

片庭川流域における洪水時の浮遊砂・ウォッシュロード観測と流域土砂動態モデルの検討

平林 桂¹・砂田憲吾²・大石 哲³・宮沢直季⁴

¹正会員 工博 ㈱サンポー (〒400-0111 山梨県中巨摩郡竜王町竜王新町 2277-15 赤坂ソフトパーク)

²フェロー 工博 山梨大学大学院教授 医学工学総合研究部 (〒400-8511 山梨県甲府市武田 4-3-11)

³正会員 工博 山梨大学大学院助教授 医学工学総合研究部 (〒400-8511 山梨県甲府市武田 4-3-11)

⁴正会員 工修 山梨大学大学院助手 医学工学総合研究部 (〒400-8511 山梨県甲府市武田 4-3-11)

片庭川流域において発生した2つの洪水に対し、流量・粒径別浮遊土砂濃度の時間変化を計測した。その結果、ウォッシュロード濃度の時間変化と浮遊砂濃度の時間変化特性が異なる場合があることを見出した。また、片庭川流域を対象に、流域全体で降雨および表面流によりウォッシュロードが、河道内で浮遊砂が生産され、流水とともに河道に集められ輸送される過程を表現する数値モデルを構築した。このモデルにより、1996年洪水、および1997年洪水を対象に、観測点におけるウォッシュロード・浮遊砂濃度の時間変化の計算を行い、観測値と比較してその再現性を確認した。ウォッシュロードについては、表面流により生産されるものと雨滴により生産されるものの割合について数値実験的に考察した。

Key Words : wash load, suspended load, sediment transportation, kinematic wave, Kataniwa River basin

1. はじめに

適切な河川計画・管理を行うためには、長期的河床変動傾向あるいは洪水による局所洗掘・堆積の発達等を精度よく予測することが重要である。この重要なツールが河床変動計算であり、一般に現地流砂観測はこの精度向上に寄与することを目的の一つとして実施されてきた。このような経緯から、これまで現地流砂観測では河床変動に直接寄与する掃流砂および浮遊砂が主として扱われ、河床材料と交換することなく流水とともに流下するウォッシュロードにはさほど重点が置かれなかった傾向があった。ところが近年の研究は、実はウォッシュロードがその一部を河道内に堆積させ、河川微地形形成・河川環境形成に重要な役割を果たしていることを明らかにしつつある。藤田ら¹⁾は、洪水時において低水路を流下するウォッシュロードが高水敷に堆積し自然堤防などの微地形を形成するプロセスを現地観測および数値シミュレーションにより検討するとともに、ウォッシュロードの含有率が河岸の耐侵食強度に強く影響することを示している。また、藤田ら²⁾、望月ら³⁾は河床変動・自然堤防形成などの河川地形形成に関わる諸現象について、関与するのは特定の粒径集団だけであることに注目し、粒径別に土砂動態

を捉えることの重要性を唱えている。

河道内植生に関しては、例えば李ら⁴⁾は礫床河川において植生が繁茂・群落化するための条件のひとつとして、洪水時における植生域への微細砂の堆積さらにはそれに伴う保水性の向上が必要であるとしている。さらに、渡邊ら⁵⁾、戸田ら⁶⁾は、微細砂表面に付着し流下する栄養塩・有機物の存在が河川環境に影響を与えている。以上の研究からもわかるように、浮遊砂のみならず、流域におけるウォッシュロードの動態を把握することは、河川の地形変化のみならず、河川環境へのインパクト予測の面でも非常に重要である。

こうした背景に鑑み、浮遊砂・ウォッシュロードの動態を明らかにしようとする研究が、これまでに様々な方法でなされてきている。実河川の洪水観測に基づくものとしては、例えば久保田ら⁷⁾、朴⁸⁾、望月ら⁹⁾、清水ら¹⁰⁾、平林ら¹¹⁾の研究が挙げられる。いずれも定点において採水観測を行い、ウォッシュロード・浮遊砂の濃度の時間変化およびその変動特性を調べようとするものである。これらの諸研究の中でしばしば指摘されるのが粒径別の挙動の違いであり、流量のピークに先行して土砂濃度のピークが発現する「初期フラッシュ」などがこれに含まれる。こうした現象の解明には、一洪水中におけるウォ

ッシュロードの濃度変動特性と浮遊砂のそれとの違い・その原因を明確にすることが重要であると考えられる。

流域での土砂動態の解明を目指した別のアプローチとして、流域全体を対象とした数値モデルを構築する試みがある。代表的なものとしては、江頭ら¹²⁾、砂田・長谷川¹³⁾、徳田ら¹⁴⁾の研究が挙げられる。江頭らの研究は流域スケールでのウォッシュロードの挙動を扱った一連の研究の端緒を開くもので、ウォッシュロードの起源を渓流内堆積物と設定し、基本的に粒径別河床変動計算によって流砂の挙動を表現している。砂田・長谷川は国土数値地形情報を活用することで流域内での河道網を効率的に構築するとともに、河床変動計算をベースに流域内での土砂の貯留～流出等について検討している。徳田らは定山溪ダム流域を対象にウォッシュロードの流出モデルを構築し、計算値と現地観測値とを比較し良好な結果を得ている。

筆者らは、濁沼川を対象とした洪水時の流砂観測を1996年および1997年の2度実施し、粒径別に流送特性を調べたところ、小さな粒径のものに限り明確な初期フラッシュ現象が確認された。この事実は、粒径別に生産・流送機構が異なることを想起させるものである。そこで、本研究では、まず浮遊砂およびウォッシュロードそれぞれに異なる流送機構を与えた流域土砂動態モデルを構築するとともに、ウォッシュロードについては雨滴による生産モデルと表面流による生産モデルを併用し、数値実験的な方法でウォッシュロード生産・流送過程について考察を行った。

なお、ウォッシュロードは河床材料と混合することなく浮遊し続けるものを、浮遊砂は河床に着地・再浮上を繰り返しながら流下するものを指すとされるが、粒径や水量によってはその中間的な動態を示すこともあることもあってか普遍的な定義はないようである。江頭ら¹²⁾は、浮遊状態でしか移動し得ない材料をウォッシュロードとし、他の研究をレビューしつつその閾値を0.1mmと定義している。本論においてもこの値を目安に、より確実にウォッシュロードとしての動態を示す0.074mmを閾値として設定している。

2. 片庭川の河道特性¹⁵⁾

Fig.1 に関東平野北部の河川流域図を示す。片庭川は、国見山(標高382m)に源を発し、濁沼川に46km地点で合流する小規模河川である。濁沼川は濁沼を介して那珂川に注ぐ右支川であるから、片庭川是那珂川の3次支川にあたる。**Fig.2**は片庭川の流域を抽出したものである。流域面積は8.2km²であり、その約70%が山地、残りが沖

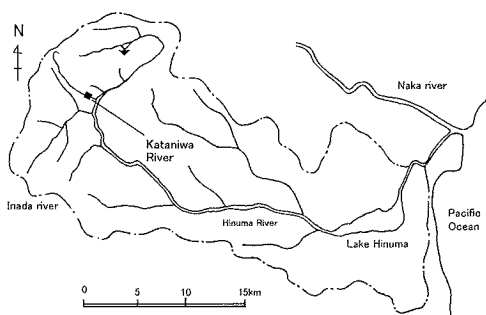


Fig.1 The Kataniwa river on the Hinima river basin.

