土木学会論文集B1(水工学) Vol.73, No.4, I_637-I_642, 2017.

土砂移動量の多い急流河川の洪水流と河床変動解析区間における上流端の境界条件検討の試み

岡安　光太郎[1]・池田　博明[2]・内田　龍彦[3]・福岡　捷二[4]

[1]学生会員　中央大学大学院　理工学研究科都市環境学専攻（〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27）

E-mail: kotaro.okayasu@civil.chuo-u.ac.jp

[2]非会員　国土交通省北陸地方整備局 高田河川国道事務所 副所長（〒943-0847 新潟県上越市南新町 3-56）
E-mail: ikeda-h8488@milt.go.jp

[3]正会員　中央大学研究開発機構教授（〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27）
E-mail:utida@tamacc.chuo-u.ac.jp

[4]フェロー　中央大学研究開発機構教授（同上）
E-mail:sfuku@tamacc.chuo-u.ac.jp

本研究では，緩流河川で適用性の高い観測水面形を用いた洪水流と河床変動解析の一体解析法を急流河川である姫川で実行するため，検討の第一段階として，解析における流れと河床変動の上流端境界条件の与え方について検討した．上流からの流入流量については複数地点の観測水位を用いて定める手法を開発し，また実測河床変動量を用いて河床変動解析区間の上流端境界条件を設定する方法を検討した．本解析法を石礫河川の二次元洪水流・河床変動解析に適用した．その結果，局所的に水面変化が大きい姫川において，観測水面形を用いた急流河川の洪水流と河床変動解析法の枠組みを示すことができた．

Key Words: *steep-slope river, temporal changes in water surface profiles , upper boundary condition, several water level observations, bed variation*

1. 序論

姫川は新潟県を流れ日本海に流入する急流石礫河川である．姫川は流域の大半を脆弱な地質地盤で占め，土砂生産量が多く，河床材料粒径は勾配に対して比較的小さい河川である．このため洪水時に多量の土砂移動が生じ，河床形状は大きく変化する．これまで姫川流域の特異な地質構成に着目した研究は数多く行われている．例えば，水山[1)]は姫川における平成 7 年に発生した大規模洪水による土砂動態を例として，山地流域における土砂管理のあり方について述べている．しかし，洪水時の流れや河床変動機構についての研究は少ない．原田・福岡ら[2)]は姫川などで測定された河床高の時間変化データを用いて，中小河川と大河川における河床洗掘に及ぼす洪水波形・河道特性の影響について検討し，今後の河床変動観測の精度の向上のためには実現象を説明する洪水流・河床変動解析モデルの構築が必要であると言及している．これまで福岡・渡邊ら[3)]は洪水流の観測水面形の時間変化には，河道形状・河床変動・河道の抵抗などの水理現象が現れることから，観測水面形を用いて非定常洪水流解析と河床変動解析を行うことで，現地河川の洪水時の流況や河床変動がかなりの程度明らかになることを示してきた．

しかし，急流河川では水面形を用いた解析法の適用性は十分に検討されていない．川口ら[4)]は急勾配の移動床実験の観測水面形時系列データを用いた非定常二次元流・河床変動解析を行い，河床変動の影響を含む観測水面形を再現している．しかし，洗掘深・堆積高等の河床変動量は必ずしもうまく再現できておらず，河床変動解析の算定精度を上げる必要があると述べている．本研究では，初めに現地急流河川で観測水面形の時間変化を用いた非定常洪水流・河床変動解析を行う場合の課題を検討する．次にその課題を解決するために，解析区間における上流端境界条件に着目し，解析区間の複数地点の観測水位を用い上流からの流入流量を定める手法及び河床変動計算における解析区間上流端の境界条件の与え方について検討する．そして平成 25 年に姫川で発生した 2 つの洪水を対象に解析を行い，解析法の妥当性と課題について考察する．

