水工学論文集,第58巻,2014年2月

非定常平面二次元流れにおける洪水遊水量の評価法と北上川山間狭隘河道における洪水流の流量と水位ハイドログラフの伝播機構

EVALUATION METHOD OF RETARDING STORAGE VOLUME FOR UNSTEADY TWO DIMENSIONAL FLOWS AND PROPAGATION MECHANISMS OF DISCHARGE AND WATER LEVEL HYDROGRAPHS THROUGH THE VALLEY OF THE KITAKAMI RIVER

竹村吉晴[1]・福岡捷二[2]
Yoshiharu TAKEMURA, Shoji FUKUOKA

[1]正会員　博(工)　中央大学研究開発機構助教（〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27）
[2]フェロー　工博 Ph.D.　中央大学研究開発機構教授（同上）

Understanding of the propagation mechanisms of the discharge and water level hydrographs in river channels is important for proper river management. It has been known that discharge hydrographs of flood flows passing through channel contractions are distorted by longitudinal difference of the storage volume of water in the channel. In this case, propagation mechanisms of the discharge and water level hydrographs are different, unlike in the case of the flood flow through a uniform channel. This paper characterize a part of the storage volume of water that causes the distortion of a discharge hydrograph as retarding storage volume of water and its evaluation method is proposed. We apply this method to a large flood through the valley of the Kitakami River and propagation mechanisms of the discharge and water level hydrographs are explained with relation to the storage volume and retarding storage volume of flood water.

Key Words : *flood, storage, discharge hydrograph, water level hydrograph, river valley*

1．序論

河道における洪水流は増水期の貯留と減水期の放出からなり，河道を連続する小さな自然のダムとして考えることもできる．例えば，狭窄部を含む河道区間などでは，縦断的な貯留量の差が大きくなり，それが減水期に緩やかに放出されることでダムのように流量ハイドログラフを大きく変形させる．これにより，下流への流量低減量が増大するとともに，流量と水位の伝播が同様の基礎方程式形で表現される一様な断面形の河道の洪水流（Kinematic waveやDiffusion wave）[1),2),3)]と異なり，流量と水位の伝播機構に違いが現れる[3)]．しかし，このような河道貯留による流量低減効果や洪水流の流量と水位の伝播機構の違いについては，実験室レベルでの研究は見られるものの，実河川では精度の高い流量データの縦断分布の取得が難しいこともあり，殆ど定量的な研究が行われていない状況にある．

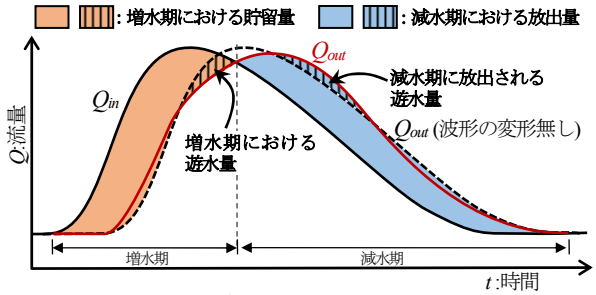

図-1　流量ハイドログラフの変形と貯留量・遊水量の関係

福岡ら[4)]は，水路実験より，単断面河道と複断面蛇行河道における流量ハイドログラフの伝播・変形機構の違いを河道貯留量との関係から明らかにしている．さらに，観測水面形の時間変化を用いた非定常平面二次元解析により，実河川の任意断面における流量ハイドログラフと河道貯留量を十分な精度で算定可能であることを示している[5)]．しかし，流水の連続条件から表現される一般的な河道貯留量の定義では，以下の理由から河道の流量低減効果や洪水流の伝播機構を十分説明できない．

河道では，図-1に模式的に示すように，流量ハイドログラフの変形のない場合（黒の点線）においても，非定常性に起因する2断面間での洪水到達時間の差から増水期であれば貯留量は常に増大することになる．これに対し竹村，福岡[6]は，図-1の縦縞で示す増水期の貯留量と減水期の放出量のうち，直接的に流量ハイドログラフの変形を引き起こす部分，遊水地で例えるならば，増水期に遊水地へ流入する洪水と減水期に遊水地から河道に戻る洪水に相当する部分を増水期の遊水量および減水期に放出される遊水量とそれぞれ定義し，これを洪水流の変形・伝播を表す指標として提案するとともに，非定常一次元流れの基礎式からその簡易的な評価法を示している．しかし，一次元解析に基づく方法であったため，実河川への適用には課題を残していた．