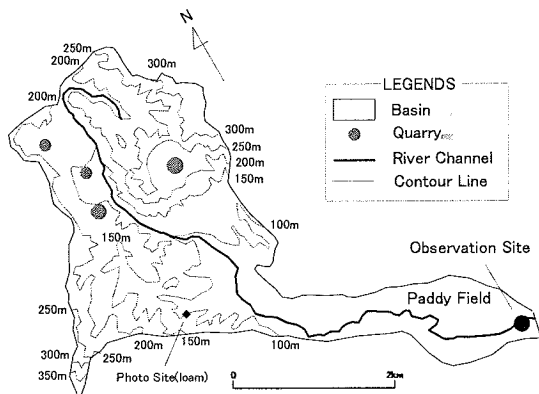


Fig.2 Kataniwa river basin.

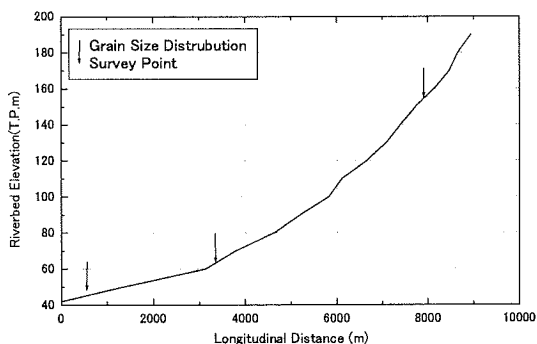


Fig.3 Riverbed profile and bed material survey sites.

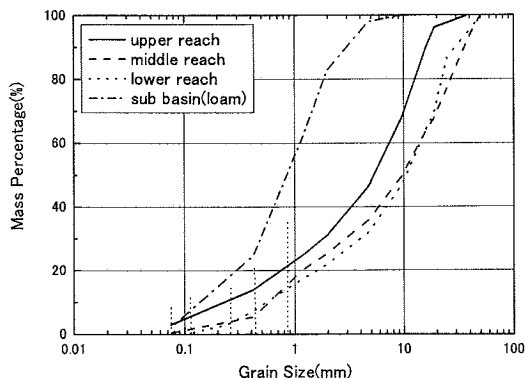


Fig.4 Grain size distribution.

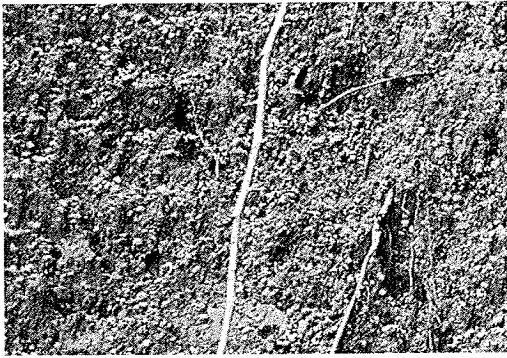


Photo.1 Surface of a sub-basin.

積平野である。沖積平野部の大半は田圃として利用されている。山地域での地質は砂岩・泥岩が主体である。山地域にはいくつかの採石場が見られ、裸地化している¹⁶⁾。

Photo.1 には、片庭川への直接の土砂供給源となっているとみられるローム層ののり面 (Fig.2 において◆で示した個所) の状況を示す。これより、散在する小礫の周辺のみが侵食されていることがわかる。この状態は、小礫がロームへの雨滴の直接の衝突を防いでいることにより形成されたものと考えられる。

Fig.3 に片庭川の河床縦断面形を示す。流路長は約 9,500 m である。河床勾配は、下流域で約 1/150、中流域で約 1/75、上流域で約 1/30 である。川幅は、上流域で 4m 程度、下流域で 6m 程度である。低水路深さは観測地点付近で約 1.5m である。

Fig.3 に示す片庭川の上・中・下流部 3 地点で採取された河床材料、および片庭川への直接の土砂供給源となっているとみられるのり面 (Photo.1 の個所) の構成材料、の粒径加積曲線を Fig.4 に示す。河床材料の粒度分布は 3 地点とも大きな差異はなく、主体は 5~30mm の砂・礫である。最上流部では水裏から河床材料を採取したので 0.1mm 以下の粒径集団が他の地点に比べ多い。のり面の構成材料はロームであり、河床材料よりも明らかに粒径が細かく粒度分布は全体的に均一で、0.1mm を下回る粒径集団の占める割合は河床材料並みである。

3. 流砂観測の内容

1996年9月21~23日に来襲した台風17号,および1997年6月21~22日にかけて来襲した台風9号によりもたらされた洪水を対象に流砂観測を実施した。1996年9月洪水は一峰性の降雨により、1997年6月洪水は二峰性の降雨によりもたらされている点が際立った特徴である。各観測の内容を以下に詳述する。

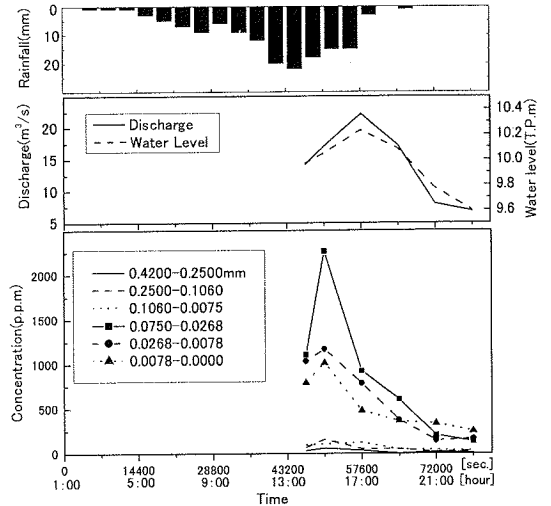


Fig.5 Observation results (Sept. 1996 flood).