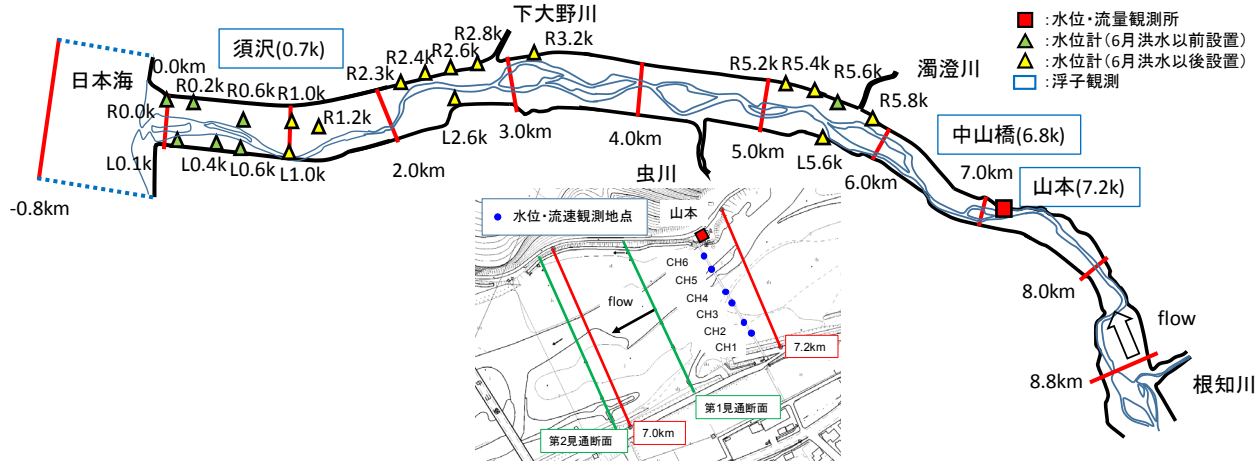


図-2 解析区間平面図

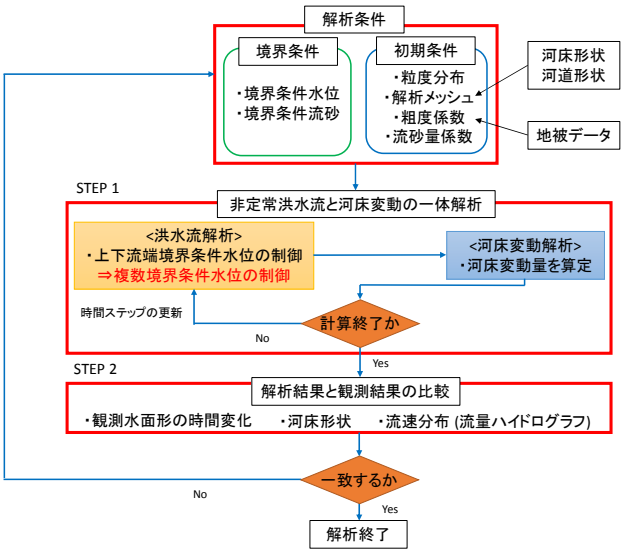


図-1 水面形を用いた洪水流と河床変動の一体解析法

2. 急流河川の洪水流・河床変動解析における問題点

一般的に洪水流解析では，上流端境界条件として観測流量を，下流端で観測水位が与えられる．しかし観測流量は観測水位と比較して測定精度が低い．洪水中の河床変動の観測は難しく，特に河床変動量の大きい急流河川においては流量は，その影響を受け観測精度はより悪くなる．水位は比較的容易かつ高精度に観測することができるため，福岡・渡邊ら [3]が提案した観測水面形を用いた非定常洪水流解析と河床変動解析は，洪水時の現象解明の有力な手法となっている [5]．この手法は，図-1 に示すように初期条件と境界条件を設定し洪水流解析と河床変動解析を一体的に行うものである．解析では，まず洪水流解析で上下流端の境界条件として設定した観測水位と解析水位が一致するように解析の上流端で水位ハイドログラフを定める．河床変動解析を行う場合は，洪水流解析で計算される流れ場から各水理量を用いて流砂量と河床変動量が計算される(STEP 1)．計算が終了すると，観測結果と解析結果を比較して水面形時系列や河床形状などの解析結果が観測結果をどの程度再現できているのかを検証する．解析結果と観測結果の差が大きい場合，粗度や抵抗等の初めに設定した解析条件を見直し，非定常洪水流解析と河床変動解析の一体解析を再度行う(STEP 2)．これを解析結果が観測結果と必要な精度内で一致するまで繰り返すことによって，観測水面形の時間変化を再現し実際の洪水時の流況や河床変動を解析する [5]．緩流河川では，洪水時の河床変動が相対的に小さく河床高の急激な変化は見られない．しかし急流河川の場合，河床変動量が大きく水深が小さいため時空間的な水位変化が大きい．また流れの変動と河床の変動が上流から下流へ伝わり，両者は相互に関係を持ちながら発達するかについてはよく分かっていない．このため 1 点で計測された水位を代表値として境界条件の算定に用いた場合，精度が低い解析結果につながる．この結果，STEP 1 から STEP 2 に進むことができない，もしくは STEP 2 で実測値を再現できず水面形を用いた解析が実行できなくなる．河床変動量の大きい急流河川においては，河床変動解析結果と実現象の差は必然的に発生するため，STEP 1 においても STEP 2 のように水面形の時間変化を考慮する必要がある．また，緩流河川を対象とした従来の河床変動解析では上流の河床変動が小さい区間を助走区間とし，助走区間で動的平衡状態を仮定して流砂の境界条件(平衡流砂量)が与えられる [5, 6]．しかし，洪水時の土砂移動量が多い急流河川ではこのような条件を与えられる区間を見いだすことが難しく，実現象を再現する流砂量の境界条件を検討する必要がある．

