山地溪流における流路形態と土砂流出

Channel pattern and sediment transport in a steep gravel bed river

京都大学防災研究所 沢田 豊明 Toyoaki SAWADA

京都大学防災研究所 芦田 和男 Kazuo ASHIDA

This study describes the sediment transportation and its relating phenomena typical in mountain streams. In a stream with the step-pool system, the sediment transportation depends greatly on sediment storage in the pools. The destruction of armor coat results in the destroy of step-pool system, which causes a change of stream morphology. In addition, a meandering channel, the characteristics of which accords with the degree of the flood, is formed.

Stream channels do not change so much in the conditions the armor coat can not be destructed even if a flood comes. In such cases, the sediment transportation depend greatly on the sediment storage in the step-pool system. In the case that the destruction of armor coat occurs, stream channels change very much.

Debris flow brings a great change to the stream channel in the areas of its running-out; deep erosion in the occurrence areas and rapid aggradation in the ceasing area. In the deposition area, a new stream channel is formed due to the eroding action of water flow after the event.

Keywords: sediment transport, channel pattern, step-pool, gravel bed

1. まえがき

河川流域における環境の変化を予測するためには、土砂の移動を予測することが重要な課題となっている。現在、土砂の移動を予測するために、その移動機構を含めて種々の流砂量式が提案されている。しかし、それらの式を現地の河川へ適用しようとする場合、上流から供給される土砂の量や粒径分布などの予測と共に、土砂の輸送の場であり、かつ供給の場である流路の特性を的確に把握することが必要である。特に、山地河川においては勾配が急で、河道構成材料の粒度分布も広い。そのため、種々の流砂形態が発生するばかりでなく、流砂の量的・質的変動も大きい。

本研究は流砂現象の予測を目的として、流路形態と流砂現象の関係を明らかにしようとするものである。流砂は掃流砂と土石流、流路形態は平面形状、河幅、河床縦断・横断形状、河床勾配、河床材料などを対象としている。

2. 観測流域の概要¹⁾

観測流域の足洗谷は、岐阜県の北東部の神通川水系蒲田川の支流で、流域面積7.2km²で、焼岳の西側に源を発している。流域の概略は図1に示すとおりで、流砂観測は図中のA、BおよびC地点で行われている。

図1 足洗谷の概要

A: 深谷流砂観測点、B: ヒル谷観測点
C: 白水谷観測点、

流路形態は足洗谷本川のA地点付近、ヒル谷本川、白水谷上流のE-3付近で調査されている。足洗谷の河床縦断形状は図2に示すとおりで、上記の調査区間の平均勾配は、4'、12' および20' である。したがって、これらの調査区間は土石流の発生域から流下域まで含まれる。河床材料の粒径分布は図3に示すように広い範囲を示しているが、焼岳火山の噴出物の特性に支配されている。この流域における土砂生産の大半は、この堆積物の侵食によるものであり、土石流の発生源になっている。

3. 階段状流路と流砂²⁾

アーマールコートの破壊がない溪流では巨礫が噛み合っ
てプールとステップからなる階段状の河道が形成されることが多い。このような流路において、流砂はプールの容積と掃流力によって調節されるため、流量と流砂量が一対一に対応しないことが多い。ヒル谷流域には図3に示すような粒径分布を有する砂礫と最大粒径が50から100cmの巨礫からなる階段状の流路が形成されている。

このような流路において図3のHbに示すような粒径分布を示す土砂が輸送されている。図4はヒル谷本川の平均勾配12'の河床と河床の比高差の流路に沿った分布を示したものである。この図に現れている小さな変動はステップ・プールに相当するもので、このプールの長さは平均120cm、ステップとプールの段差の平均は65cm、ステップの平均長さは約200cmである。これより大きな縦断変動の周期が約40mであること、この流路の河幅が約4mであることに注目すれば、これらの値は、河幅Bと蛇行波長Lとの関係 $L=10B$ で説明される蛇行波長40mに相当するものと考えられる。

一方、この区間におけるプールの数は約30であるが、約700mの区間における約190のプールの容積の分布は図5に示すとおりである。この区間におけるプールの平均容積は 0.189m^3 であり、これはステップの落差に支配されているようである。このようなプールに貯留される土砂量と年間流出土砂量の長期の経年的傾向を見るために、それらの累積状態を図6に示す。この図から明らかなように年単位で長期の流出土砂量をみると全流砂量の一割程度がプールによって調節されている傾向が認められる。このプールの容積は700m区間で 35m^3 となっている。しかし、実際に調査された最大貯留量は約 20m^3 であり、プールの容積の約半分が最大貯留

図2 足洗谷流域支川の河床勾配
(深谷観測点：本川)