(1) 1996年9月洪水

a) 洪水の特徴

流域に最も近い雨量観測所である笠間観測所で得られた当該洪水時の降雨ハイトグラフ、片庭川最下流で観測された水位・流量ハイドログラフ、および粒径別の浮遊土砂濃度の時間変化を Fig.5 に示す。降雨継続時間は 18 時間程度である。降雨パターンは、降り始めから徐々に降雨強度を増し、13:00 にピーク 22mm/hr を迎え、徐々に強度を弱める一峰性のものであった。流量もこれに対応し、17:00 にピーク値 22.2m³/s を経た後、徐々に減水した。

b) 観測方法

観測地点は溜沼川との合流点から約 200m 遡ったところである。この地点は、流域の末端近くでかつ溜沼川の水位の影響が及ばないことを条件に選点された。

流砂観測の測定項目は、浮遊土砂 (浮遊して運搬される土砂、すなわち浮遊砂とウォッシュロードを足し合わせたものと定義する)、流量、水位、および水面勾配である。

浮遊土砂は、直径約 10cm の柄杓で表面水採取することにより得た。採取は、採取量が 1 測定につきおよそ 20 リットルとなるまで繰り返し行なわれた。この方法では、水深方向に濃度が均一となるであろうウォッシュロードを対象とした観測では比較的高精度が得られると考えられる。しかし、浮遊砂に対しては、それが鉛直方向に濃度分布を持ち、しかもその濃度の低いところを測定しなければならないこと、また、洪水時のボイル等によりその濃度分布が即座に変化する可能性があること等により高精度は期待できないと推定される。なお、浮遊土砂採取は、洪水ピーク近くのみ毎正時に、その後の期間には 2 時間毎に実施した。採取した表面水は重量を測定

した後に乾燥させ、土砂のみの重量を測定し、先に測定した全重量で除すことにより浮遊土砂濃度を求めた。さらに、取り出した土砂に対しふるい分け試験および沈降試験を行い、粒度分布を測定した。これと、先に求めた浮遊土砂濃度から粒径別の濃度を推定することができる。

流量観測は通水断面を5分割し、2本の見通し線を45mに設定した浮子法により行なわれた。流量観測実施のタイミングは、基本的に浮遊土砂観測の場合と同様である。

水面勾配は155mの間隔で設置した2つの水位標により測定した水位データをもとに計算した。

c) 観測結果

Fig.5 における浮遊土砂の時間変化に着目すると、いずれの粒径集団の浮遊土砂も、水位・流量に2時間先立ってピークに到達していること、粒径集団の中では0.075mm以下のものが大きな割合を占めていることがわかる。

ここで、粒径集団と流送形態について考察する。**Fig.6**は洪水増水期から減水期までを含む水面勾配・水深観測値から求めた摩擦速度の平均値を元に計算した粒径別のRouse分布である。分布形が一樣であればその流送形態はウォッシュロードと評価することができる。**Fig.6**によれば、粒径0.075mm以下の粒径集団は分布が一樣に近いこと、**Fig.5**から0.075mmを境に濃度に大きな差異があつて流送形態の違いを想起させることから、ここでは0.075mm以下の粒径集団をウォッシュロードと見なすことにする。

(2) 1997年6月洪水

a) 洪水の特徴

1997年6月洪水を対象に、流域に最も近い雨量観測所である笠間観測所で得られた当該洪水時の降雨ハイエトグラフ、および片庭川最下流で観測された水位・流量ハイドログラフ、粒径別の浮遊土砂濃度の時間変化を**Fig.7**に示す。この洪水が1996年9月洪水と最も異なる点は、その降雨パターンが12:00~13:00に一旦中断する二峰性であったことである。ただし、水位・流量は流域・河道の貯留効果等により均され、一峰性となっている（ピーク流量15.3m³/s）。

b) 観測方法

当該洪水観測における水位、流量、水面勾配の観測方法は1996年9月洪水と同一であるが、浮遊土砂観測の方法は以下のように変更した。すなわち、**Fig.8**に示す流線型の断面形状を持つ観測柱を河道内に設置し、河床から10、50、および100cmの高さにあるノズルを通じ、ポンプで採水した。ノズルの入口は観測柱のよどみ点に配置されているので、流速と同じ速度で吸引すれば観測柱の

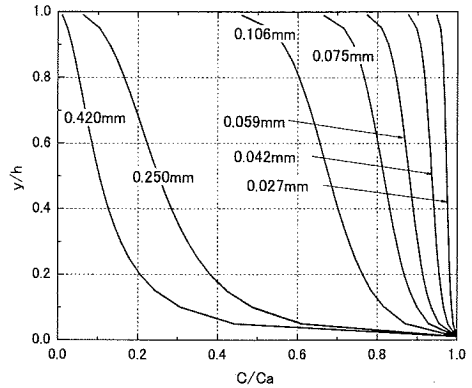


Fig. 6 Rouse distribution.

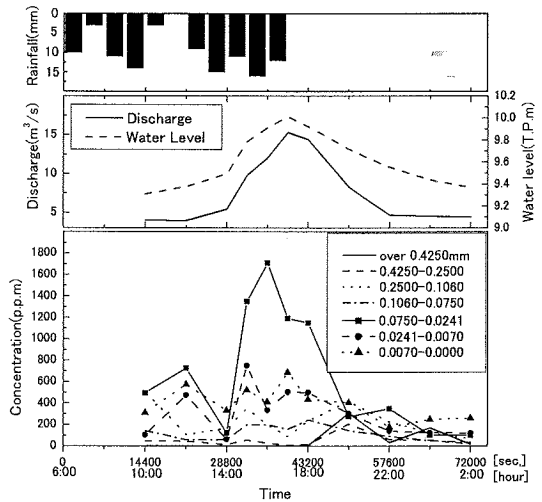


Fig. 7 Observation results (June, 1997 flood).

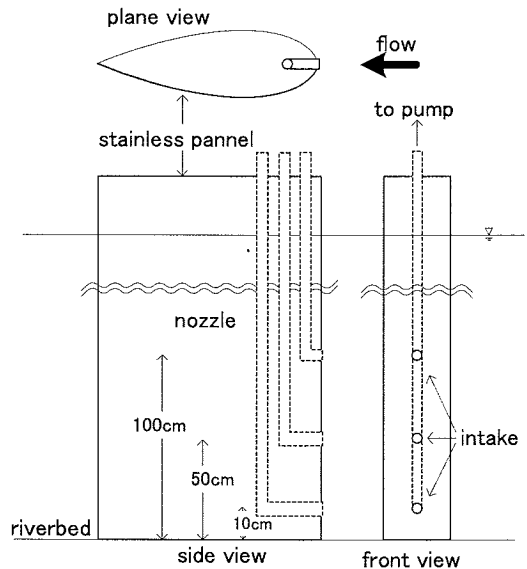


Fig. 8 Structure of the observation pier.

