

# 地球温暖化が最上川・吉野川流域の 河川流況に及ぼす影響について

STUDY ON THE IMPACT OF CLIMATE CHANGE ON RIVER FLOW REGIME  
IN THE MOGAMI AND YOSHINO RIVER BASINS

立川 康人<sup>1</sup>・滝野 晶平<sup>2</sup>・市川 温<sup>3</sup>・椎葉 充晴<sup>4</sup>

Yasuto TACHIKAWA, Shohei TAKINO, Yutaka ICHIKAWA and Michiharu SHIIBA

<sup>1</sup> 正会員 博 (工) 京都大学准教授 大学院工学研究科 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)

<sup>2</sup> 学生会員 学 (工) 京都大学修士課程 大学院工学研究科 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)

<sup>3</sup> 正会員 博 (工) 山梨大学准教授 大学院医学工学総合研究部 (〒 400-8511 甲府市武田 4 丁目 3-11)

<sup>4</sup> 正会員 工博 京都大学教授 大学院工学研究科 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)

This study aims at evaluating the impact of climate change on river discharge regime in the Mogami and Yoshino River basins by feeding future climate projection data into a distributed hydrologic model developed by our research group. The projection data we used consists of hourly precipitation, daily evapotranspiration and daily snow melting of current climate (1979-2004), near future climate (2015-2028), and future climate (2075-2099), which were simulated by a high resolution general circulation model developed by the Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency. The findings of the hydrologic simulation are as follows: 1) at the Mogami River basin, floods by snow melting during March to May in the current climate shift to January to March and the flow pattern from January to May would be smoothed in the future climate; 2) at the Yoshino River basin, the magnitude and frequency of severe rainfall would increase and peak flood discharge would increase more highly in the future climate.

**Key Words:** *climate change, discharge simulation, GCM, distributed hydrologic model, Mogami River, Yoshino River*

## 1. はじめに

気候変動による将来の洪水・渇水災害リスクがどのように変化するか、その推計結果をもとにどのような適応策を講じる必要があるかが極めて重要な課題となっている<sup>1,2)</sup>。将来の気候を推計する大気大循環モデル (GCMs, General Circulation Models) の空間分解能が著しく高解像度化し、わが国の河川流域を対象とする水理・水文モデルの入力データとしても十分利用できるまでになってきており、GCM 出力データの一層の利用促進が図られている<sup>3)</sup>。

わが国を対象として将来の水災害リスクを扱った研究として、和田ら<sup>4,5)</sup>は気象研究所 GCM の降水量推計結果を用いて年最大日降水量を確率的に評価し、洪水リスクの変化を分析している。ただし、気候変動が流域の水災害や水資源に対してどのように影響するかを明らかにするためには、降水量などの気候情報の分析だけでは不十分であり、気候情報を河川流量に変換する必要がある。河川流量に変換することによって初めて河川に設置されている水工施設への影響を分析することができる。また、河川整備や水工施設の運用方法の変更など、適応策や対応策を論じることができる。

こうした試みとして、東ら<sup>6)</sup>は複数の GCM から推定した将来の 200 年確率降水量をもとに河川流量を算

定し、多摩川の洪水氾濫の変化を推定した。また、藤原ら<sup>7)</sup>は GCM による日降水量と日平均気温降雨を流出モデル HydroBEAM に入力し、地球温暖化が利根川上流域の水資源に及ぼす影響を評価した。また、佐山ら<sup>8)</sup>は淀川流域を対象として、洪水の発生頻度・強度および貯水池操作への影響を分析している。

数 1,000km<sup>2</sup> の流域面積を持つわが国の主要河川流域を対象として洪水ピーク流量を含めて河川流量を算定する場合、時間分解能として 1 時間、空間分解能として 20km 程度が必要となる<sup>8,9)</sup>。これまでに公開された GCM 出力データ、たとえば気象庁による地球温暖化予測情報<sup>10)</sup>はこれらの条件を満たしておらず、佐山ら<sup>8)</sup>は、この温暖化実験データを淀川流域に適用する際に、提供された日降雨量データを確率統計的な手法を用いて時間降水量に分解した後流出モデルに与えた。