図3 足洗谷流域の河床材料の粒径分布

Hb：ヒル谷出口の流砂

H：ヒル谷本川河床

A dbris：土石流堆積物

A arm.：足洗谷本川河床アーマールコート

図4 ヒル谷本川の河床高から平均河床高を
差し引いた値の流路に沿う分布

容量となっている。

一方、出水毎に流量と流砂量の関係を見ると、図7に示すように出水毎に異なっている。また、一出水においても、その関係は変化している。このような現象はプールの貯留量 V_b と流砂観測点より上流における貯留量 V_b の分布に支配される。その貯留量 V_b をパラメータとすれば、洪水期間および洪水毎に変化する流量と流砂量の関係が、この貯留量 V_b の変化で説明される。

以上のような安定したステップ・プールが形成されている流路では、上流から供給される掃流砂の輸送においてプールの容積・配置と流砂量の相対的な関係が重要な役割を演じているものと考えられる。以上のような点から、予測対象となる流砂現象の時間的・空間的スケールに応じて流路特性のスケールを考慮することが必要である。

4. 流路変動と流砂³⁾

上流で多量の土砂生産が行われている溪流では、流路の変動が大きく流砂形態も複雑である。このような流路の形態について足洗谷本川の流砂観測点付近における縦断および平面形状を見ると図8および9のようになっている。図8は平均河床勾配4'の河床と河床の高低差の流路に沿った分布を示したものである。この図に現われている微小な変化はステップ・プールを示すもので、それより規模の大きな変化は波長が200m程度で図9に示す規模の大きな蛇行波長に相当している。その他、この図には波長が50m程度の中規模の変化も認められ、ここでは規模の異なる二つの流路縦断形状が複合されている。この規模の大きな変化の周期は洪水時の平均流路幅の20m、一方、中規模のものは平水時の平均水面幅の5mの約10倍となっており、ここでも蛇行波長が河幅の10倍になる関係との類似性が認められる。これらの事実は、このような規模の流路縦断形状が流路の蛇行に関連していることを示している。

次に、流路の平面形状をみると、図9に示す曲線は小規模な蛇行の振幅の中心を結んだもので、この曲線は図中の直線によって波長が200m程度の蛇行を示すことが明瞭に表わされている。以上のように、中規模な蛇行は約50m、大規模なものには約200mの蛇行波長を示すが、上記の河幅との関係が成り立っている。ところで、年に一回程度の洪水では、図9の規模の大きな蛇行の変動は認められず、このような規模のものは土石流の発生によって生じている。一方規模の小さなものは、年

図5 ヒル谷本川のプールの容積の度数分布

図6 ヒル谷出口における累積流砂量 V_t と本川河道プールの累積貯留土砂量 V_s

図7 ヒル谷本川河道プールの総貯留量 V_b をパラメータとする本川出口の流量 Q と流砂量 Q_s の関係

に数回の洪水でも変動しており、このような変動を伴う流路における土砂流出は図10に示すような領域に分けて考える必要がある。

この図において(1) はアーマーコートの破壊や溪岸侵食がない状態で、土砂の移動が発生する。(2)はアーマーコートの破壊に伴い土砂の移動が発生する。(3)は溪岸の侵食によって生産された土砂が移動する。(4)は流路の移動によって新しい河床の土砂が移動する。以上の領域を考慮して流砂量を予想する場合、(1)の領域では上流からの土砂の量および粒径と水理量が与えられれば流砂量が求められる。しかし、(2)、(3)および(4)の領域の場合、アーマーコートの破壊、溪岸侵食および流路の変動を予測し、それらに伴う河床材料の粒径の変化を考慮する必要がある。

図9 足洗谷本川流路の中心の平面形状
(図8と同じ区間)

Bed elevation - Average bed slope (m)

Data from "Ashirai channel profile"

図8 足洗谷本川における河床高から平均河床高を差し引いた値の流路に沿う分布

図10 流路および流砂形態の変動過程

- A : 流量減
- B : 流量増加
- C : 流向変化

図11 足洗谷本川の深谷観測点における土砂流出
(観測された砂礫は直径10cm以下)

流量と流砂量の関係にこの様な点を考慮しなければならぬ例として、A地点における流砂の観測結果を図11に示す。この図において明らかなように、最大流量が同程度の出水において、土砂流出量およびその時間分布が異なる。この図において、二つの洪水の流砂を比較すると、両者とも流量の増加に良く対応して流砂が発生している。この様に流量に対して時間遅れもなく流砂が発生しているのは、観測地点付近において砂礫の移動が開始されたことを示している。流出砂礫を粒径5mm で二つに分けると、粒径が小さい方は最初の流量ピークに対応して最大流砂量が発生しているのに対して、粒径の大きい方は遅れて最大流砂量が発生しており、このような移動形態の相違が階段状流路形態に支配され、かつ、アーモアコートの破壊から形成過程に重要な役割を演じているものと考えられる。