影響をほとんどゼロとした状態での採水が期待できる。吸引速度は採水量と採取時間から求めることができるが、流速の調節のためバルブ等でパイプを絞り込むとそこに土砂が堆積し、詰まりの原因となるので、実際には洪水流速よりも 30~50%ほど速い流速 2m/s 程度で吸引している。なお、この採水方式を採った 1997 年 6 月洪水観測においては、以下に示す精度上の問題が発生した。すなわち、採取中に採水流量が急に低下したり、濃度が肉眼でも確認できるほどに低下する現象がしばしば発生した。ノズルを直ちに引き上げると先端へ葉・ごみが詰まっていたことから、濃度の減少は吸引流量の低下によりノズルに吸引される直前で沈降してしまう土砂粒子が増大するからであると考えられる。基本的には観測中にこのような現象が見られた場合には観測をやり直すことで精度向上に心掛けたが、ノズルが不完全閉塞したような場合には感知できないこともあったと思われる。1996 年 9 月洪水を対象に得られた浮遊土砂の濃度変化の状況と 1997 年 6 月洪水観測時のそれを比較すると、後者のデータのばらつきのほうがかなり大きいことから、上記のような誤差の影響が含まれていると考えざるを得ない。このような問題は、ごみの多い増水期〜洪水ピーク時に特に起こりやすい。またその影響は沈降速度が大きいことから粒径が大きいものほど強く受けると考えられる。

c) 観測結果

Fig.7 に示した浮遊土砂の時間変化特性について、1996 年 9 月洪水のそれと著しく異なる特徴としては、14:00 に一旦濃度の低下が見られ、全体として二峰性となっていることである。この傾向はウォッシュロードに相当する粒径 0.075mm よりも小さな粒径集団に顕著に見られる。ウォッシュロードは渓床堆積物が侵食される際に流出するとの考え方が一般的である。しかし、Fig.7 の水位・流量ハイドログラフを見るかぎりこの機構だけではウォッシュロード濃度の二峰性を説明するのは難しく、雨滴による直接の打撃がウォッシュロード生産に結びつくプロセスも加えなければならぬと考えられる。一方、粒径の粗い集団は洪水減水期にあたる 20:00 前後に濃度ピークを示している。なお、この現象については、b. で述べたとおり特に洪水増水期からピークにかけてゴミの影響を受けている可能性があり、水理的に意味のあるものかどうか疑問が残る。

4. 数値モデルの構築

本項では、洪水時における片庭川での土砂動態を粒級別に解析するための数値モデルを構築する。ウォッシュロードのモデリングに際しては、流域で降雨の打撃によ

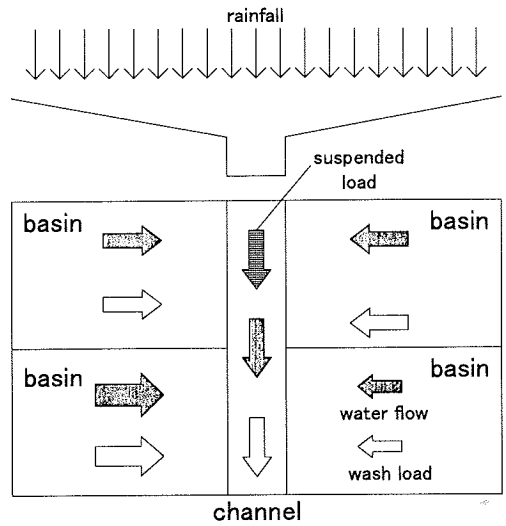


Fig.9 Outline of the numerical model.

って生産される状態を想定したものと、表面流により侵食・輸送されて河道に流出するものの2とおりのモデルを設定する。本検討では、初期フラッシュをはじめとする現地観測結果をほどよく再現できるような両者の割合を試行錯誤的に求める。またこの結果を帰納的に考察し、当該流域におけるウォッシュロードの生産・流送特性について論じることとする。

(1) 全体構成

モデルの概要を Fig.9 に示す。モデルの全体構成は以下のとおりである。流域を地形に応じて数多くの小流域に分割し、各分割流域において流出解析とウォッシュロードを対象とした土砂動態解析を行なう。この解析で得られた流量とウォッシュロードフラックスを横流入とし、河道流、および土砂動態を計算する。河道内では横流入のみを起源とするウォッシュロードに加え、河床から生産される浮遊砂についても計算を行なう。

(2) 小流域表面での流れ

流域を地形に応じて分割して生成した分割流域の表面流は、kinematic wave 法により計算する。

$$\frac{\partial A_b}{\partial t} + \frac{\partial Q_b}{\partial x_b} = B_b R_e \quad (1)$$

$$Q_b = \frac{1}{n_b} B_b h_b^{5/3} I_b^{1/2} \quad (2)$$

$$\left. \begin{array}{l} \frac{\partial Q_b}{\partial x_b} \quad \text{at lower end} \\ Q_b = 0 \quad \text{at upper end} \end{array} \right\} B.C.$$

ここに、 x_b : 分割流域における流下方向距離、 t : 時間、 A_b , Q_b , h_b : 表面流の流積、流量、水深、 n_b : 等価粗度係数、 B_b : 分割流域の幅、 I_b : 流れ方向の縦断勾配である。

降雨強度は流域で一様として扱う。 R_e は降雨強度の観測値 R をもとに次式により与える。

$$R_e = f \cdot R \quad (3)$$

ここで、 f は初期損失、あるいは浸透流の影響を表現するための係数である。この与え方については、降雨継続中に一様とするもの、初期に集中させるもの等いろいろな考え方がある。ここでは両者を組み合わせて用いる¹⁷⁾。具体的には、降雨開始から6時間は $f=0.6$ とし、残りの時間全てにおいて $f=0.98$ とした。

(3) 小流域でのウォッシュロードの挙動

坊野ほか¹⁸⁾は、ウォッシュロードの1次元動的な動態を1次元の移流拡散方程式により解析している。ただし、本検討で要求される精度の範囲においては、流下方向の拡散は無視できることが洪水時における洞沼川の流砂観測¹⁹⁾においても確認されているので、本モデルでは拡散項を省略し、生成項を有する1次元移流方程式

$$\frac{\partial(A_b C_w)}{\partial t} + \frac{\partial(Q_b C_w)}{\partial x_b} = B_b(E_w - C_w w_w) \quad (4)$$

$$\left. \begin{array}{l} \frac{\partial C_w}{\partial x_b} = 0 \quad \text{at lower end} \\ C_w = 0 \quad \text{at upper end} \end{array} \right\} B.C.$$

により計算するものとする。ここに、 C_w : 水深平均ウォッシュロード濃度、 E_w : 底面からの浮上フラックス、 w_w : ウォッシュロードの沈降速度である。