本研究では，非定常平面二次元流れの基礎式から洪水流量伝播の基礎式を再誘導し，遊水量のより正確な評価法を提案するとともに，既往研究[6]で検討が不十分であった北上川山間狭隘河道における流量低減効果と，洪水流量ハイドログラフと水位ハイドログラフの伝播機構の違いについて詳細に考察する．

２．非定常平面二次元流れにおける洪水流量伝播の基礎式と洪水遊水量の評価法

(1) 非定常平面二次元流れにおける洪水流量伝播の基礎式

非定常平面二次元流れの基礎式から洪水流量伝播の基礎式を再誘導し，その物理的な意味について考察する．基礎式の誘導に当たっては，まず，流下方向を定義する必要がある．実河川では，流下方向が各断面で異なるため一般座標系などで基礎式の導出を行う必要があるが，ここでは，基礎式に含まれる各項の物理的な意味の理解を目的としているため，直線河道を想定し，デカルト座標系におけるx方向を流下方向とする．

式(1)は，非定常平面二次元流れの連続式である．

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial uh}{\partial x}+\frac{\partial vh}{\partial y}=0 \tag{1}$$

ここに，h：水深，u, v：x, y方向の水深平均流速である．式(1)にuを乗じたのちに両辺に$v\partial uh/\partial y$を加え，流下方向の単位幅流量uhについて整理すると式(2)が得られる．式(2)は流下方向の単位幅流量に関する実質微分であり，右辺項はその時間変化率を表す．右辺第一項は，流下方向流速の時間変化によるものである．第二項，第三項は，流線間隔の変化，横断方向への移流による単位幅流量の変化をそれぞれ表し，漸縮部などの流線の集中する場では単位幅流量を増大させる方向に働き，漸拡部などの流線の発散する場では単位幅流量を減少させる方向に働く．

次に，式(2)の左辺第二項を断面平均流速による部分$U\partial uh/\partial x$と断面平均流速からの偏差流速による部分$(u-U)\partial uh/\partial x$に分離し，後者を右辺に移項する．その後，右辺第二項を左辺に移項し，ライプニッツルールと水際での運動学的境界条件を用いて式(2)を横断積分すると式(3)が導かれる．

$$\frac{Duh}{Dt}\left(=\frac{\partial uh}{\partial t}+u\frac{\partial uh}{\partial x}+v\frac{\partial uh}{\partial y}\right)=h\frac{\partial u}{\partial t}-uh\frac{\partial v}{\partial y}+vh\frac{\partial u}{\partial y} \tag{2}$$

$$\begin{aligned}\frac{DQ}{Dt}\left(=\frac{\partial Q}{\partial t}+U\frac{\partial Q}{\partial x}\right)&=\int_{y_1}^{y_2}h\frac{\partial u}{\partial t}+vh\frac{\partial u}{\partial y}-(u-U)\frac{\partial uh}{\partial x}dy\\&-\frac{\partial y_2}{\partial x}(u-U)uh\Big|_{y=y_2}+\frac{\partial y_1}{\partial x}(u-U)uh\Big|_{y=y_1}\end{aligned} \tag{3}$$

$$U=Q/A,Q=\int_{y_1}^{y_2}uhdy,A=\int_{y_1}^{y_2}hdy \tag{4}$$

ここで，y_1,y_2：左右岸の水際位置である．式(3)は流量に関する実質微分であり，$dx/dt=U$で移動する座標系では，流量の時間変化率が右辺項で表されることを示している．式(2)の右辺第二項は横断積分の過程で消え，第三項以下に横断面内の各地点における流下方向の水深平均流速と断面平均流速の差に起因する項が付加されている．式(3)の右辺項をさらに整理すると式(5)の既往研究[6]で導いた非定常一次元流れにおける洪水流量伝播の基礎式となる．

$$\frac{DQ}{Dt}\left(=\frac{\partial Q}{\partial t}+U\frac{\partial Q}{\partial x}\right)=A\frac{\partial U}{\partial t} \tag{5}$$

すなわち，非定常平面二次元流れの基礎式から洪水流量伝播の基礎式を誘導することで，流量の実質的な時間変化率を表す式(5)の右辺項が，式(3)右辺の各項からなることが明らかになった．