3. 解析手法の概要

(1) 検討方法と解析条件

図-2 に姫川の解析区間平面図を示す．洪水発生時，水位の時系列が多点で測られており，浮子流量観測は 3 地点で複数回行われている．また山本地点では横断的に水位(超音波式水位計)と表面流速(電波式流速計)が測定

されている(CH1～CH6)．このように姫川では，他の河川と比較して観測データは多いと言える．解析には石礫河川の河床変動解析に適した，長田・福岡 [7]の石礫河川の二次元洪水流・河床変動解析法を用いる．解析区間は図-2 に示す基準点山本(7.18km)の上流 8.8km から日本海(-0.8km)までとする．初期河道地形は平成 24 年 11 月測量データとし，洪水後の地形は平成 25 年 11 月に測量されている．この間に発生した平成 25 年の 6 月洪水と 9 月洪水を連続して解析する．解析区間の上流端では 8.8km の最深河床高を 0.2km 上流(9.0km の位置)に与え 8.8km の地形に滑らかに接続させている．上流端境界条件は後述の手法により，複数の水位観測点を用いて上流部の水面形の時間変化を再現するように与える．姫川河口では潮位は測定されていないため，下流端境界条件には富山湾の実測潮位を与える．河床変動解析は 8.2km 断面から始めている．河床変動解析の境界条件については(3)で示す 2 つのケースで計算し比較検討を行う．姫川河床の粒度分布は縦断的に変化するため，初期粒度分布は上流(x>8.2km)，河口部(x=0.0km)，河口砂州(x<-0.2km)で観測結果に基づき粒度分布を作成し，その間の区間は線形補間して与える．各地点で，200mm，100mm，50mm，20mm，10mm，1mm，0.1mm の 7 粒径を用い粒度分布を表現した．

(2) 複数の観測水位を用いた上流端水位の算定方法

上流端境界条件を代表する解析上流端の固定床部の地点 0 を考える [8]．地点 0 とその下流の水位観測地点 i の対応関係を図-3 に模式図で示す．求めたいものは地点 i における観測値と解析値の誤差Δh_i を最小にする，ある瞬間の流入部近くの地点 0 の水位修正量δh_0 である．地点 0 の水位変化の影響が地点 i に到達するまでの伝達時間を T_i とする．水位修正量$\delta h_0(t)$は地点 0 と地点 i の水位変化の比α_iを用いて式(1)で表す．

$$\delta h_0(t) = \frac{1}{\alpha_i}\delta h_i(t+T_i) \tag{1}$$

ここに，$\delta h_i(t+T_i)$：時刻 $t+T_i$における地点 i の水位変化量，α_i：ある微小流量変化に対する地点 0 と地点 i の水位変化の比である．

水位の誤差Δh_i は修正時間ΔT の間に修正するものとし，δh_iは式(2)で表す．

$$\delta h_i(t+T_i) = \frac{\Delta h_i(t+T_i)}{\Delta T}dt \tag{2}$$

ここに，$\Delta h_i(t+T_i)$：時刻 $t+T_i$における地点 i の観測水位と解析水位の誤差，dt：洪水流解析の刻み時間である．本研究では$\Delta T=T_i$ とする．図-3 に示すように複数の観測点の誤差を最小とする$\delta h_0(t)$は最小二乗法から式(3)で与えられる．