(4) 河道内における動態

a) 洪水流の挙動

計算対象である片庭川の十分な地形データがないため、河道内流れのモデリングに際しては厳密さよりもモデルの簡潔さを優先し、斜面流と同様に kinematic wave 法で解くものとする。

$$\frac{\partial A_c}{\partial t} + \frac{\partial Q_c}{\partial x_c} = q_{side}, \quad q_{side} = \frac{Q_{bLE}}{B_{bLE}} \quad (5)$$

$$Q_c = \frac{1}{n_c} B_c h_c^{5/3} I_c^{1/2} \quad (6)$$

$$\left. \begin{array}{l} \frac{\partial Q_c}{\partial x_c} = 0 \quad \text{at lower end} \\ Q_c = 0 \quad \text{at upper end} \end{array} \right\} B.C.$$

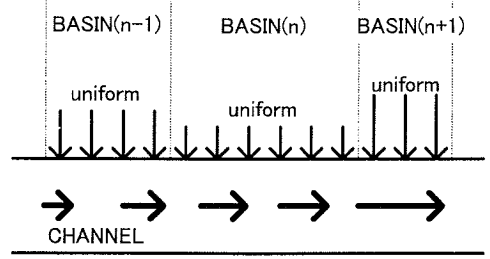


Fig.10 Distribution of lateral inflow on the numerical model.

ここで、 x_c : 河道流下方向軸、 A_c , Q_c , h_c , B_c : 河道における河積、流量、水深、川幅、 I_c : 流路勾配、 q_{side} : 横流入流量、 Q_{bLE} , B_{bLE} : 分割流域下流端での流量、流域幅である。 q_{side} は分割流域下流端からもたらされ、Fig.10に示すように分割流域内では等分布として扱う。

b) ウォッシュロードの移動

河道内におけるウォッシュロードの移動についても、小流域上の場合と同様、生成項を有する1次元移流方程式

$$\frac{\partial(A_c C_w)}{\partial t} + \frac{\partial(Q_c C_w)}{\partial x_c} = q_{side} \quad (7)$$

$$q_{side} = C_{wLE} \cdot q_{side} \quad (8)$$

$$\left. \begin{array}{l} \frac{\partial C_w}{\partial x_c} = 0 \quad \text{at lower end} \\ C_w = 0 \quad \text{at upper end} \end{array} \right\} B.C.$$

で解くものとする。ここに、 q_{side} : 分割流域から横流入してくるウォッシュロードのフラックス、 C_{wLE} : 分割流域最下流端でのウォッシュロード濃度である。 q_{side} についても q_{side} と同様、分割流域内では等分布として扱っている。なお、ウォッシュロードの大半は河床材料と交換しないと考えられるので、式(7)からは浮上フラックス・沈降フラックスの項を省いてある。

c) 河道内における浮遊砂の生成・移動¹⁹⁾

浮遊砂の動態は、河床への沈降、河床からの浮上を繰り返しながら流下する点でウォッシュロードのそれと明確な違いがある。本モデルにおいてもこの違いを表現するために、生成項を加える。

$$\frac{\partial(A_c C_s)}{\partial t} + \frac{\partial(Q_c C_s)}{\partial x_c} = B_c(E_s - C_b)w_s \quad (9)$$

$$\left. \begin{array}{l} \frac{\partial C_s}{\partial x} = 0 \quad \text{at lower end} \\ C_s = 0 \quad \text{at upper end} \end{array} \right\} B.C.$$

$$C_s = C_b \frac{1 - \exp(-6Z)}{6Z}, \quad Z = \frac{w_s}{\kappa u_*} \quad (10)$$

$$E_s = a \left(\frac{u_*}{w_s} \right)^2 \quad (11)$$

ここに、 C_s ：浮遊砂濃度（水深平均）、 C_b ：浮遊砂の底面濃度、 E_s ：河床から浮上する浮遊砂の濃度、 w_s ：浮遊砂の沈降速度、 u_* ：摩擦速度、 a ：係数である。なお、 E_s については、Ikedaら²⁰⁾が浮遊砂を対象にした水路実験結果をもとに提案した濃度式の式形を用いている。

(5) 表面濃度への変換（浮遊砂）

1996年洪水において、浮遊砂濃度の実測値は表面水から得たものであり、計算値は断面平均値が得られるので、両者の厳密な比較を行なうには、計算値を表面での値に換算する必要がある。本モデルにおいては、以下のように対応した。現地河川における浮遊土砂の採取は、直径10cm程度の柄杓で実施している。Fig.11に示すように、現地観測において柄杓全てが水没しない場合があること、柄杓の形状は円であるため、半径に対応する水深5cm程度の流水を最も多く採取すること等から、柄杓での採取は表面から水深5cm程度のところが対象になっているものと考えられる。よって、計算においては、濃度分布に指数分布を仮定し、水面から水深5cmまでの間で積分する。こうして求めた濃度を表面～5cm間の平均濃度とする。

$$\begin{aligned} C_s &= \frac{1}{h_d} \int_0^{h_d} C_{bs} \exp\left[-\frac{w_{0s}}{\varepsilon}(D-y)\right] dy \\ &= C_{sb} \frac{\varepsilon}{w_{0s} h_d} \left[\exp\left(\frac{w_{0s}}{\varepsilon} h_d - \frac{w_{0s}}{\varepsilon} D\right) \right. \\ &\quad \left. - \exp\left(-\frac{w_{0s}}{\varepsilon} D\right) \right] \quad (12) \end{aligned}$$

ここに、 h_d ：柄杓の半径に相当する水深、 D ：全水深である。

1997年洪水においては、Fig.8に示した採水器により採水を行っているが、不幸にもどのノズルから採取が行われたのか正確な記録が残されていない。そこで、ここではとりあえず観測値=水深平均濃度と扱うことにした。

(6) 積分方法

kinematic wave法の時間進行法としては特性曲線法、Lax-Wendroff法などがよく用いられる。ここでは2段階形式のLax-Wendroff法を用いた。ただし、このスキ-

Table 1 dt and dx .

Interval	Each basins	Channel
dx [m]	20	100
dt [sec.]	20	4

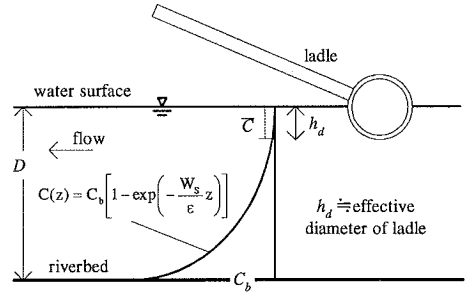


Fig.11 Translation to surface concentration.

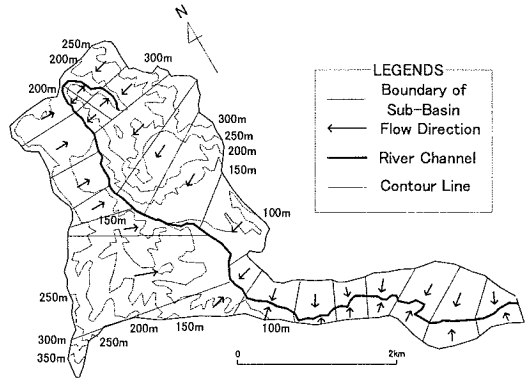


Fig.12 Separation of the basin.