(2) 非定常平面二次元流れにおける洪水遊水量の定義

対象区間における単位時間当たりの貯留量（貯留率）は，流入量と流出量の差，もしくは対象区間の水表面高さの時間変化を表す次式から計算される．

$$\frac{dS}{dt}=\int_L\frac{\partial A}{\partial t}dx \tag{6}$$

ここに，S：貯留量，L：対象区間の長さである．右辺項の$\partial A/\partial t$は，流量$Q(=UA)$を時間に関して偏微分することで式(7)のように表すことができる．

$$\frac{\partial A}{\partial t}=\frac{1}{U}\frac{\partial Q}{\partial t}-\frac{A}{U}\frac{\partial U}{\partial t} \tag{7}$$

式(7)は，河道貯留が2つの異なる要因から生じることを述べている．すなわち，右辺第一項は流量の時間変化から生じる分であり，第二項は式(5)との関係から分かるように，流量ハイドログラフの変形による分である．例えば，対象区間において断面平均流速が時空間的に変化しない場合，式(5)から流量ハイドログラフは変形せずに下

流河道に伝播する．このとき，式(7)の右辺第二項はゼロとなるが，第一項は流量ハイドログラフの特性に応じた値を持ち河道貯留が生じる．本研究で定義する遊水量は，増水期の貯留量および減水期の放出量のうち流量ハイドログラフの変形を直接的に引き起こす部分を指すことから，式(7)の右辺第二項から生じることが分かる．

以下に，式(5)と式(7)右辺第二項の関係について考察を加える．式(5)は断面平均流速Uで移動するときの流量の実質的な時間変化率を表す．一方，貯留率は流量の空間的な変化と関係することから，式(5)の両辺に$dx/dt=U$の逆数を乗じ空間方向への流量変化率の形に書き直すと式(8)が得られる．

$$\frac{dQ}{dx}=\frac{A}{U}\frac{\partial U}{\partial t} \tag{8}$$

式(8)は，微小距離当たりに右辺項だけの流量変化が生じることを表している．式(8)の右辺項に-1を乗じると式(7)の右辺第二項と一致することから，式(7)の右辺第二項は，物理的には$dx/dt=U$で移動する観測者見た微小区間当たりの貯留量および放出量とも考えることが出来る．

以下に，第一章で定義した遊水量の計算方法について示す．**図-1**で示したように，河道貯留による流量ハイドログラフの変形は洪水流の一部が増水期に河道で遊水され，それが減水期に放出されることで生じる．増水期において，単位時間当たりに遊水される微小区間当たりの洪水の量（遊水量）は式(9)で表される．

$$\frac{\partial r_{sr}}{\partial t}=\delta_1\min\left(\frac{\partial A}{\partial t},-\frac{A}{U}\frac{\partial U}{\partial t}\right),\delta_1=\begin{cases}1 & (\partial U/\partial t\le 0)\\ 0 & (\partial U/\partial t>0)\end{cases} \tag{9}$$

ここに，r_{sr}：増水期における微小区間当たりの遊水量，δ_1:応答関数である．これに対し，減水期に単位時間当たりに放出される微小区間当たりの遊水量は式(10)となる．

$$\frac{\partial r_{sd}}{\partial t}=-\delta_2\frac{A}{U}\frac{\partial U}{\partial t},\qquad \delta_2=\begin{cases}1 & (\partial U/\partial t\ge 0)\\ 0 & (\partial U/\partial t<0)\end{cases} \tag{10}$$

ここに，r_{sd}：減水期に放出される微小区間当たりの遊水量，δ_2:応答関数である．式(9)と式(10)では，右辺項の応答関数δ_1，δ_2に掛かる式の形が異なる．これは，**図-1**において，黒の実線と点線の関係から示した流量ハイドログラフの変形による増水期の流量低減が，縦縞の入った橙色で示す遊水量と黒の実線と点線で囲まれた空白部分からなるためである．この空白部分は，河道における洪水流の遊水とは異なる機構，すなわち増水期と減水期における波速の違い（洪水流の拡散性）から生じる流量低減分と考えられる．対象区間における増水期の遊水量の単位時間当たりの増加率および対象区間から単位時間当たりに放出される減水期の遊水量は，式(9)，式(10)を対象区間でそれぞれ積分することで求められる．

$$\frac{dR_{sr}}{dt}=\int_L\frac{\partial r_{sr}}{\partial t}dx,\qquad \frac{dR_{sd}}{dt}=\int_L\frac{\partial r_{sd}}{\partial t}dx \tag{11}$$