こうした状況は著しく改善されており、気象庁気象研究所の超高解像度大気モデル<sup>11)</sup>の場合、全球モデルの空間分解能は 20km であり、さらに雲解像領域大気モデルと組み合わせると 5km 格子、1km 格子の気候推計データが部分的に提供され始めている。また、提供される降水量の時間分解能は 1 時間となっており、これらの GCM 出力データの時空間分解能は、直接、水理・水文モデルに作用させて洪水流量を分析することができるまでに向上している。

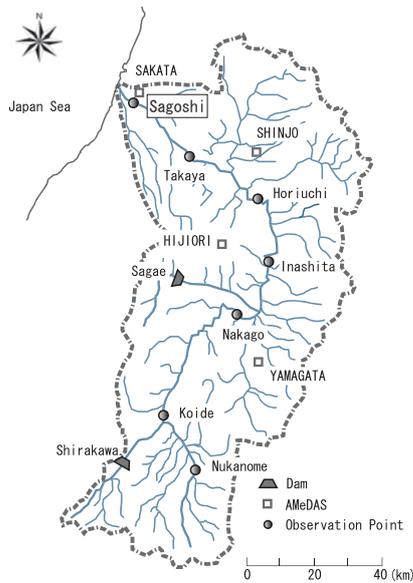


図-1 最上川流域 .

そこで本研究では、気象研究所の超高解像度全球大気モデル (全球 20km モデル) によって計算される現在気候実験 (1979-2004 年)、近未来実験 (2015-2039 年)、21 世紀末実験 (2075-2099 年) による気候推計データを用いて、地球温暖化が河川流況の変動に及ぼす影響を分析する。特に積雪・融雪量の変動によって水資源の変化が懸念される流域として最上川流域 (砂越地点上流域 6,500km<sup>2</sup>, 図-1)、降水量の変動によって洪水リスクの変化が懸念される流域として吉野川流域 (岩津地点上流域 2,740km<sup>2</sup>, 図-2) を取り上げる。

なお、GCM 出力データが示す統計的特性と実際の観測データによる特性とは一致するとは限らないため、何らかの手法によってこのバイアスを取り除いた後で流出モデルに応用することが考えられる。ただし、現在気候実験データと観測データを元にバイアス補正手法を得たとしても、それが将来のデータの補正に適用できる保証はない。そこで、ここでは GCM 出力データの補正は行わず、GCM 出力データの現在気候と将来気候の違いによる河川流況の変化を捉え、現在気候に対する観測値と計算値との相違を見た上で、将来発生し得る流況の変化を考察することを目的とする。

## 2. 分布型流出予測モデルの概要

### (1) 流出モデルの構成

淀川流域を対象として構築した分布型流出モデル<sup>8,12)</sup>と同様のモデルを最上川流域、吉野川流域に適用する。この分布型流出モデルは地形情報に応じて

- 河道流追跡モデル
- 斜面流出モデル
- ダムモデル

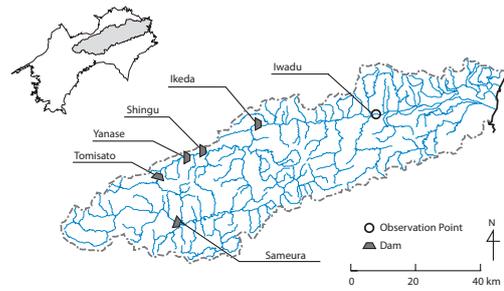


図-2 吉野川流域 .

を相互に結合することによって構成する。流出モデルは構築手順は次の通りである。

- 1) 国土数値情報から河道網データを作成し、河道網を約 3km 毎の河道区分に分割する。最上川の河道区分は 1,587 個、吉野川の河道区分は 455 個となった。河道区分とそれに接続する部分流域、河道区分の相互接続が流出モデルの骨格を成す。
- 2) 標高データから落水方向を決定し、1) で設定した河道区分ごとにそこに流入する部分流域を抽出する。部分流域は異なる勾配、落水方向、面積を持つ矩形斜面の集合となる<sup>13)</sup>。地形データの生成は GeoHyMoS<sup>14)</sup> を用いる。
- 3) 河道区分に kinematic wave モデルを適用する。
- 4) 部分流域では矩形斜面ごとに不飽和・飽和中間流・表面流を考慮した kinematic wave モデル<sup>15)</sup> を適用して、分布型の斜面流出モデル<sup>17)</sup> を構築する。
- 5) 主要な多目的ダムとして、最上川流域には寒河江ダム、白川ダム、吉野川流域には早明浦ダム、池田ダム、富郷ダム、柳瀬ダム、新宮ダムがある。これらにダム流況制御モデル<sup>17)</sup> を適用する。
- 6) 河道追跡モデル、斜面流出モデル、ダム流況制御モデルを要素モデルとして実現し、相互に接続して流域全体の分布型流出モデルを構築する。流出モデルの構築には OHyMoS<sup>18)</sup> を用いる。
- 7) 河道追跡と斜面流出に用いるモデルパラメータを観測データを用いて決定する。
- 8) 計算時間を短縮するために 4) で構成する部分流域の斜面流出モデルを市川らの手法<sup>19)</sup> を用いて集中化する。
- 9) 6) で構成した流域全体の分布型流出モデルのうち、部分流域の斜面流出モデルを 8) で構築した集中型流出モデルに置き換える。