Table 2 Condition of suspended load.

Grain size (median) [mm]	Existing probability		
	Upper 6km-	Middle 6-3.1km	Lower 3.1-0km
0.075-0.106(0.091)	0.025	0.015	0.005
0.106-0.250(0.178)	0.055	0.015	0.025
0.250-0.420(0.335)	0.029	0.019	0.040
0.420-0.840(0.630)	0.021	0.091	0.070

ムでは上下流端の node で計算ができないので、連続式のみを満たすよう box scheme (Amain の 4 点法) を適用させた。浮遊砂・ウォッシュロードの運動解析に際しては、時間進行法として Crank-Nicholson 法を用いた。

なお、土砂の移動に伴う河床変動・粒度分布の変動は、本検討では流域・河道とも生じないものとして扱った。

5. 計算結果

(1) INPUT

本計算における計算対象流域の小流域への分割状況を Fig.12 に示す。本計算においては、対象流域の地形に応じ 32 個の小流域に分割した。

計算刻みは C.F.L.条件を満たすように配慮し決定した。その値は Table 1 に示すとおりである。

河道内の粗度係数 n_c は、洪水時、各時刻に測定された流量および水面勾配をもとに、Manning の平均流速式に代入して求めた粗度係数を平均して得た ($n_c=0.030$)。分割流域の等価粗度係数 n_b は、計算の結果出力される流量ハイドログラフが実測値と最もよく適応するように決定した ($n_b=1.6$)。

浮遊砂は粒径 0.075mm 以上のものとし、これを 4 つの集団に分けて粒径別に計算した。また各粒径集団の河床存在確率は、河床材料の粒度分布調査の結果に基づき河道の上・中・下流に 3 分割して与えた。具体的な値については Table 2 を参照のこと。なお、沈降速度は Rubey の式により求めた。

浮遊砂の底面濃度式 (11) の係数 a は、計算結果と観測値がよく適合するよう試行錯誤的に、かつ各粒径集団に共通の値を与えた。

ウォッシュロードについては均一砂として扱った。代表粒径は本研究においてウォッシュロードであると仮定した 0.075mm~0mm の粒径集団の中央値 0.0375mm とした。分割流域におけるウォッシュロードの浮上フラックス式は、表面流により生産される状況に対応したもの、雨滴の直接の打撃により生産される状況に対応したもの、および両者を加えたものの 3 種類について検討した。検討の詳細については、2) 項に記す。

(2) OUTPUT

a) 流量

Fig.13 および Fig.14 はそれぞれ 1996 年 9 月洪水、1997 年 6 月洪水を対象に、流量ハイドログラフの実測値と計算値を比較したものである。これらより、1996 年、1997 年共計算値は実測値を概ね再現していることがわかる。

b) ウォッシュロード

表面流によりウォッシュロードが浮上する機構を表現する式としては、Ikeda ら²⁰⁾が浮遊砂を対象に提案した次の形式のものを用いることにする。

$$E_{w1} = \alpha_1 \left(\frac{u_*}{w_w} \right)^2 w_w \quad (13)$$

一方、雨滴によるウォッシュロードが浮上する機構を

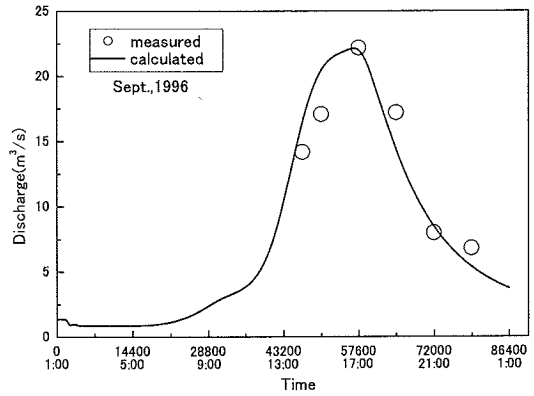


Fig.13 Comparison between observed and calculated discharge (Sept.,1996 flood).

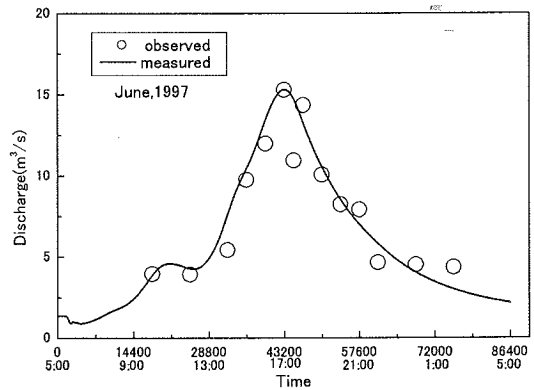


Fig.14 Comparison between observed and calculated discharge (June,1997 flood).

表現する式としては、雨滴の運動エネルギーに着目した Makhanu²¹⁾らの式、年間生産量と降雨強度の関係について研究したサントスら²²⁾の式を参考に、以下の形式で与えるものとする。

$$E_{w2} = \alpha_2 I_b^{\beta_1} R_e^{\beta_2} \quad (14)$$

$$\beta_1 = 1.0, \quad \beta_2 = 1.8$$

ここに、 E_{w1} 、 E_{w2} ：それぞれ表面流のせん断力、降雨の打撃によるウォッシュロードの浮上フラックスである。雨滴によるウォッシュロードの生産は、流域の斜面が急で表面流の水深がごく薄い場合にのみ起こると考えられるので、このパターンウォッシュロードに生産は急勾配斜面を有する片庭川の上流域（最上流から 8 つ目までの分割流域）でのみ発生するものとした。なお、この領域の河床勾配は 20~4% であるが、これは江頭²³⁾がウォッシュロードの主要な生産源とする土石流堆積物の一般的な堆積領域である渓床勾配が 10~4° 程度の範囲にほぼ対応することから、式(13)で計算されるウォッシュロード

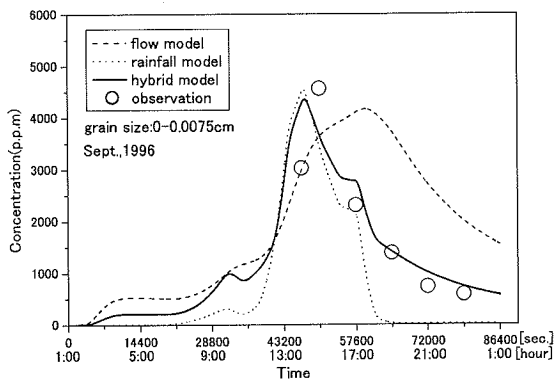


Fig.15 Comparison between observed and calculated wash load concentration (Sept.,1996 flood).

