芳朗	○原田	学生会員	中央大学理工学部
捷二	福岡	フェロー会員	中央大学研究開発機構
浩史	田中	正会員	新潟県河川管理課

1. 序論

石や礫等の大きな河床材料から成る河道では、洪水流によって小さい河床材料が動かされ、河床が洗掘され る.河床洗掘に伴い流れの掃流力に見合った材料が河床に現れ、それらが大きな抵抗要素となり安定な河道形 状を形成する.さらに流量が増大すると、河床が安定しているため、河岸が侵食され、河積を増すことで安定 状態になろうとする.そのため、河道の安定には、河道内の粒度分布と川幅等の横断面形状の相互関係が重要 となる¹⁾.単断面の中小河川では、側岸が護岸で固定され川幅が決まっている河道が多い.そのような河道に おいて洪水流に耐えうる適切な河床材料がない場合には、拡幅に伴う安定な横断形状を形成できないため、河 床が著しく洗掘されるといった問題が生じる恐れがある.中小河川では、大河川に比べ洪水継続時間が短く、 洪水波形がシャープな形をしている.そのため、中小河川と大河川では河床洗掘の過程も異なると考えられる. しかし、洪水中の河床変動を観測することは難しく、洪水中の河床変動についてはよく知られていない.本研 究では、保倉川において観測された河床高の時間変化のデータを基に、中小河川における洪水中の河床洗掘と

洪水流の波形の関係について明らかにすることを目的としている.

2. 対象河川と観測状況の概要

図-1 に対象河川の平面図を示す.対象河川は,関川水系の保倉 川で新潟県が管理する区間である.図中の赤丸の3地点において, 2004 年から 2005 年にかけて洪水中の河床高の時間変化が測られ ている.観測は,各観測点に光電式砂面計を設置して行われてい る.観測点は,洪水中の水理量を推算するために水位観測所の近 くが選ばれている.表-1 に各観測点における河道特性を示す.観 測点の川幅は 30~40m 程度であり,河床勾配は 1/136~1/118 とな っており,観測点③は支川の小黒川との合流点の直下流に位置し ている.また,図-2 に河床材料粒度分布を示す.上流側の観測点 ほど河床材料が大きくなっている.

3. 洪水波形と河床変動

表-2 に検討対象洪水を示す.対象とした 6 洪水のうち,2004/7/18 洪水と 2005/6/28 洪水は計画流量規模以上の出水であった.次に, 砂面計により観測された河床高の時間変化から,洪水波形と河床 高の関係について検討を行う.図-3 に観測点①での水位ハイドロ グラフと洪水中の河床高の時間変化を示す.水位ハイドログラフ は,顕聖寺水位観測所で作成された H-Q 式を用いて,不等流計算 から算出されている.図-3(a)は 1 山の洪水,図-3(b)は 2 山の洪 水である.1 山の洪水は,非定常性が強く,9時間で平水時の水位

から約2.8m水位が上昇している.このように1山の 洪水では、水位がピークになる前に河床高が最深河床 に達し、埋め戻され始めている.2山の洪水は、1山 目の洪水で運ばれた土砂が2山目でその影響を受け、 洗掘と埋め戻しが交互に起こっている.図-4に各観



表-1 保倉川の河道特性





表-2 対象洪水(洪水データ:顕聖寺水位観測所)

ピーク発生日時	2004/2/23	2004/7/18	2004/10/21	2005/6/28	2005/8/16	2005/8/22
	1:00	2:00	0:00	14:00	5:00	9:00
最大流量(m ³ /s)	235	500	320	610	370	290
最大水深(m)	2.72	3.74	3.09	4.08	3.29	2.98
平均流速(m/s)	2.4	3.5	2.8	3.8	3.0	2.6
洪水ピークの数	1山	1山	1山	2山	2山	2山

キーワード 中小河川, 洪水の水位上昇速度, 河床低下速度, 砂面計 連絡先: 〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27-31214 中央大学研究開発機構 TEL 03-3817-1611 測点で砂面計を用いて得られた洗掘 深と埋め戻し深を示す.これより,特 に保倉川の観測点①では、洪水ごとに 洗掘深と埋め戻し深の関係が異なっ ていることが分かる. つまり, 洪水ご との水位ハイドログラフの波形の違 いが、洗掘深に影響していると考えら れる.

4. 水位上昇速度と河床低下速度

水位ハイドログラフの波形と河床高の時間変化 の関係について検討を行う. ここでは、洪水波形 と洗掘深との関係性を捉えやすい1山洪水の結果 を用いて検討を行う.洪水中の無次元河床低下速 度と無次元水位上昇速度の関係を図-5に示す.河 道特性が異なる観測点で検討するため、水位の時 間変化率(h,)と河床高の時間変化率(z,)をそれ

29.0

28.5

28.0

26.5

26.0

25.5

25.0

Ê 27.5 匾 27.0

ぞれ摩擦速度(u*)で割ることで無次元化している.水位上 昇速度は,水位が限界掃流力に達した時刻からピーク水位時 までの上昇量をその経過時間で割って算出している.また, 河床低下速度は,河床が掘れ始める時刻から最深河床までの 洗掘深をその経過時間で割って算出している. これよりいず れの洪水においても無次元水位上昇速度が増加するにつれ て,無次元河床低下速度も増加する傾向があることが分かる. 同一洪水において観測点ごとに比較すると、観測点②、①、 ③の順に無次元河床低下速度が増加する傾向である.これは、 ②に比べて①の水深が大きく無次元掃流力が大きいことに より、①の洗掘量が大きくなると考えられる. それに対して、 観測点①より③の水深が小さいにも関わらず、観測点③の洗掘 量が観測点①より大きいのは、図-1より観測点③は内岸砂州上 に位置するが、洪水時には洪水流が直線的に流れることにより 水衝部にあたるためと考えられる.また,図-6に洪水後に各観 測点で測量された横断面形状の経時変化を示す. これから観測 点③では,他の観測点に比べて河床変動量が多いことが分かる. これは、観測点③が両岸を護岸工で固定され、川幅が一定の断 面であり、護岸工によって河床洗掘が顕著となるためであると 考えられる.

5. 結論

洪水位の上昇速度が増大すると河床の低下速度が減ずる関係 があることを実測データより示した. さらに流量規模や水位ハ イドログラフの波形が河床洗掘の過程を規定することを示した.







構新距離(m) 図-6 各観測点における横断面形状の経時変化

参考文献 1) 塚本洋祐,福岡捷二,須賀正志,澤原和哉,長田健吾:蛇行石礫河川の粒度分布特性と安定河道形状,河川技術 論文集, 第14巻, pp. 7-12, 2008.

33.0

32.0 10.0