### a) 河道流追跡モデル

河道区分ごとに kinematic wave モデル

$$Q = \alpha A^m, \quad \partial A / \partial t + \partial Q / \partial x = q_L \quad (1)$$

を適用する。Q は河川流量、A は通水断面積、 $\alpha = \sqrt{\sin i} / n$  で i は河道勾配、n は河道の粗度係数、 $m = 5/3$ 、 $q_L$  は単位長さ当たりの側方流入量である。

表-1 各流域のモデルパラメータの値 .

流域	$n$ ( $m^{-1/3}s$ )	$d_s$ (m)	$d_c$ (m)	$k_a$ (m/s)	$\beta$ (-)
最上川	0.3	0.32	0.16	0.015	8.0
吉野川	0.6	0.25	0.10	0.020	5.5

b) 斜面流出モデル<sup>15)</sup>

部分流域は勾配, 落水方向, 面積の情報を持つ矩形斜面の集合となる. それぞれの矩形斜面に不飽和・飽和中間流モデル・表面流を考慮する kinematic wave モデル<sup>15)</sup>を適用し, 単位幅流量  $q$  と水深  $h$  の関係を

$$q = \begin{cases} v_c d_c (h/d_c)^\beta & (0 \leq h \leq d_c) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c) & (d_c < h \leq d_s) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c) + \alpha (h - d_s)^m & (d_s < h) \end{cases} \quad (2)$$

とモデル化する. ここで  $d_c$  はマトリクス中の最大水分量に対応する水深高さ,  $d_s$  は土壌中の最大水分量に対応する水深高さとする.  $k_c$  はマトリクス部の飽和透水係数,  $k_a$  は大空隙での飽和透水係数とし,  $v_c = k_c i$ ,  $v_a = k_a i$ ,  $\beta = k_a/k_c$  とする. また  $i$  を斜面勾配,  $n$  を地表面流 ( $d_s < h$  の場合) に対する斜面の粗度係数として  $\alpha = \sqrt{\sin i}/n$  である. この流量流積関係式と連続式

$$\partial h/\partial t + \partial q/\partial x = r - e \quad (3)$$

を組み合わせることで矩形斜面からの降雨流出を計算する.  $r$  は降雨強度,  $e$  は蒸発散強度である. 他流域で同定したパラメータ値を参考にして試行錯誤的に同定したパラメータの値を表-1に示す. 河道の粗度係数  $n$  は最上川, 吉野川でそれぞれ  $0.025m^{-1/3}s$ ,  $0.03m^{-1/3}s$  とした.

(2) 集中化手法<sup>19)</sup>

対象とする流域斜面に定常かつ空間的に一様な降雨が与えられ, 降雨流出系が定常状態にあると仮定する. このとき, 部分流域を構成するある矩形斜面に着目し  $x$  をその矩形斜面上端からの距離,  $L$  を斜面長,  $\bar{r}$  を流域平均降雨強度,  $w$  を矩形斜面の幅,  $A_{up}$  を着目する矩形斜面上端に接続する上流域の面積とすると矩形斜面下端の流量は

$$Q(\bar{r}) = \bar{r}A_{up} + \bar{r}wL \quad (4)$$

となる. このときの対象矩形斜面の貯留量  $s$  は定常状態での水深分布を  $h(x, \bar{r})$  として

$$s(\bar{r}) = w \int_0^L h(x, \bar{r}) dx \quad (5)$$

である. この積分値を効率的に得るために市川らの手法<sup>19)</sup>を用いる. 積分方法の詳細は佐山ら<sup>8)</sup>を参照されたい. 対象地点上流の全貯留量  $S$  は対象斜面上流の全矩形斜面の貯留量の総和であり

$$S(\bar{r}) = \sum_{i=1}^N s_i(\bar{r}) \quad (6)$$

表-2 最上川流域 (砂越地点) における検証洪水 .