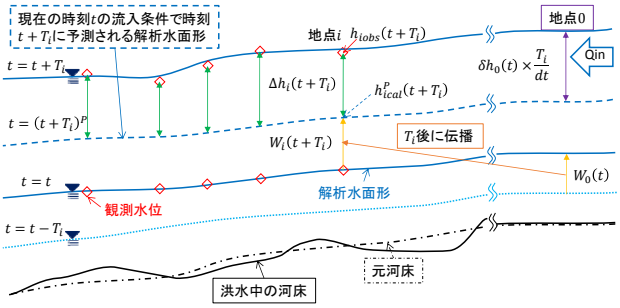


図-3 流入条件模式図

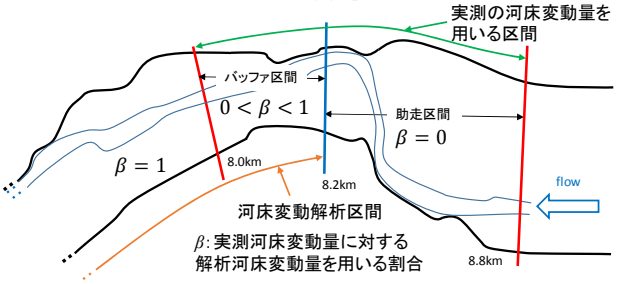


図-4 助走区間の河床変動の与え方の模式図

$$\delta h_0(t) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\frac{1}{\alpha_i}\frac{\Delta h_i(t+T_i)}{T_i}dt \tag{3}$$

ここに，n：上流端境界条件として用いる観測水位の地点数である．式(3)を計算するためには，水位観測地点 i における T_i時間後の解析水位 $h^P_{ical}(t+T_i)$を時刻 t までの解析結果で定式化する必要がある．$h^P_{ical}(t+T_i)$は式(4)で表される．

$$h^P_{ical}(t+T_i) = h_{ical}(t) + W_i(t+T_i)\times T_i \tag{4}$$

ここで，$W_i(t+T_i)$は地点 i の時間平均水位変化速度であり式(5)で定義される．

$$W_i(t+T_i) = \frac{1}{T_i}\int_t^{t+T_i}\frac{\partial h_{ical}}{\partial t}dt \tag{5}$$

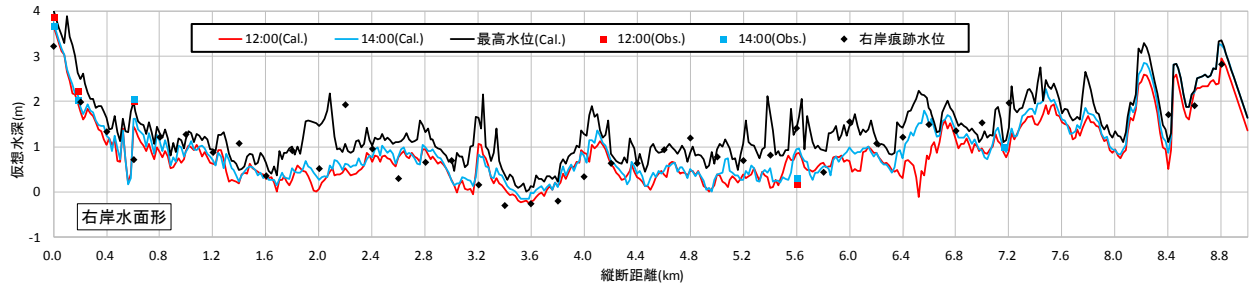
$W_i(t+T_i)$と地点 0 の時間平均水位変化速度 $W_0(t)$の関係は式(1)を用いると式(6)で表せる．

$$W_i(t+T_i) = \alpha_i W_0(t) = \frac{\alpha_i}{T_i}\int_{t-T_i}^{t}\frac{\partial h_{0cal}}{\partial t}dt \tag{6}$$

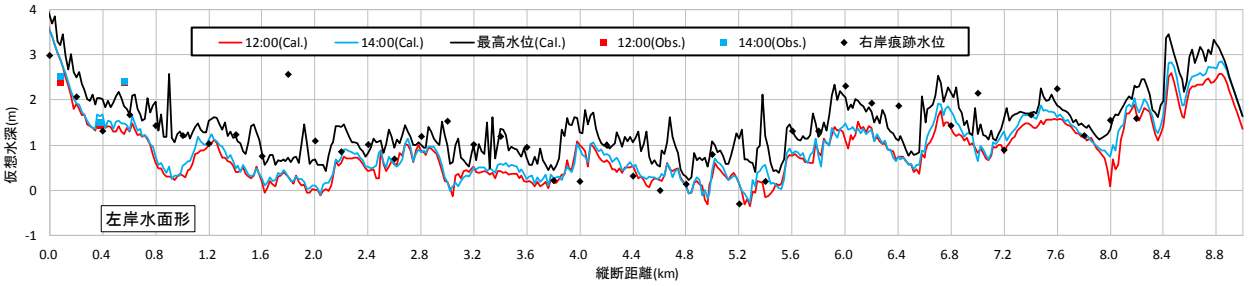
$W_0(t)$は 2step 前までの W_0 と地点 0 の水位 h_0を用いて式(7)で表す．