さらに、この前後の洪水の流砂量を比較すると前の洪水の方が流砂量が多く、特に粒径の大きなものではその差が大きい。このような相違はアーモアコートの破壊や溪岸侵食の規模および発生場所の違いなどによるものと考えられる。このような傾向は、観測された多くの出水において認められている。図12は流量と流砂量の関係を洪水毎に比較したもので、上記のような理由によって、これらの関係が洪水毎に異なるものと考えられる。また、アーモアコートの破壊、溪岸侵食などが流路全体に発生する事は少なく、どのような範囲で発生するかを評価することも重要な課題である。

5. 土石流による流路の形成

土石流の通過によって流路形態は大きく変化する。ここでは、土石流の発生域と通過・堆積域に分けて検討する。図13は発生域の平均勾配20° の河床と河床の高低差の分布を流路に沿って示している。この図のFにおいて、河床の微小な変動は少なく、流路長100mから200mの単位で変動が認められる。この区間における河床の形成が土石流の影響を受けたものと溪岸斜面からの土砂供給に支配されるものに分けられる。図中のFは溪岸斜面からの土砂供給の影響を受けている。図中のEは土石流の発生による河床の侵食深の流路に沿う分布を示しており、これは土石流の影響を受けている。侵食深の分布の特徴は上流部より下流部の方が僅かに侵食深が多くなっている。

土石流の痕跡幅の流路に沿う分布は図中のBに示すように部分的に広がっているが下流方向へ僅かに広

図12足洗谷本川における流量Qと流砂量Qsの関係

図13白水谷の中谷の河床

F: 河床高から平均河床高を引いた値

E: 河床侵食深

B: 河床侵食幅

くなる傾向が認められる。この様な下流方向への変化が最大流量の変化に支配されているのか、流れが横断方向に振れたことによるものか検討の余地がある。

ついで、土石流の流動・堆積域の流路幅の分布と変動状態を足洗谷本川のA地点の上流区間において検討する。図14は最大痕跡幅の流路に沿う分布を示す。土石流は図中のC5（最大流量 $320\text{m}^3/\text{秒}$ ）およびC8（最大流量 $40\text{m}^3/\text{秒}$ ）に示すように谷幅全体に広がっている。この様に土石流の規模に対して谷幅が狭い場合は谷幅によって制限される。図中のC1からC12までの最大流量が $10\text{m}^3/\text{秒}$ 以下の洪水では痕跡幅は5mから15mの間に分布し、かつ、流路幅10mを中心に約200mの波長を有する変動を示している。この様に流路幅の流下方向の変化が、この区間の下流に砂防ダムを境に接続する図9の流路における蛇行波長と同じ波長を有することは興味深い点である。

流量 Q と河幅 B については、レジーム論において $B = a Q^{1/2}$ のような経験的な関係が成り立つとされている。そこで、流量と河幅（最大痕跡）との関係を図15において検討する。最大流量 $320\text{m}^3/\text{秒}$ を除けば、係数 a の値が3から6の間で、その関係が成り立っている。さらに、河幅 B と蛇行波長 L の間に、 $L = 10B$ の関係も認められる。しかし、谷幅に拘束されない範囲において河幅は流量に応じて変化するが、この流路に沿った河幅の分布にかなりの規則性が認められ、また、蛇行との関連性も認められる。その他、この区間において土石流の発生があっても新旧の流路の特徴には変化が少ない。その一例として、蛇行波長が経年的に変化しないのに対して、その振幅には変動が認められ、その変動機構なども含めて注目すべき点が多い。

6・結語

以上、本文においては流路形態と流砂について観測・調査の成果を中心に、階段状の流路における土砂調節、アーマールコートの破壊などによる流砂特性の変化、土石流による新しい流路の形成および新旧流路の類似性などについて検討を行った。また、流砂現象を予測するためには流路形態とその特性およびその変動などが非常に重要であることを明らかにした。さらに、今後の課題として、階段状河道のステップ・プールの規模が何によって支配されているのか、階段状流路の形成・破壊機構およびこれらの現象が発生する場所の推定、蛇行流路の振幅の変動機構などの説明が重要であることを指摘した。

参考文献

- 1) 芦田和男・高橋 保・沢田豊明：山地流域における土砂流出の観測研究、第23回水理講演会論文集、1979, pp. 61-69.
- 2) 沢田豊明・芦田和男・高橋 保：山地河道における掃流砂の流送過程、第25回水理講演会論文集、1981 pp. 507-514.
- 3) 沢田豊明・芦田和男・高橋 保：山地河道の変動と砂れきの流出に関する研究、第26回水理講演会論文集、1982, pp. 105-110.

図14足洗谷本川における最大痕跡幅の流路に沿う分布（20m間隔）
 CW_{max} : 谷の幅
 C_{min} : 平水時の水面幅
 $C1 \cdots C12$: 洪水・土石流後の痕跡

図15足洗谷本川における最大痕跡幅と最大流量の関係（図14と同じ区間）