発生日	洪水要因	最大流量 ( $m^3/s$ )
1986年8月6日	前線	3,600
1993年8月28日	台風11号	2,300
1997年6月29日	台風8号	4,700

表-3 吉野川流域 (岩津地点) における検証洪水 .

発生日	洪水要因	最大流量 ( $m^3/s$ )
2004年8月31日	台風16号	13,600
2004年9月28日	台風21号	10,100
2004年10月20日	台風23号	16,400

となる.  $N$  は斜面の総数である.  $\bar{r}$  に対する全貯留量  $S(\bar{r})$  を計算することができれば, 部分流域ごとに流量流積関係式を設定することができ, 斜面流出計算に関する演算量を大幅に減らすことが可能となる.

3. 分布型流出モデルの再現性の確認

特に洪水の再現に着目して, 構築した分布型流出モデルの再現性を確認する. 対象とした洪水を表-2, 表-3に示す. 洪水期間が数日であるため, 蒸発散は考慮せず, AMeDAS 観測値をもとに最近隣法を用いて作成した 3km 格子の時空間分布雨量を流出モデルに入力し, 観測流量, 分布型流出モデルによる計算流量, 部分流域ごとに斜面流れを集中化した分布型流出モデルの計算流量を比較した. 対象地点は最上川流域では砂越 ( $6,500km^2$ ), 吉野川流域では岩津 ( $2,740km^2$ ) である.

図-3は最上川流域において観測史上最大規模の出水があった1997年6月の台風8号の再現結果である. 表-1のモデルパラメータの値を用いて, 表-2に挙げた洪水すべてを再現できることを確認した. 図-4は2004年に全国的に大きな被害をもたらした台風23号による吉野川流域での洪水の再現結果である. 表-3の他の洪水においても分布型流出モデル, 部分流域ごとに集中化した分布型流出モデルともに観測流量を再現することを確認した. また, 斜面流出モデルを集中化することにより, 計算時間はほぼ半分になることを確認した.

図-5は吉野川流域に存在するダム貯水池の中で, 最も洪水調節容量が大きい早明浦ダム ( $472km^2$ ) でのダム流入量とダム放流量の再現結果である. 早明浦ダムは予備放流量を行わず, 一定率放流の後, 一定量放流が実施される. 台風23号時の実際のダム操作は, 洪水ピーク流量を確認後, 下流への洪水被害を軽減させるために一旦到達した一定量放流量を下げ放流しており, 洪水ピーク後の計算放流量と観測放流量とは完全には一致しない. 操作規則に陽に記述されていない放流を再現することは難しいが, 一定量放流に達する部分や低減部分など基本的なダム操作は再現することができる.