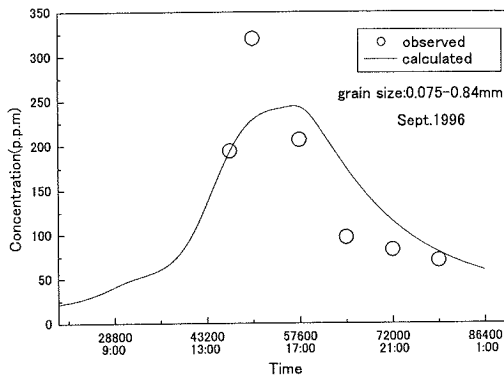


Fig.17 Comparison between observed and calculated suspended load concentration (Sept.,1996 flood).

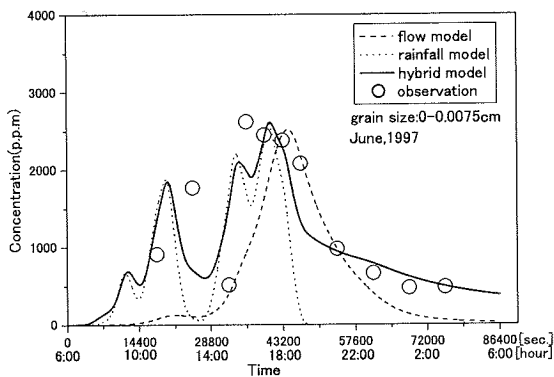


Fig.16 Comparison between observed and calculated wash load concentration (June,1997 flood).

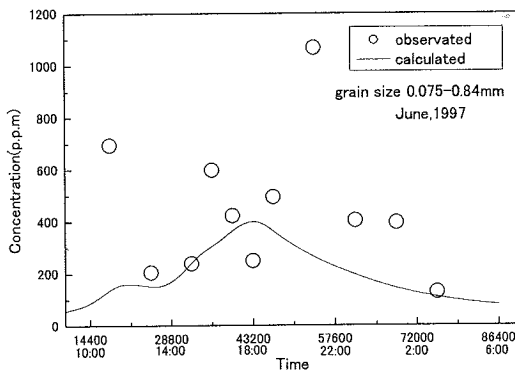


Fig.18 Comparison between observed and calculated suspended load concentration (June,1997 flood).

ードは溪床堆積物起源のものに対応していると解釈することもできる。

Fig.15, 16 は、それぞれ 1996 年 9 月洪水、1997 年 6 月洪水を対象に、ウォッシュロードが流域上の表面流よってのみ生産されるとした場合 (式(4)において $E_w=E_{w1}$ とした場合)、雨滴によってのみ生産されるとした場合 (式(4)において $E_w=E_{w2}$ とした場合)、および両者が同時に起こるとした場合 (式(4)において $E_w=E_{w1}+E_{w2}$ とした場合) の計算結果、および観測値をプロットしたものである。なお、計算に際しては、各ケースで濃度ピークが観測値と一致するよう底面濃度式の各係数はケースごとに変更している。Fig.15 によれば、表面流モデルは観測値よりもピークの出現が遅れており、流量ピークよりもウォッシュロードの濃度ピークが先行したという 1996 年 9 月洪水の重要な特徴を再現できない。また、降雨モデルは濃度ピーク付近でよい再現性を示すが、降雨の終止とともに度が短時間のうちに低下してしまうので、減水期での再現性が悪い。これらに対し、表面流モデルおよび降雨モデルを足し合わせたケースにおいては、洪水

全般に渡り高い再現性を示した。なお、この計算において与えた濃度式の係数は、表面流モデルで $\alpha_1=0.47$ 、降雨モデルで $\alpha_2=0.015$ であった。一方、Fig.16 に着目すると、表面流モデルにおける濃度変化は一峰性となり、二峰性であった 1997 年 6 月洪水におけるウォッシュロード濃度の観測値の特徴を再現できなかった。また降雨モデルは二峰性の濃度変化を再現できるものの、1996 年 9 月洪水の場合と同様、減水期における濃度の低下が急激すぎる傾向を示した。本洪水においても表面流モデルと降雨モデルを足し合わせたモデルが良い適合性を示している。なお、このモデルで用いた濃度式の係数 α_1 、 α_2 は 1996 年 9 月洪水で用いたものと同値である。以上のことから、次に示す結論を導くことができる。すなわち、当該流域ではウォッシュロードの生産機構として急斜面での雨滴によるものと表面流によるものを同時に与えているが、雨滴によるものがピーク付近の濃度変化を、表面流によるものが洪水後半での濃度変化を支配している。また、ピーク流量比で 40% の差異がある 1996 年 9 月洪水と 1997 年 6 月洪水の両方に高い適合性を示したことか

ら、当該流域における予測モデルとしての位置づけが期待できるものの、生産モデルが概念的なので、洪水規模や継続時間の異なる洪水にまで適合が可能かどうかを判断するにはさらなる検討を待たなければならない。

c) 浮遊砂

Fig.17, 18 は、浮遊砂濃度の実測値と計算値とを比較したものである。なお、式(13)における係数 α_1 は、1996年洪水および1997年洪水ともに $\alpha_1=0.000012$ としている。

Fig.17によれば、濃度ピークでの適合性が良くない。この原因としては、モデルそのものの問題もあろうが、浮遊砂として扱った0.84~0.075mmの粒径集団のうち、粒径の小さいほうが摩擦速度の増大につれ次第にウォッシュロード的な挙動を示すようになったことが考えられる。本モデルにおいては、浮遊砂とウォッシュロードの間に明確な閾を設けているが、実現象においては連続的に変化するので、本モデルにおいても完全な形で粒径別の計算が可能のように改良する必要があると考えられる。具体的には、雨滴による生産土砂濃度式(14)を粒径別の式に拡張する必要がある。一方、Fig.18については、前にも述べたとおり観測値のほうにも問題が含まれていると考えられるので、この結果だけからモデルの妥当性について議論するのは難しい。

6. 結論

本研究では、片庭川における流砂観測を行なうとともに、この解析に基づき、流域~河道系の土砂動態モデルについて検討を行なった。得られた結論は以下のとおりである。

- 1) 1996年9月洪水を対象とした流砂観測において、浮遊土砂の濃度ピークが水位・流量ピークに約2時間先行する現象を観測した。
- 2) 降雨が二峰性を示した1997年6月洪水を対象とした流砂観測においては、ウォッシュロード濃度は降雨量の変化に呼応し二峰性を示した。この原因として、急勾配斜面を多く有する上流域では、ウォッシュロードの生産が表面流だけでなく、雨滴の直接の打撃によってもなされていることが推定される。
- 3) 降雨強度時系列をinputすることで任意の場所での流量、ウォッシュロード・浮遊砂濃度の時間変化を推定できる数値モデルを構成した。このモデルにおいては、2)の考察に基づき、ウォッシュロードは表面流に加え上流域では雨滴により生産されるプロセスを導入した。なお、浮遊砂については河道の河床から生産されるものとした。
- 4) 上記モデルを用い、1996年洪水、1997年洪水共に検証計算を実施したところ、流量・ウォッシュロードにつ