$$W_0(t) = \left(\frac{3}{2}-\frac{dt}{T_i}\right)W_0(t-dt) - \frac{1}{2}W_0(t-2dt) + \frac{dt}{T_i}\frac{h_0(t)-h_0(t-dt)}{dt} \tag{7}$$

式(1)～(7)を用いて，境界条件水位と解析水位の誤差が最小になるように時々刻々修正量$\delta h_0(t)$を計算していき上流端水位を求める．α_iは厳密には断面形などによって異なるが，微小な誤差を修正するための係数であることから今回の検討では簡易のためα_i=1 としている．T_iは解析で得られる地点 i の断面平均流速と地点 0 から地点 i までの縦断距離から，Kleitz-Seddon 式 [9]を用いて算定する．本検討ではこの手法を用いて，6 月洪水では 8 地点の水



(a) 右岸水面形



(b) 左岸水面形

図-5 解析水位と観測水位の時系列の比較

位ハイドログラフを，9 月洪水では 12 地点の水位ハイドログラフを用いて流入境界条件を定め解析を行う．

(3) 河床変動計算区間の上流端境界条件の与え方

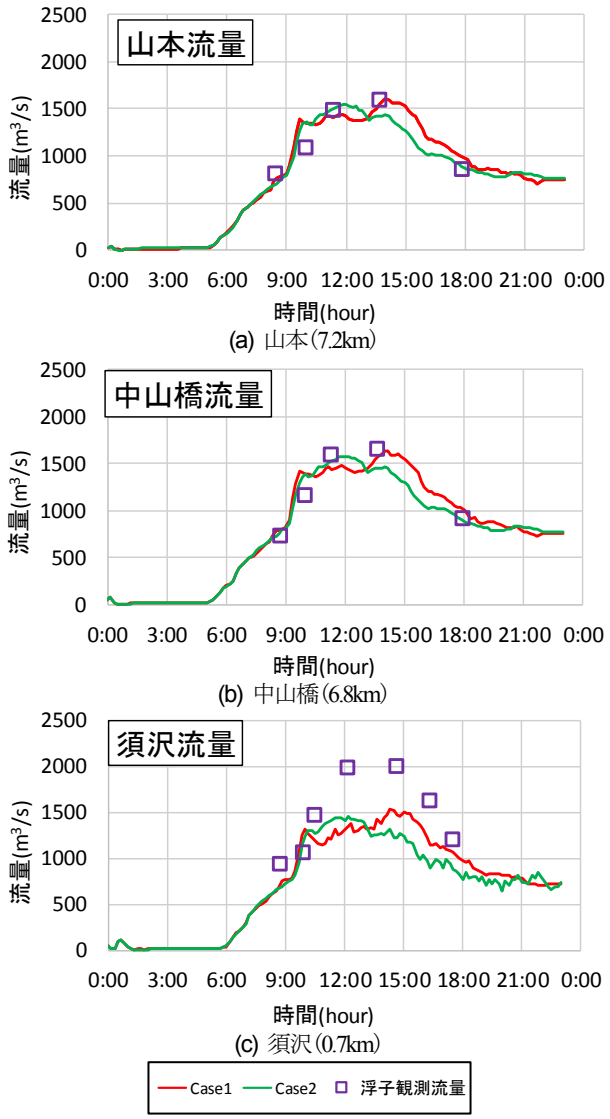
助走区間の河床の変化について，洪水前後で測定された河床高を用いて河床変動量を与えることを試みる．**図-4** に助走区間と解析河床変動区間の関係を模式図で示す．今回の検討では，解析終了時に洪水後の河床高になるように助走区間の河床変動量を計算時間で等分し，時々刻々変化させる．また助走区間の河床変動の影響が河床変動解析の領域に滑らかに接続するように，河床変動開始地点からバッファ領域を設け式(8)を用いて河床高を計算する．

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = \beta\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{cal} + (1-\beta)\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{obs} \tag{8}$$

