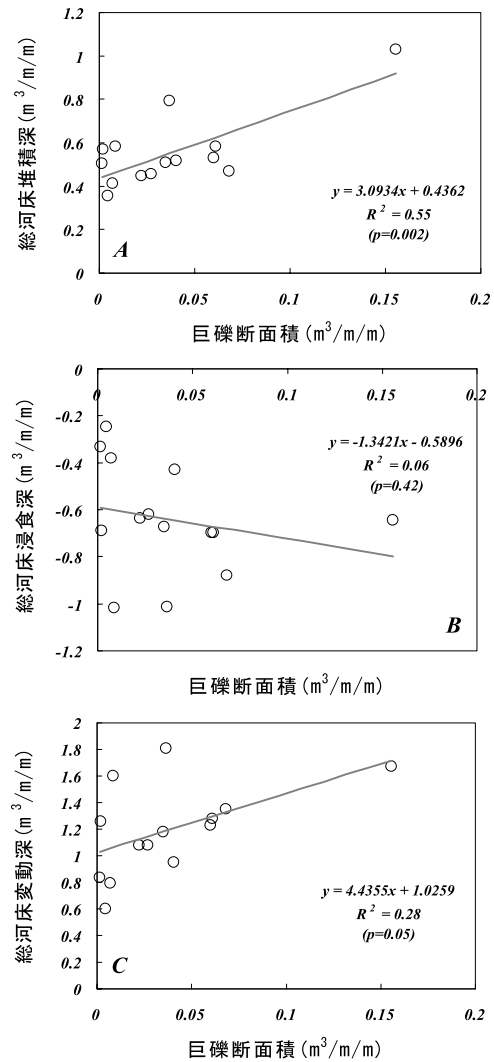


図-7 セグメントにおいて巨礫の断面積と12年間の総河床堆積深、浸食深および変動深との関係

Fig.7 The relationship between area of boulders and total sediment deposit, scour, and variation depth per unit area

4.3 河床変動に対する岩盤突起断面積と巨礫断面積の複合的影響

岩盤突起断面積、岩盤起伏度、巨礫断面積、巨礫個数の4要素について、過去12年間の総堆積深、総浸食深および総変動深との関係を見てきたが、このうち岩盤突起断面積と巨礫断面積とが土砂の堆積にも浸食にも比較的大きな影響を及ぼしていることが統計的に示唆された。そこで、これら岩盤突起断面積と巨礫断面積との複合的影響を分析するために、セグメントごとの岩盤突起断面積 (X_{BE}) と巨礫断面積 (X_{VB}) (X_{BE} と X_{VB} との相関係数は 0.4) と、それぞれのセグメントにおける12年間の総堆積深 (Y_D)、総浸食深 (Y_S) および総変動深 (Y_V) について、線形重回帰分析を行った。回帰式 $Y = a + bX_{VB} + cX_{BE}$ を用いた重回帰分析から得られた結果を表-2に示した。その結果、総堆積深 (Y_D)、総浸食深 (Y_S) および総変動深 (Y_V) に対する決定係数 R^2 はそれぞれ

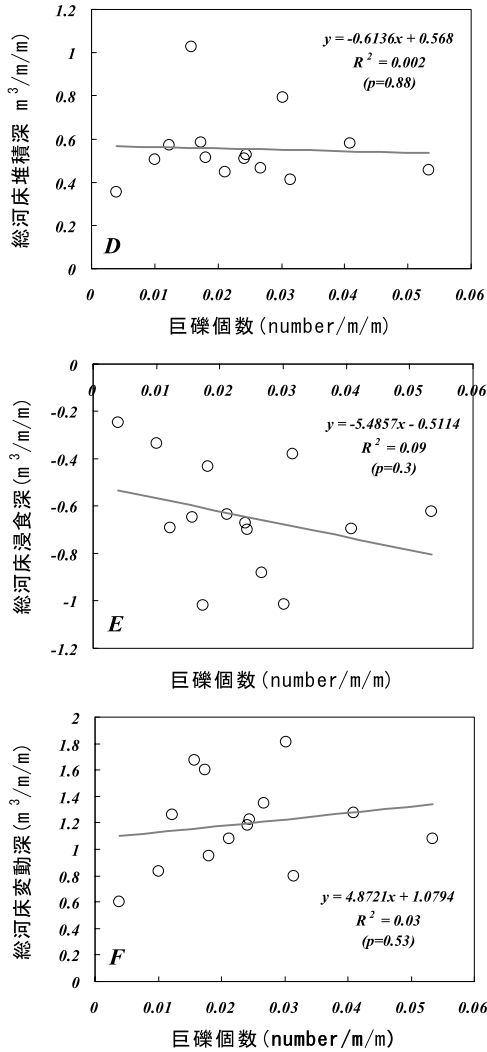


図-8 セグメントにおいて巨礫の個数と12年間の総河床堆積深、浸食深および変動深との関係

Fig.8 The relationship between number of boulders and total sediment deposit, scour, and variation depth per unit area