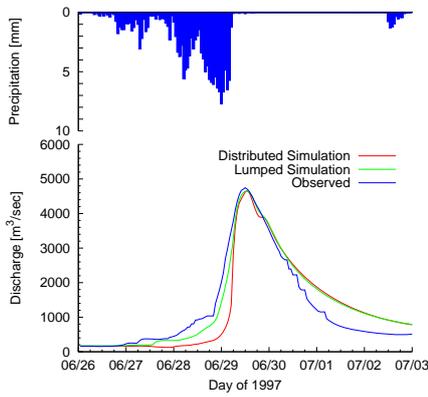


図-3 最上川(砂越地点)における1997年6月洪水の再現結果。

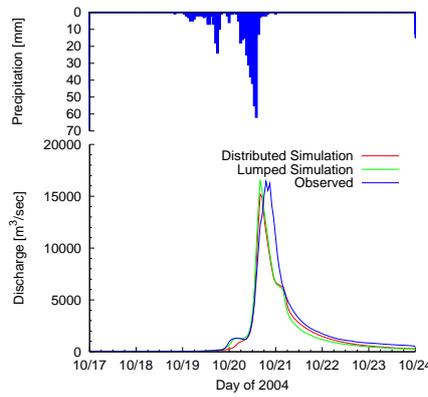


図-4 吉野川(岩津地点)における2004年台風23号洪水の再現結果。

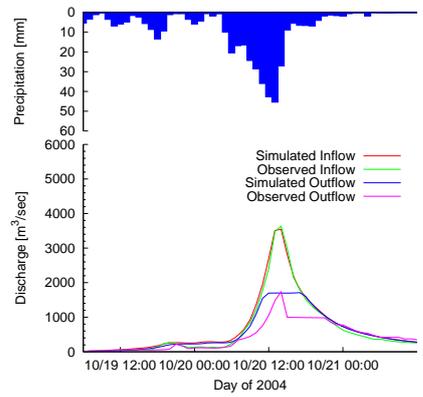


図-5 吉野川(早明浦ダム)における2004年台風23号洪水の再現結果。

#### 4. 地球温暖化が河川流況に及ぼす影響の分析

##### (1) GCM 出力データと計算条件

気象研究所による全球20km格子のGCM出力データが提供されており、順次流出計算を進めている。ここでは以下の期間の流出計算による分析結果を示す。

- 1979年1月-2004年12月: 現在気候実験
- 2015年1月-2028年12月: 近未来気候実験
- 2075年1月-2099年12月: 21世紀末気候実験

将来気候推計計算はA1Bシナリオに従って温室効果気体の濃度が設定され、GCM出力データとして図-6に示すように時間単位の降水量、日単位の蒸発散量、融雪量などが提供されている。これらのうち地表面土壌に到達する水分として、キャノピーを通り抜けて無積雪土壌表面に到達する降雨量と積雪層からの融雪量を流出モデルの入力データとし、土壌表面および根系から吸収される蒸発散量を流出モデルの土壌水分から差し引く。気象研究所の全球20kmGCMでは、陸面過程として土壌4層・積雪3層からなるSiBが導入されており、この陸面過程モデルによって蒸発散量、融雪量が計算される<sup>11)</sup>。数千km<sup>2</sup>以下の流域を対象とする場合、日単位の降雨量では洪水時のピーク流量を再現することが難しいため<sup>8)</sup>、キャノピーを通過して無積雪土壌表面に達する日平均降雨量を、時間分解能で提供される降水量と同じ比率で時間配分して流出モデルに与える。これ以外の蒸発散量、融雪量は日平均値を流出モデルに与えた。

##### (2) 最上川流域における流況の計算結果と考察

図-7に現在気候実験、21世紀末将来気候実験によるGCM出力データを与えて得た最上川砂越地点での毎時河川流量の計算結果を年毎に重ねて表示する。また、図-7の計算結果をもとに得た月平均流量を図-9(a)に示す。図-9(a)には現在気候実験と同期間の観測流量から得た月平均流量を合わせて示している。現在気候実験の期間の観測流量と計算流量とを比較すると、計算流量が観測流量を大きく下回るが、それらの月変化パター

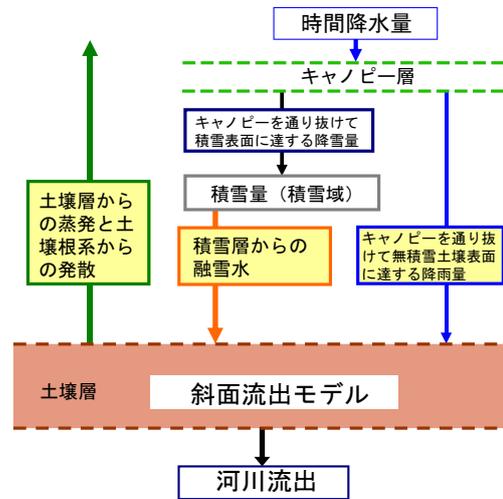


図-6 流出計算に用いた温暖化予測実験データ。

ンは極めてよく一致していることが分かる。

計算流量と観測流量のボリュームの違いは、GCM出力データの降水量が全体的に過小であることが原因と考えられる。図-9(b)は最上川流域平均のアメダスによる月降水量とGCM出力値による月降雨量・月降雪量とを示したものである。月降水量の観測値とGCM出力値による月降水量とは一見、極めてよい一致を示しているように見えるが、積雪・融雪のない7月の月平均観測流量を月流出高に換算すると約170mm、一方、7月の月観測降雨量は約210mmであり、7月の蒸発散量を100mm程度とすると観測流量が過大、あるいは観測降雨が過小と考えなければ説明がつかない。したがって実際の降水量は観測された値以上である可能性があり、結果としてGCM出力値による降水量は実際の降水量よりも小さく計算されている可能性が高い。ただし、観測流量と現在気候実験による計算流量の変化パターンが極めてよく一致することを考えれば、GCM出力による降水量の月変動パターンは現実の降水量をよく説明していると考えられる。