ここに，R_{sr}：対象区間における増水期の遊水量，R_{sd}：減水期に対象区間から放出される遊水量，L：対象区間の長さである．

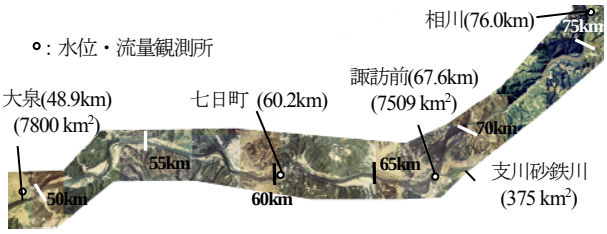

図-2　北上川山間狭隘河道の航空写真と観測所位置

ここまで，遊水量について一次元的に議論してきたが，河道貯留による流量ハイドログラフの変形の機構とそれに対する河道の縦横断面形や平面形の効果を分析するためには，遊水量の平面的な分布について検討する必要がある．式(3)と式(5)の右辺項の比較から，式(7)右辺第二項は式(12)のように書き表すことができる．

$$\begin{aligned}-\frac{A}{U}\frac{\partial U}{\partial t}&=\int_{y_1}^{y_2}-\frac{h}{U}\frac{\partial u}{\partial t}-\frac{vh}{U}\frac{\partial u}{\partial y}+\frac{u-U}{U}\frac{\partial uh}{\partial x}dy\\&+\frac{\partial y_2}{\partial x}\frac{u-U}{U}uh\Big|_{y=y_2}-\frac{\partial y_1}{\partial x}\frac{u-U}{U}uh\Big|_{y=y_1}\end{aligned} \tag{12}$$

ここで，微小区間当たりの水面幅の変化率が水面幅に対して十分小さいと仮定すれば，式(12)右辺の積分項以下は無視でき，式(7)右辺第二項は式(12)右辺の3つの被積分項（以下，被積分項と呼ぶ）の横断積分値と等しくなる．すなわち，増水期に被積分項の横断積分値が正の場合には，式(9)より微小区間当たりの遊水量が増加し，減水期に被積分項の横断積分値が負の場合には式(10)より微小区間当たりに放出される遊水量が増大する．被積分項は水位上昇速度の次元を持つことから，実質的には増水期に被積分項の値が正の場所で洪水が遊水され，減水期に被積分項の値が負の場所から遊水量が放出されると考えることができる．本研究では，被積分項の値やその分布について貯留量や遊水量との関係から議論し易くするために水頭の次元を持つパラメータdr_sを式(13)のように定義する．第3章では，北上川山間狭隘河道におけるdr_sの分布について調べ，河道貯留による流量ハイドログラフの変形機構について検討する．

$$\frac{\partial dr_s}{\partial t}=-\frac{h}{U}\frac{\partial u}{\partial t}-\frac{vh}{U}\frac{\partial u}{\partial y}+\frac{u-U}{U}\frac{\partial uh}{\partial x} \tag{13}$$