いては高い精度で再現可能であることが明らかとなった。このことは、このモデルが概念的な部分や多くの仮定を残しながらも、この流域に限定し、かつ洪水規模が1996年洪水、1997年洪水と大きく違わない限り、河川管理の実務で求められる程度の精度で流量・ウォッシュロード濃度の予測ができる可能性を示唆するものである。なお、浮遊砂の再現性には改善の余地が残されている。

謝辞：片庭川における流砂観測資料は第一著者が建設省土木研究所河川研究室に所属していた際に得られたものである。その当時から平館治氏（現独立行政法人土木研究所企画課）が主としてデータの解析を実施した。加えて氏は第一著者が河川研究室を退室後も第一著者の資料請求に対応してくださった。また、現河川研究室室長の末次忠司氏、室員の二村氏には平館氏が河川研究室を異動後に資料請求等でお手数をお掛けした。江頭進治先生には、ウォッシュロードの挙動に関する重要な示唆を数多くいただいた。

洪水観測は河川研究室全員、およびサポート役として（株）建設技術研究所の諸氏が実施した。貴重なデータは上記の方々の努力の賜物である。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 藤田光一, John A Moody, 宇多高明: ウォッシュロードの堆積による高水敷の形成と川幅縮小, 土木学会論文集, 第551号/II-37, pp.47-62, 1996.
- 2) 藤田光一, 宇多高明, 服部敦: 水系土砂収支分析のための「有効粒径集団」の考え方の提案, 土木技術資料, Vol.37, No.12, pp.34-39, 1995.
- 3) 望月達也, 藤田光一, 平林桂, 平館治: 新しい観点からの浮遊砂・ウォッシュロード観測の提案, 土木技術資料, Vol.38, No.10, pp.20-55, 1996.
- 4) 李參熙, 藤田光一, 山本晃一: 礫床河川における安定植生域拡大のシナリオ—多摩川上流部を対象にした事例分析より—, 水工学論文集, 第43巻, pp.977-982, 1999.
- 5) 渡邊康玄, 新目竜一, 斎藤大作, 玉川尊: 鶴川1998年融雪出水時の物質輸送に関する調査, 土木学会水工学論文集, 第43巻, pp.587-592, 1999.
- 6) 戸田祐嗣, 池田駿介, 熊谷兼太郎: 洪水流による礫床河川高水敷土壌および植生の変化に関する現地観測, 水工学論文集, 第44巻, pp.831-836, 2000.
- 7) 久保田稔, 高木不折, 河村三郎: 出水時における土砂の浮遊実態—長良川を例として—, 土木学会論文集, 第357号/II-3, pp.35-44, 1985.
- 8) 朴鍾瑄: 筑波山の山口川流域における浮遊土砂の流出量について, 筑波大学水理実験センター報告, No.14, pp.99-108,

- 1990.
- 9) 望月達也ほか：澗沼川における流砂観測，水工学論文集，第41巻，pp.1011-1016, 1997.
- 10) 清水康行，嵯峨弘，早川博，品川守：石狩川の土砂流出に関する研究，水工学論文集，第42巻，pp.1039-1043, 1998.
- 11) 平林桂ほか：洪水時広域採水観測による澗沼川水系の土砂動態モニタリング，水工学論文集，第42巻，1998.
- 12) 江頭進治，芦田和男，金屋敷忠儀：微細土砂の流出解析法とその適用に関する研究，水理講演会論文集，No.25，pp.481-487, 1981.
- 13) 砂田憲吾，長谷川登：国土数値情報に基づく山地河川水系全体における土砂動態のモデル化の試み，土木学会論文集，No.485/II-26，pp.37-44, 1994.
- 14) 徳田慎治，黒木幹男，板倉忠興：河道網を用いた浮遊砂流出モデルの構築とその適用，水工学論文集，Vol.45，pp.793-798, 2001.
- 15) 山本晃一ほか：澗沼川洪水観測所レポート[1]1988～1989，土木研究所資料第2895号,1990.
- 16) 藤田光一ほか：澗沼川洪水観測レポート[2]1990～2000，土木研究所資料第3798号，284p., 2001.
- 17) 高水計画における流出解析手法について一貯留関数法を中心として一，(社)建設コンサルタンツ協会，pp.15-16, 1999.
- 18) 坊野聡子，清水康行，斎藤大作，吉田義一：ダムを含む沖積河川の土砂輸送について，水工学論文集，第43巻，pp.581-586, 1999.
- 19) Parker, G.: Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed. Part 1. The sand-silt river, *J. Fluid Mech.*, Vol.89, part 1, pp. 109-125, 1978.
- 20) Ikeda, S., Izumi, N., and Ito, R.: Effects of pile-dikes on flow retardation and sediment transport, *J. Hydraulic Eng.*, ASCE, 1983.
- 21) Makhani, S., Murakami, S., and Nakagawa, H.: Computation of sediment yield from rainfall impact energy, 年次講演会概要集，II-248，pp.496-497, 1995.
- 22) C.サントス，鈴木幸一，渡辺政広，東正史：降雨侵食による土砂流出のシミュレーション，年次講演会概要集，II-247，pp.494-495,1995.
- 23) 江頭進治：土砂流出予測法，水工学シリーズ01-A-2，土木学会水理委員会・海岸工学委員会，pp.A-2-1～14，2001.

(2003. 1. 16 受付)

OBSERVATION AND THE NUMERICAL SIMULATION OF SUSPENDED LOAD AND WASH LOAD FOR THE SEDIMENT TRANSPORTATION ON THE KATANIWA RIVER BASIN

Katsura HIRABAYASHI, Kengo SUNADA, Satoru OISHI and Naoki MIYAZAWA

The authors conducted a set of survey on suspended sediment transportation in the Kataniwa River, during the flood on September 22nd '96, and June 19th '97, and found out that the peak of wash load concentration appeared earlier than the peak of discharge, and fluctuation of wash load concentration followed the fluctuation of the rainfall intensity. To investigate these phenomena, a numerical simulation model, which describes the run-off of water and sediment transportation on the Kataniwa river basin, was developed. The model was given two processes of sediment transportation; wash load yields by the impact of raindrops and surface flow on the surface of basin, and suspended load yields in the channel. The result of simulation showed fairly good agreement with the observed data.