次に現在気候実験、近未来実験、21世紀末実験による計算流量を比較すると、21世紀末実験では4月から5月の融雪出水が小さくなり、1月と2月の月流量が増

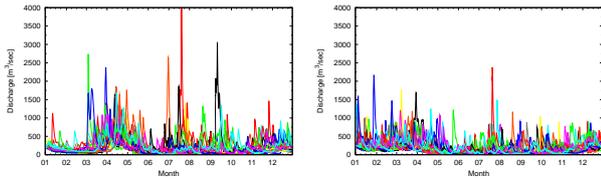


図-7 温暖化実験データを用いた流出シミュレーション結果 (最上川砂越地点)。(左) 現在気候実験 (26 年間) のハイドログラフ, (右) 21 世紀末気候実験 (25 年間) のハイドログラフ。

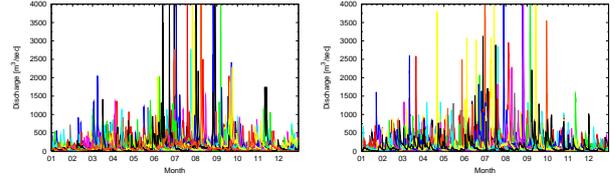
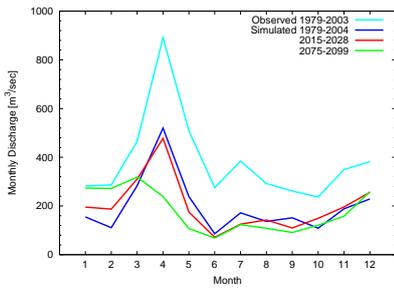
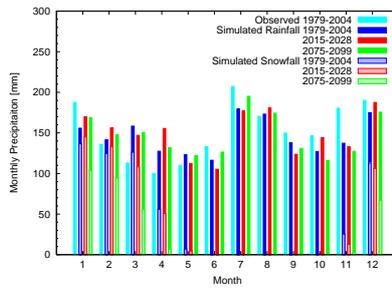


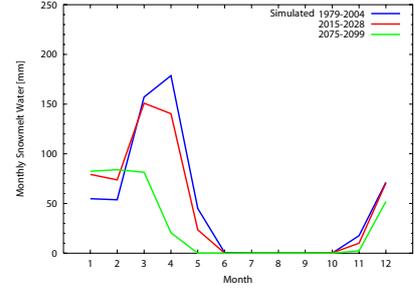
図-8 温暖化実験データを用いた流出シミュレーション結果 (吉野川岩津地点)。(左) 現在気候実験 (26 年間) のハイドログラフ, (右) 21 世紀末気候実験 (25 年間) のハイドログラフ。



(a)

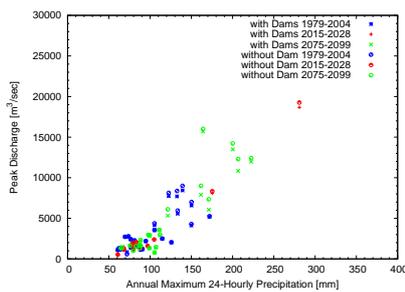


(b)

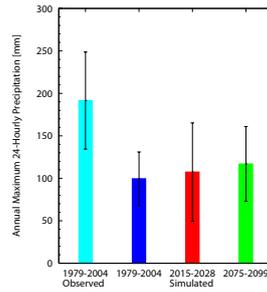


(c)

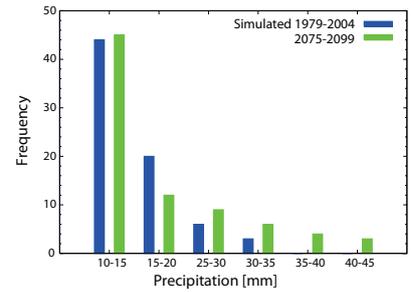
図-9 最上川流域における観測と GCM 出力による水文学量の比較。(a) 砂越地点での GCM 出力による月平均計算流量の変化および月平均観測流量の比較, (b) アメダスによる流域平均の月降水量と GCM 出力データによる流域平均の月降雨量・月降雪量の比較, (c) 現在気候実験と将来気候実験による流域平均の月平均融雪水量の変化。