３．北上川山間狭隘河道における河道貯留量・遊水量の評価と洪水流量と水位ハイドログラフの伝播機構との関係

(1) 対象区間の概要

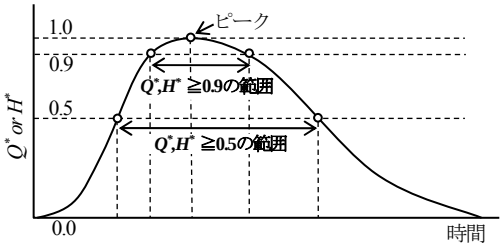

図-3 無次元流量と無次元水位ハイドログラフ

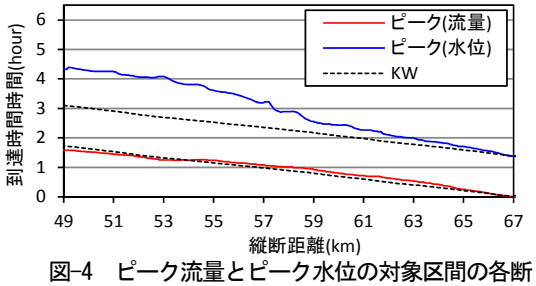

図-4 ピーク流量とピーク水位の対象区間の各断面への到達時間

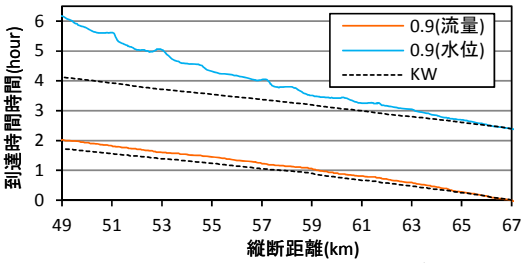

図-5 無次元流量と無次元水位ハイドログラフのQ*とH*が0.9以上の部分の各断面への到達時間

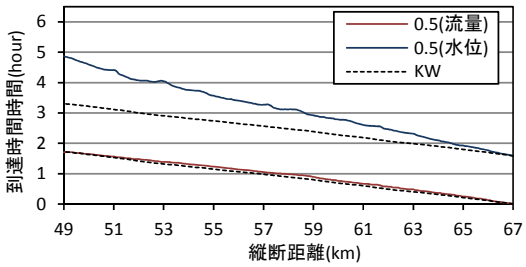

図-6 無次元流量と無次元水位ハイドログラフのQ*とH*が0.5以上の部分の各断面への到達時間

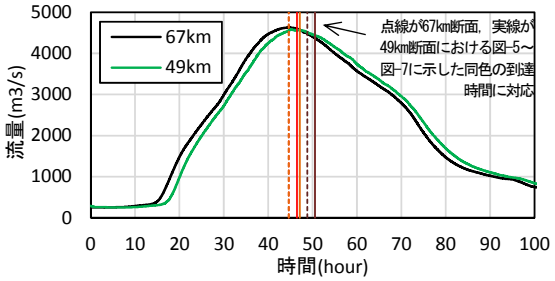

図-7 対象区間最上流断面（67km）と最下流断面（49km）での流量ハイドログラフの比較

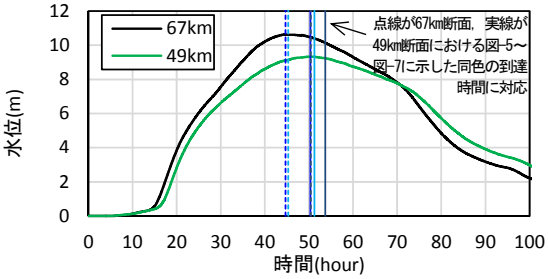

図-8 対象区間最上流断面（67km）と最下流断面（49km）での水位ハイドログラフの比較

図-2は，対象とした北上川山間狭隘河道の航空写真である．北上川山間狭隘河道は，川幅が狭いことに加え，盆地と平野の間の区間のため勾配がゆるく，河口までの約80kmの間に河床高は10m程度しか変化しない．このため，流下能力が低く，減水期の長い間にわたり水位が高い状態にある．本研究では，既往研究の非定常平面二次元解析の結果に基づき，**図-2**に示す諏訪前観測所下流の67km断面～大泉観測所上流の49km断面までを対象として，河道貯留量・遊水量の評価と，これらと洪水流の流量と水位ハイドログラフの伝播機構の関係について検討する．

(2) 対象区間における洪水流の流量と水位ハイドログラフの到達時間の違い

対象区間の各断面おける解析流量ハイドログラフと解析水位ハイドログラフを，**図-3**に示すように平水時の流量および水位を基準としてそれぞれ無次元化し，その伝播特性について検討する．ここで，無次元流量Q^*=(流量－平水時の流量)/ (最大流量－平水時の流量)，無次元水位H^* =(水位－平水時の水位)/ (最大水位－平水時の水位)である．**図-4～図-6**は，**図-3**の無次元流量と無次元水位ハイドログラフのQ^*とH^*が1.0，すなわち流量ピークと水位ピークおよび，Q^*とH^*が0.9以上と0.5以上の部分の各断面への到達時間をそれぞれ示している．無次元流量と無次元水位ハイドログラフの各部分の到達時間は既往研究[6]と同様に図心で評価している．これらの図の縦軸は，最上流断面(67km)における無次元流量ハイドログラフの到達時間をそれぞれ0としている．また，検討の指標として，Kinematic waveの伝播速度(5/3U)から概算した流量ピークと水位ピークの到達時間をそれぞれの図に黒点線で示している．**図-7**，**図-8**は，対象区間の最上流断面(67.0km)と最下流断面(49.0km)における流量ハイドログラフと水位ハイドログラフを示しており，図中には**図-4～図-6**に示した流量ピークと水位ピークおよび無次元流量と無次元水位ハイドログラフの各部分の到達時間を実線及び点線で示している．