ここに，z_b：河床高，$(\partial z/\partial t)_{cal}$：解析で算出される 1 ステップの河床変動量，$(\partial z/\partial t)_{obs}$：実測河床高を線形補間することによって得られる 1 ステップの河床変動量，β：$(\partial z/\partial t)_{obs}$ に対して$(\partial z/\partial t)_{cal}$ を考慮する比である．本検討では，βは河床変動解析開始地点である 8.2km では 0，200m 下流の 8.0km では 1 とし，間の区間は線形補間して与えている．今回の検討では，式(8)による助走区間とバッファ領域の変動を考慮した場合(Case1)と，助走区間を動的平衡状態(洪水前の河床高)とする場合(Case2)の 2 ケースの解析を行い比較する．

4. 解析結果と考察

図-5 に 6 月洪水における解析水位と観測水位の比較を示す．解析水位及び観測水位の時系列は全体的な水面形の変化をみるために，解析・観測水位(標高)から測量結果から求めた平均河床高($z = x/112-0.333$，x：縦断距離(m))を引いて表している．複数の観測水位を用いた本境界条件の決定法により，安定的に解析水面形を再現でき，局所的な差異はあるものの全体の痕跡水位の傾向は計算できている．ここでは代表例として Case 1 を示しているが Case 2 においても同様の結果であった．**図-6** に 6 月洪水における流量ハイドログラフの解析結果と観測値を示す．6 月洪水では，Case 1，2 の計算結果は流量が大きくなるまで同じであるが，洪水ピーク付近から差が表れている．これは，助走区間の河床変化の影響が境界条件として用いている水位観測地点付近(山本地点)まで伝達し，河床形状の差により流れ場に変化が生じたためである．このことから，観測水面形を用いた洪水流と河床変動の一体解析において，水位境界条件地点の流れに影響する河床変動を精度良く解析することが重要であり，土砂移動量の多い急流河川では流砂の境界条件を適切に与える必要があることを示している．山本地点及び中山橋地点では，浮子観測流量でピーク流量が観測されている時間帯において，Case 1 は浮子観測流量の傾向を概ね再現できているのに対して Case 2 は減少傾向にある．須沢地点の流量については 2 ケースとも実測値より小さく計算されている．**図-7** に 9 月洪水における流量ハイドログラフの解析結果と観測値を示す．9 月洪水では中山橋では浮子流量観測は行われていない．9 月洪水では，6 月洪水と比較して Case 1 と Case 2 において流量ピーク値の差が顕著に表れている．9 月洪水では貯留関数法[10]を用いて流出解析が計算されている．飽和雨量 Rsa=80mm はこれまでの既往洪水を再現するために設定した Rsa の平均値である．Case 1 は Rsa=80mm における流量の傾向に類似した流量が計算できている．須沢地点では，Case 1 は浮子観測流量の傾向を概ね再現できており，**図-6** で示した 6 月



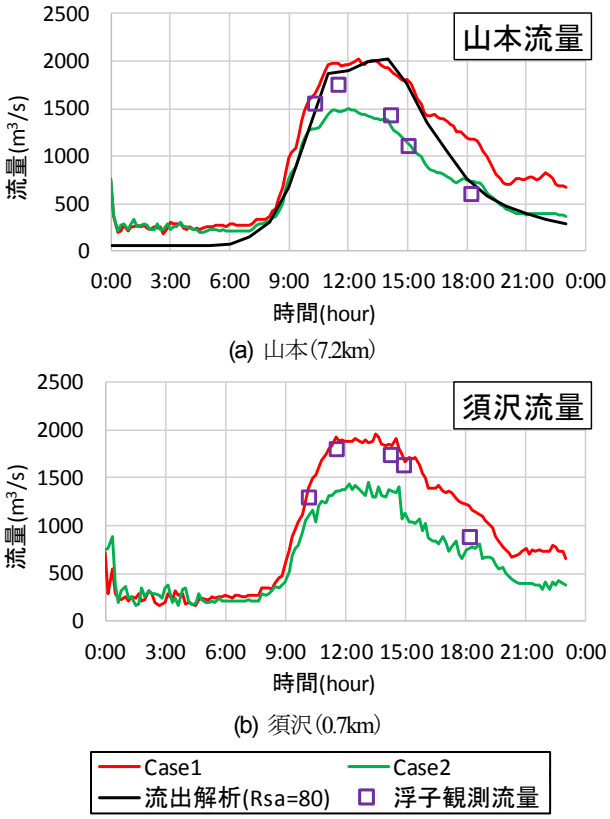
(a) 山本(7.2km)