0.68 ($p=0.006$), 0.48 ($p=0.05$) および 0.65 ($p=0.009$) となった。以上により大藪川では、各セグメントにおいて任意の期間の河床の総変動深 (Y_V) は、岩盤突起断面積 (X_{BE}) と巨礫断面積 (X_{VB}) とから

$$Y_V = 0.053 + 2.255 \cdot X_{VB} + 1.019 \cdot X_{BE}$$

で経験的に求められることになる。

また、総変動深に対する各独立変数の寄与度は偏相関係数を用いて推定した。岩盤突起断面積と巨礫断面積の偏相関係数はそれぞれ 0.70 と 0.37 となり、岩盤突起断面積の方が巨礫断面積より河床変動に比較的大きな影響を与えていることが示唆された。

4.4 岩盤突起が河床変動の経年変化に及ぼす影響

岩盤突起断面積と巨礫断面積が長期間の総堆積深、総浸食深および総変動深に大きな影響を及ぼし、中でも岩盤突起断面積の影響が相対的に大きいことが統計的に示された。そこで、岩盤突起断面積が最大値を示すセグメ

表-2 重回帰分析結果

Table 2 Results of multiple regression analysis

重回帰モデル	決定係数	p-値
$Y_D = 0.19 + 2.659 X_{VB} + 0.252 X_{BE}$	0.68	0.006
$Y_S = 0.137 + 0.404 X_{VB} - 0.767 X_{BE}$	0.48	0.05
$Y_V = 0.053 + 2.255 X_{VB} + 1.019 X_{BE}$	0.65	0.009

* Y_D : 総堆積深 ($\text{m}^3/\text{m/m}$)

Y_S : 総浸食深 ($\text{m}^3/\text{m/m}$)

Y_V : 総変動深 ($\text{m}^3/\text{m/m}$)

X_{VB} : 巨礫断面積 ($\text{m}^3/\text{m/m}$)

X_{BE} : 岩盤突起断面積 (m^2/m)

ント No.5 と最小値を示すセグメント No.3 における堆積深 (単位幅単位長あたりの堆積土砂量) について経年変化を比較した (図-9)。これらのセグメントの水路形状は、No.5 が No.3 に比べて若干短く幅広いが勾配はあまり差がない (表-1)。No.5 と No.3 で大きく異なる点は 2 点ある。ひとつは、No.3 の堆積深が $0.08 \sim 0.35 \text{ m}^3/\text{m}^2$ の間に分布するのに対して、No.5 の堆積深が $0.36 \sim 0.8 \text{ m}^3/\text{m}^2$ と 2~3 倍の堆積深を示すことである。また、この 12 年間の変化で見ると、No.5 は河床低下傾向にあり、No.3 は河床上昇傾向にある。もうひとつは、その変動幅が No.3 よりも No.5 のほうが大きく、かつ No.3 が緩やかに増減しているのに対して、No.5 では数年で増減が変化することである。No.5 では、堆積深が増加しても、96 Sep~98 Oct, 01 Aug~04 Aug, 04 Aug~07 Jly のように、2~3 年でほぼ元に戻る。これに対して、No.3 では、河床が元に戻るまでに、96 Aug~99 Aug (または 01 Aug), 99 Aug (または 01 Aug) ~? のように、3 年あるいはこれ以上かかっている。表-3 に、14 セグメントでの堆積深の平均と標準偏差を示した。この傾向は、岩盤突起断面積の大きなセグメント (>1.2) と小さいセグメント (<1.2) で共通しているといえる。簡単にいえば、岩盤突起断面積の小さなセグメントでは、河床の堆積土砂量は 12 年間を通じて $0.1 \sim 0.3 \text{ m}$ ではほぼ安定しているが、大きなセグメントでは堆積土砂量は相対的に多く、2~3 年で激しく増減していることがわかった。

5. 考察

本研究では、急勾配の山地岩盤河床に分布している岩盤突起と巨礫の分布が土砂の滞留現象に与える影響について統計的に検討した。その結果、岩盤突起及び巨礫と過去 12 年間の総堆積深、総浸食深および総変動深との関係について、突起や巨礫の規模に相当する突起断面積と巨礫断面積のほうが、それぞれの頻度に相当する岩盤起伏や巨礫数よりも大きな影響を及ぼしていることがわかった。また、岩盤突起断面積は総堆積深と総浸食深の両方に、巨礫断面積は総堆積深に特に影響を及ぼしていることが示された。さらに、岩盤突起断面積及び巨礫断面積と過去 12 年間の総堆積深、総浸食深及び総変動深