図-4に示すように，水位ピークの到達時間は，最上流の67km断面において，既に流量ピークの到達時間に対して1時間半程度の遅れを持っている．これは，洪水流が対象区間よりも上流の河道区間 (約120km)を流下する間に，支川合流や河道構造の影響を受けて生じたものである．この差が，下流に向かうほど大きくなり，最下流の49.0km断面では2時間半程度の差となる．そのため，対象の18km区間では最上流断面で水位ピークが発生するより早く，最下流断面に流量ピークが到達している．

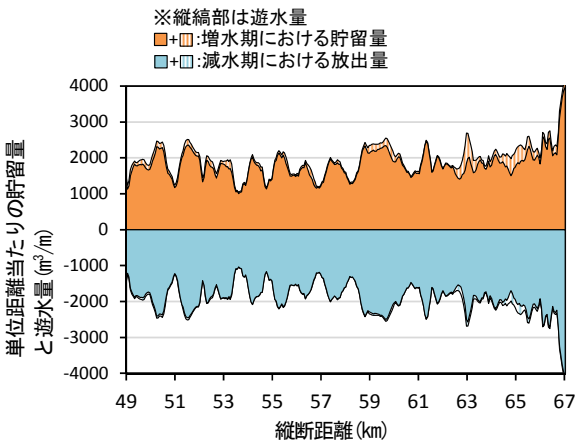

図-9 単位距離当たりの増水期における貯留量と減水期における放出量とそれらに占める遊水量の縦断分布

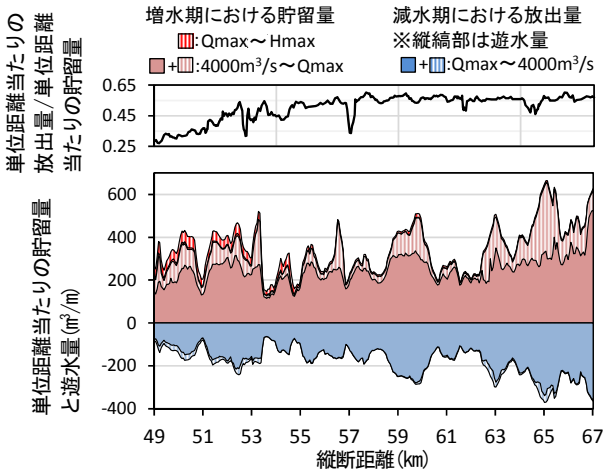

図-10 単位距離当たりの増水期における貯留量と減水期における放出量及びそれらに占める遊水量の縦断分布（流量が4000m³/s以上の時間帯）

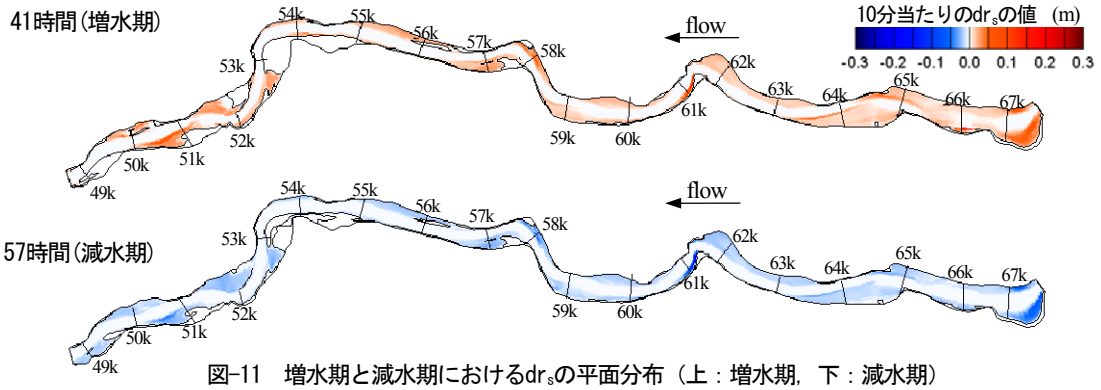

図-11 増水期と減水期におけるdr$_s$の平面分布（上：増水期，下：減水期）

流量ピークの到達時間は，Kinematic waveによる概算値から若干ずれる断面もあるが，その差は小さい．一方で，水位ピークの到達時間とKinemataic waveによる概算値との差は最下流断面で1時間程度まで広がる．