(b) 中山橋(6.8km)

(c) 須沢(0.7km)

図-6 6月洪水流量ハイドログラフの解析と実測の比較

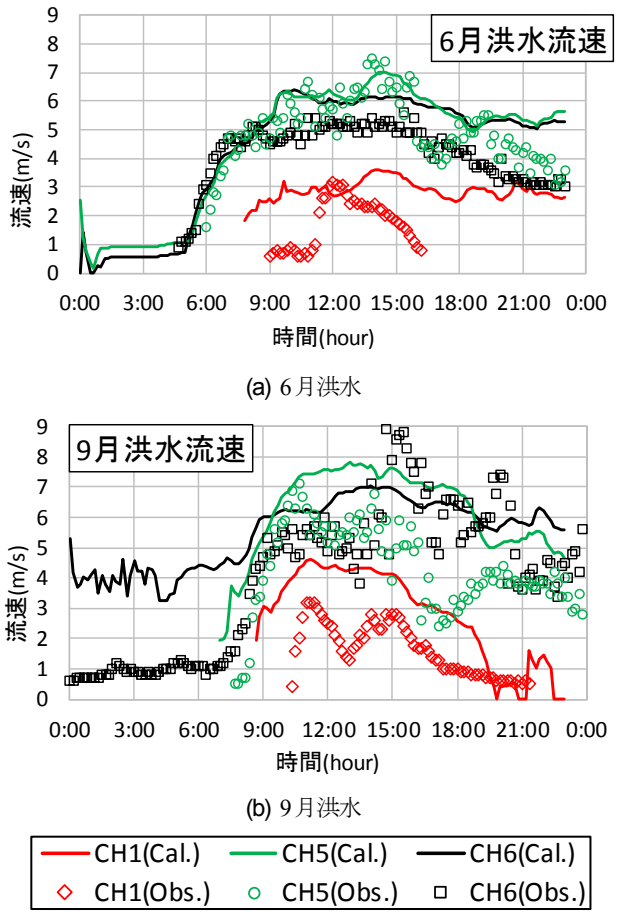
洪水と9月洪水の再現性に差がある．これは須沢地点の流量観測データから洪水中に河床形状が大きく変化し，複雑な流速分布になっていたことから，浮子観測流量の精度の問題と考えられるが， 原因解明と精度良い観測法については今後の検討課題である．図-8にCase 1の山本地点の表面流速時系列を示す．ここでは代表的な値として，CH1，CH5，CH6の解析値と実測値を示す(図-2参照)． 6月洪水では，主流部である右岸側に設置されているCH5，CH6の流速分布は解析では概ね再現できているが，左岸側に設置されているCH1では観測値より大きな流速が解析で計算されている．また，実測では時間的に流速の値が大きく変化しているが解析では説明できていない．これは，山本地点では洪水時に河床形状が大きく時間変化しており，解析ではこれを再現できていないためと考えられる．図-9に河床変動量コンター図を示す．実測値，解析値ともに大きく河床が変動しているが解析値は実測値を再現できていない．河床変動計算の実現象からの差が上流側から徐々に下流へ伝わり積



(a) 山本(7.2km)

(b) 須沢(0.7km)

図-7 9月洪水流量ハイドログラフの解析と実測の比較



(a) 6月洪水

(b) 9月洪水

図-8 山本地点の表面流速値の比較

分されていくため，下流側で解析と実測の河床変動量の差が大きくなっている．図-8 に示したように，流速観測結果から洪水時に山本地点付近では大きな河床変動が生じていたことが考えられるが，図-9(b)の洪水前後ではあまり変化していない．この理由の 1 つに 6 月 9 月洪水以外の小規模出水による埋め戻しが考えられる．本洪水では，多くの水位観測時系列データや流量，流速観測等のデータが取得されており，緩流河川の場合であれば洪水現象を理解するのに十分なデータ量である．しかし，土砂移動量が多い急流河川では，これでもなお不十分である．これらのデータと合わせて，洪水時の河床変動現象を把握できる観測が必要である．河床の時間変化の直接観測は極めて困難であるが，例えば水位や流速等の水理量時系列が計測されている地点において，洪水中の動画や写真の時系列を取得することができれば， 観測と解析と合わせて洪水時の現象解明に役立つと考えられる．