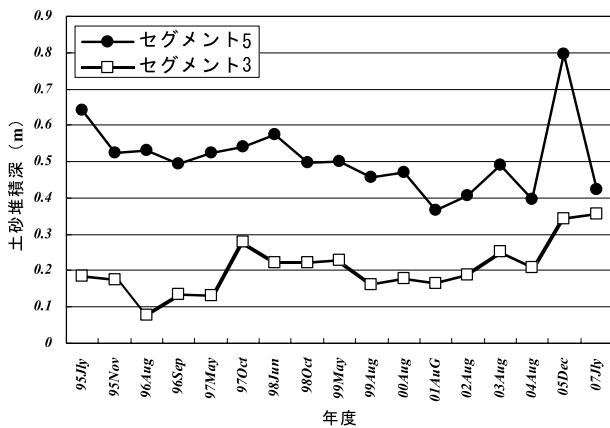


図-9 セグメント No. 3 と No. 5 において土砂堆積深の時間的変化

Fig. 9 Temporal change of sediment storage depth in segment 3 and 5

表-3 セグメントにおいて堆積深の平均と標準偏差

Table 3 Mean and standard deviation of sediment storage depth in each segment

セグメント	平均堆積深 (m)	標準偏差	平均岩盤突起断面積 (m ² /m)
1	0.35	0.11	—
2	0.18	0.05	1.09
3	0.21	0.07	0.59
4	0.46	0.08	—
5	0.51	0.10	1.49
6	0.31	0.06	0.82
7	0.23	0.04	0.87
8	0.22	0.06	1.02
9	0.58	0.15	1.33
10	0.47	0.07	0.94
11	0.44	0.05	1.02
12	0.19	0.11	1.19
13	0.37	0.11	1.12
14	0.57	0.06	0.91

との重回帰分析を行った結果、岩盤突起断面積が河床変動により大きな影響を及ぼしていることが分かった。最後に、岩盤突起断面積の小さなセグメントでは、河床の堆積土砂量は12年間を通じて0.1~0.3 mでほぼ安定しているが、大きなセグメントでは堆積土砂量は相対的に多く、2~3年で激しく増減する傾向にあることがわかった。

Beschta と Platts (1986) は山地河川に分布する岩盤の露出形状は、河川断面積を減少させ、結局ストリームパワーを減少させる要因になると述べている。また近年、鈴木 (2003) は実験により土石流のエネルギー逸散に果たす河床粗度の役割を定量的に示している。これらより、岩盤河床においては、土砂移動に対する障害物の頻度よりも規模のほうが土砂の堆積に強く働きかけるといふ、本研究で得られた統計的な解析結果が妥当であると示唆される。しかし一方で、Montgomery *et al.* (1996) は、急勾配山地溪流の岩盤河床では水理学的な要因によって土砂滞留が起こらず、河床浸食が卓越する状態で安定すると述べている。これは本論の結果と反するように思わ

れる。確かに、岩盤突起の大きなセグメントでは河床低下傾向にあるものの、土砂が堆積せず流出する現象は見られず、河床浸食が卓越しているとは思われない。ただし、Montgomery *et al.* (1996) は岩盤河床での流木群滞留が土砂滞留を引き起こすと述べている。むしろ、河床岩盤の起伏が障害物として堆積をもたらす際に、過剰に堆積した分だけ出水時の掃流力によって浸食されるものと推測される。また、浸食には局所洗掘が関わっており、現場で写真-1 (D) のように局所洗掘現象が見られたが、本論では区別しなかった。

岩盤突起が巨礫より河床変動に対する影響が大きいのは移動可能な巨礫を55 cm以下としたことに原因があると思われる。岩盤河床からの突起は土砂移動に対して固定的に影響を与えていると考えられる。しかし巨礫の場合、本研究では調査区間の平均値から不動礫を算出したが、実際の河川では流量や流速によって徐々に動きながら障害物として作用する可能性もあり、その影響を正確に把握するのは難しい。これら両方は、水理模型実験などにより洪水水位の増減のタイミングを変えながら再現することによって明らかに解明できるであろう。