次に，**図-4**との比較から無次元流量ハイドログラフと無次元水位ハイドログラフの各部分の到達時間について検討する．**図-5**に示した無次元流量Q^*と無次元水位H^*が0.9以上の部分の到達時間が最も遅く，無次元流量と無次元水位の到達時間の差も大きい．一方，**図-6**に示した無次元流量Q^*と無次元水位H^*が0.5以上の部分の到達時間は，**図-4**の流量ピークと水位ピークの場合と比較的近い値となっている．

(3) 対象区間における河道貯留・遊水量の評価と洪水流の流量と水位ハイドログラフの伝播機構との関係

図-9は，対象区間の増水期における貯留量と減水期における放出量を単位距離当たりに計算し，縦断的に示したものである．貯留量および放出量のうち，縦縞の部分が遊水量である．増水期における遊水量および減水期に放出される遊水量は式(9)，式(10)を一般座標系に座標変換し非定常平面二次元解析の結果から計算している．

図-9に示す増水期における貯留量は，対象区間全体で3500万m³に達する．一方，遊水量は対象区間全体で約250万m³であり，これは対象洪水における四十四田ダムの洪水調節量(約1400万m³)の2割程度の大きさである．このように，対象区間では3500万m³程度もの洪水を一時的に貯留することで，下流への洪水到達を遅らせると同時に流量ハイドログラフを変形させることで下流への流量を低減させていることが分かる．**図-10**は，**図-9**に示した増水期における貯留量と減水期における放出量の縦断分布を，洪水流量が4000m³/s以上の時間帯について示している．この時間帯に遊水量の約7割が集中しており，増水期の貯留量に占める遊水量の割合は27%程度に達する．**図-11**は，増水期の貯留量と減水期の放出量に占める遊水量の割合の大きい時間帯でのdr_sの平面分布を示す．dr_sは計算開始から41時間後（増水期）と57時間後（減水期）において，式(13)で定義する$\partial dr_s/\partial t$を10分間積分することで計算し，増水期ではdr_sの値が正の場所，減水期では負の場所のみ示している．すなわち，実質的に，増水期には**図-11**に示す赤色の場所で10分間にコンターの分だけ洪水が遊水され，減水期には青色の部分から10分間にコンターの分だけ遊水量が放出されることを示す．**図-11**から，増水期に洪水流の一部が遊水量として高水敷に蓄えられ，減水期に高水敷から放出される機構が読み取れる．北上川山間狭隘河道は，低水路と高水敷の比高差が大きく（10～8m程度），河道貯留は時間的な洪

水流量の変化とともに常に生じるのに対し，遊水量は，高水敷に洪水流が乗り上げることで生じる．図-9，図-10に示したように，貯留量に占める遊水量の割合が流量の大きい時間帯ほど大きくなるのはこのためである．

3(2)で示した無次元流量と無次元水位ハイドログラフの到達時間との関係について考察する．まず，図-4，図-6で示した流量ピークと無次元流量ハイドログラフのQ^*が0.5以上の部分の各断面への到達時間がKinematic waveによる概算値と大きく違わなかったのは，前者は流量ピーク時には貯留率自体が小さいため，後者は洪水期間全体での増水期の貯留量と減水期の放出量に占める遊水量の割合が小さいため，流量ハイドログラフの変形によるピーク位置や重心位置の変化が小さいことが原因として考えられる．一方，図-5に示した無次元流量ハイドログラフのQ^*が0.9以上の部分が河道を流下する時間帯は，ほぼ図-11に示す時間帯に対応し，増水期の貯留量と減水期の放出量に占める遊水量の割合の大きい時間帯では，流量ハイドログラフが変形し到達時間に遅れが生じることが分かる．しかし，これらの差は図-4～図-6に示した流量と水位の各断面への到達時間の差に比べ大きくない．