5. 結論

本研究では，緩流河川に適用性の高い観測水面形を用いた洪水流と河床変動の解析を土砂移動量が多く河床が大きく変動する急流河川に適用するために，縦断的に異なる位置で観測されている複数の水位を上流端境界条件として用いる手法を検討した．また河床変動解析において実測の河床変動を考慮した境界条件の与え方を検討した．本手法により，これまで十分説明できなかった姫川の洪水時の現象を理解していくための観測と解析における枠組みが整い，今後どのように改善していけばよいかについての方向性を得ることができたと考えている．

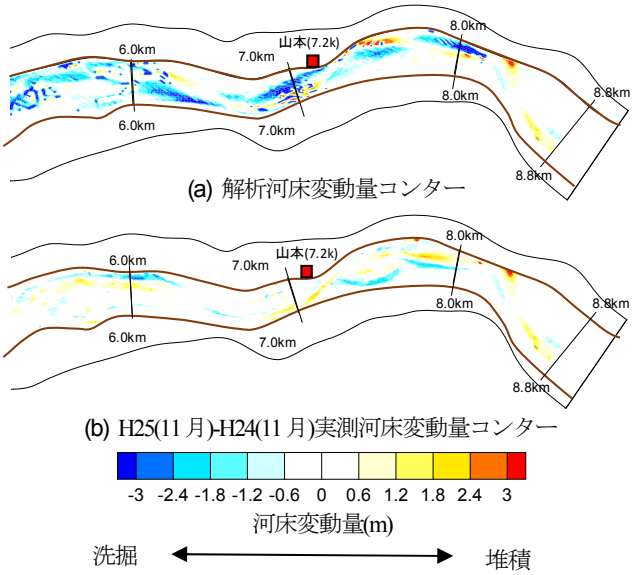


図-9 河床変動量コンター

参考文献

1) 水山高久：研究展望，流砂系における土砂動態と土砂管理そして砂防，土木学会論文集， No754/Ⅱ-66，pp.1-8，2004.
2) 原田芳朗，福岡捷二，田中浩史，黒田勇一，戸谷三千郎：河床洗掘深，洗掘速度に及ぼす洪水波形・河道特性の影響-中流河川と大河川の比較-，水工学論文集，第 54 巻，pp.775-780， 2010.
3) 福岡捷二，渡邊明英，原俊彦，秋山正人：水面形の時間変化と非定常二次元解析を用いた洪水流量ハイドログラフと貯留量の高精度推算，土木学会論文集，No761/Ⅱ-67，pp.45-56， 2004.
4) 川口広司，藤堂正樹，福岡捷二：水面形の時系列データに基づく交互砂州平均河床高の時間変化及び流量ハイドログラフの解析，水工学論文集，第 53 巻，pp.751-756，2009.
5) 福岡捷二：実務面から見た洪水流・河床変動解析法の最前線と今後の調査研究の方向性，河川技術論文集，第 20 巻，pp.253-258，2014.
6) 国土交通省水管理・国土保全局：国土交通省河川砂防基準調査編，2014.
7) 長田健吾，福岡捷二：石礫河川の河床変動機構と表層石礫の凹凸分布に着目した二次元河床変動解析法，土木学会論文集 B1，Vol.68，No.1，pp.1-20，2012.
8) 内田龍彦，福岡捷二，工藤美紀男：河川上流域における本川・支川流量ハイドログラフの合理的推定法，河川技術論文集，第 15 巻，pp.309-314，2009.
9) 土木学会：水理公式集，丸善，1999.
10) 吉川秀夫：河川工学(改訂増補版)，朝倉書店，1993.

(2016. 9. 30 受付)

STUDY ON THE UPSTREAM BOUNDARY CONDITION FOR CALCULATING FLOOD FLOWS AND BED VARIATIONS IN A STEEP SLOPE RIVER WITH LARGE AMOUNT OF SEDIMENT TRANSPORT

Kotaro OKAYASU, Hiroaki IKEDA, Tatsuhiko UCHIDA and Shoji FUKUOKA

Study on flood flow and bed variation analysis for rivers with steep slope are few in spite of the importance. This paper studies a method to give the upstream boundary conditions to calculate flood flows and bed variations in the Hime River, evaluating the inflow discharge and sediment supply from the upstream by using several observed water level hydrographs and observed bed variation. The method proposed for the bed variation analysis in stony-bed rivers is applied. This paper presents the framework for calculating flood flows and bed variations using time series data of water surface profiles during a flood in a steep slope river.