6. おわりに

今まで岩盤河床に関する研究は、その水理学的特性のため河床浸食に関する研究が主に行われて来たが、本研究では12年間の河床変動観測に基づいて河床岩盤の突起と巨礫の分布に着目し、これらの土砂滞留に対する影響について検討した。その結果、統計的には、これらの河床変動の及ぼす影響が評価できた。しかし、現場で起こっている土砂移動の動態に関してこれ以上論ずるのには限界があると考えられる。したがって、今後は河床岩盤の突起と巨礫による土砂滞留機構の違い、また洪水水位の変化するタイミングと河床堆積礫の粒径も考慮に入れて実験水路を用いた水理実験によって検討する必要があると思われる。

なお本研究は、科学研究費基盤研究 (A) 「台風による地表生態系の攪乱と流域リスクマネジメントに関する農林工学的研究」 (17208012, 代表 丸谷知己) を利用して行った。

引用文献

- Beschta, R.L., Platts, W.S. (1986): Morphological features of small streams: Significance and function. *Water Resources Bulletin* 22, p. 369-379.
- 藤田直二郎, 池田 宏 (1996): 岩盤河床における巨礫の集積によるステッププールの形成に関する実験的研究. 筑波大学水理実験センター報告, No. 21, p. 25-40.
- Gomez B., Banbury K., Marden M., Trustrum N.A., Peacock D. H. and Hoskin P.J. (2003): Gully erosion and sediment production: Te Weraroa Stream, New Zealand, *Water Resources Research* 39(7), p. 1187-1194 (ESG 3.1-3.4).
- Kasai, M. (1995): Spatial analysis in geomorphology of river bed with geomorphological potential method. 九州大学農学研

- 究科修士論文。
- 笠井美青, 丸谷知己 (1997): 山地源流域における合流点での土砂の滞留現象. 砂防学会誌, Vol. 49, No. 6, p. 17–23.
- Kasai, M., Marutani, T., Brierley, G.J. (2004 a): Patterns of sediment slug translation and dispersion following typhoon-induced disturbance, Oyabu Creek, Kyushu, Japan. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, p. 59–76.
- Kasai, M., Marutani, T., Brierley, G.J. (2004 b): Channel bed adjustments following major aggradation in a steep headwater settings: findings from Oyabu Creek, Kyushu, Japan. *Geomorphology* 62, p. 199–215.
- Keller, E.A., Swanson, F.J. (1979): Effects of large organic material on channel form and fluvial processes, *Earth Surface Processes* 4, p. 361–380.
- Lancaster, S.T., Grant, G.E. (2006): Debris dams and the relief of headwater streams, *Geomorphology* 82, p. 84–97.
- Lisle, T.E. (1986): Stabilization of a gravel channel by large streamside obstructions and bedrock bends, Jacoby Creek, northwestern California. *GSA Bulletin* 97, p. 999–1011.
- Madej, M.A. (1999): Temporal and spatial variability in thalweg profiles of a gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, p. 1153–1169.
- Marutani T., Kasai M., Reid L.M. and Trustrum N.A. (1999): Influence of storm-related sediment storage on the sediment delivery from tributary catchments in the upper Waipaoa River, New Zealand, *Earth Surface Processes and Landforms* 24, p. 881–896.
- Megahan, W. F. (1982): Channel sediment storage behind obstructions in forested drainage basins draining the granitic bedrock of the Idaho Batholith, in *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*, Gen. Tech. Rep. PNW Pac. Northwest For. Range Exp. Stn. PNW–141, p. 114–121.
- Montgomery, D.R., Abbe, T.B., Buffington, J.M., Peterson, N.P., Schmidt, K.M., and Stock, J.D. (1996): Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins, *Nature*, v. 381, p. 587–589.
- Montgomery, D.R., Buffington, J.M. (1997): Channel–reach morphology in mountain drainage basins. *GSA Bulletin* 109, p. 596–611.
- Nakamura, F., Swanson, F.J. (1993): Effects of coarse woody debris on morphology and sediment storage of a mountain stream system in western Oregon. *Earth Surface Processes and Landforms* 18, p. 43–61.
- Sidle, R.C. (1988): Bed load transport regime of a small forest stream. *Water Resources Research* 24, p. 207–218.
- Smith, N.D. (1970): The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, N. Central Appalachians. *GSA Bulletin* 81, p. 2993–3014.
- 鈴木拓郎, 堀田紀文, 宮本邦明 (2003): 土石流の流れに及ぼす河床粗度の影響についての実験的検討. 砂防学会誌, Vol. 56, No. 2, p. 5–13.
- 高橋 保 (2006): 土砂流出現象と土砂害対策, p. 236–237, 近未来社, 名古屋.
- Wohl, E.E., Merritt, D.M. (2001): Bedrock channel morphology. *GSA Bulletin* 113, p. 1205–1212.

(Received 7 May 2008 ; Accepted 29 September 2008)