次に，図-4～図-6に示した流量と水位の各断面への到達時間に差が生じた原因について考察する．一般に，河道においては流速，流量，水位の順にピークが生じる[7]．ここで，式(7)に着目する．左辺項は，洪水ピークで水面幅Bが時間により変化しないとすれば$B\partial h/\partial t$となり，右辺項の和が0となった時が各断面における水位ピークの発生時間となる．流量ピークの発生後は，流量の減少に伴い第一項は負の値を持つため，式(9)で定義される増水期における単位区間当たりの遊水量が大きい断面ほど，第二項の働きによって水位ピークの発生が流量ピークに遅れることになる．図-10に赤の縦縞で示す$Q_{\max}$（流量ピークの発生時間）～$H_{\max}$（水位ピークの発生時間）の遊水量に着目すると，図-5において流量ピークに対する水位ピーク発生の遅れが顕著であった下流区間ほど，その値が大きくなっていることが分かる．また，図-5，図-6において，無次元水位ハイドログラフの各部分が，対応する無次元流量ハイドログラフの各部分の伝播に遅れる原因は，図-10に示すように，増水期のある流量からの貯留量に対し，減水期の同流量までの放出量が小さいためである．図-10には，各断面における単位距離当たりの貯留量に対する単位距離当たりの放出量の比（単位距離当たりの放出量/単位距離当たりの貯留量）を黒の実線で示しており，図-5，図-6に示した無次流量と無次元水位ハイドログラフの到達時間の差が大きい下流区間ほど値が大きくなっている．図-10から，この増水期の貯留量と減水期の放出量の差の大部分を遊水量が占めていることが分かる．減水期では，河道に洪水の貯まった状態から水位が下がり始めることと，増水期に比べ洪水流の非定常性が小さいことから水面勾配がつきにくく，増水期に遊水された洪水が下流河道に放出されにくいため，増水期に比べ水位の低下が緩やかとなる．この機構が流量ハイドログラフと水位ハイドログラフの到達時間の違いを生んでおり，その程度に河道貯留量に占める遊水量の割合が深く関係していることが分かる．今後はこれらの関係をより定量化していくことで，本評価法を河川管理への応用性の高いものにしていくつもりである．

ここまで検討してきたように，流量ハイドログラフに比べ，水位ハイドログラフの方がより遊水量の影響を受け易いことが分かる．この原因については，上流河道から慣性力を持って伝播してくる流量に対し，水位はその場の河道構造が敏感に反映し易いこと[6]や対象区間の長さに対して洪水の波長が十分長いことなどが考えられる．

４．結論

本研究では，増水期の貯留量と減水期の放出量のうち流量ハイドログラフを直接変形させる部分を遊水量と定義し，非定常平面二次元流れにおける遊水量の評価法を構築した．北上川山間狭隘河道への適用を通して，本評価法により，河道貯留による流量ハイドログラフの変形の程度とそれに対する河道構造の効果を定量的に評価できることを示した．また，流量ハイドログラフと水位ハイドログラフの変形・伝播機構の違いに遊水量が深く関係していること，その影響の程度は流量に比べて水位の方が大きいことを明らかにした．

参考文献

1) Lighthill, M. J. and Whitham, G. B.: On kinematic waves. I .flood movement in long rivers, *Proc. Roy. Soc. A*, pp. 281-316, 1955.
2) Henderson, F. M.: Flood wave in prismatic channels, *J. Hydraulics Div.*, ASCE, HY4, pp. 39-67, 1963.
3) 高橋 保：河道における洪水流特性に関する研究，京都大学博士論文，1971.
4) 福岡捷二，渡邊明英，關浩太郎，栗栖大輔，時岡利和：河道における洪水流の貯留機能とその評価，土木学会論文集，No. 740/II-64，pp.31-44，2003.
5) 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平面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，No.761/II-67，pp. 45-56，2004.
6) 竹村吉晴，福岡捷二：洪水流の流量と水位ハイドログラフの変形・伝播に及ぼす河道構造の影響―山間狭隘河道を対象として，土木学会論文集B1，Vol. 68, No. 1，pp.35-54，2012.
7) 荒木正夫，椿東一郎：水理学演習（下巻），森北出版，1962.

(2013. 9. 30受付)