(a)



(b)



(c)

図-10 吉野川流域における観測と GCM 出力による水文学量の比較。(a) 岩津地点における年最大 24 時間降水量と洪水時ピーク流量の変化, (b) 流域平均 24 時間降水量の年最大値の平均値と分散の変化, (c) 流域平均 1 時間降水量の発生回数の比較。

大して、冬から春にかけての流量が平滑化される傾向にあることがわかる。図-9(c) は GCM 出力データの融雪水量の月平均値を示したものであり、21 世紀末実験では 3 月から 5 月の融雪量が大きく減少し、1 月の融雪量が増加している。また、図-9(b) に示すように、三時期の実験データ間で月降水量の値に大きな違いは見られないものの、21 世紀末実験データでは冬季の積雪量が大きく減少し、その分、降雨量が増大している。これらの春季の融雪量の減少と冬季の降雨量の増加により、21 世紀末実験では 4 月の河川流量が大きく減少し、1 月から 2 月の流量が増加して結果として 1 月から 5 月の流況が平滑化されることになる。

現在気候実験による計算流量が観測流量の月変動パターンを極めてよく説明することを考えると、温暖化が進行すれば、将来上で見たような流量パターンに変化する可能性が示唆される。なお、21 世紀末実験では夏季に大きな洪水が見られない。夏季の洪水は主として台風による。21 世紀末実験ではたまたま最上川流域

に台風が来襲しなかったことが原因である可能性があり、将来的に夏季の洪水が減少することはこれだけの実験では判断できない。

### (3) 吉野川流域における流況の計算結果と考察

図-8 に現在気候実験、21 世紀末気候実験による GCM 出力データを与えて得た吉野川岩津地点での河川流量の計算結果を年毎に重ねて表示する。これらの計算結果をもとに、岩津地点上流域における流域平均の年最大 24 時間降雨量とその時に発生した洪水ピーク流量の計算結果を図-10(a) に示す。24 時間雨量は現在気候実験よりも 21 世紀末実験で大きな値が発生しており、それに伴い大きなピーク流量が発生する傾向にあることが分かる。図-10(b) は対象期間における年最大 24 時間降雨量の平均値と標準偏差を示したものであり、温暖化実験データの年最大 24 時間雨量は温暖化の進行とともに増加傾向にある。また、図-10(c) は現在気候実験、21 世紀末気候実験における 1 時間降水量の発生頻度の

分布を示したものであり、時間雨量が 20mm を越える回数は 21 世紀末気候実験の方が多く、短時間降雨の強度は温暖化の進行とともに増加する傾向を示している。

図-10(b) に示すアメダスによる流域平均降水量から得た年最大 24 時間降水量を見ると、現時点での GCM 出力による値は観測値よりもかなり小さいが、温暖化に伴う短時間降雨の増加傾向をみれば、短時間降雨の極値は現在よりも増加する可能性が示唆される。図には示していないが月降水量や年降水量で比較すると、観測値と現在気候実験の GCM 出力値とはよい対応を示し、温暖化の進行とともに夏季の月降水量に増加傾向が見られた。なお、図-10(a) には、同じ温暖化実験データを用いてダムが存在する場合と存在しない場合を想定した連続流出計算を行い、それらのピーク流量を合わせて示している。ピーク流量が  $5,000\text{m}^3/\text{s}$  を越える場合は、ダムがあるかないかによりピーク流量に違いが現れ、ダムの効果を見ることができる。

## 5. おわりに

全球気候モデルの高空間分解能化は著しく、わが国の河川流域の将来の河川流況を洪水ピーク流量を含めて評価するだけの分解能を有するまでになっている。本研究では地球温暖化に伴う気候変動が河川流況に及ぼす影響を分析するため、気象庁気象研究所の高解像度全球気候モデル(全球 20km モデル)の出力データを分布型流出モデルへの入力とし、最上川流域、吉野川流域の流況を分析した。結果を以下にまとめる。

- 最上川流域では、21 世紀末には春季の融雪量の減少と冬季の降雨量の増加によって現在の融雪流出のピークである 4 月の河川流量が大きく減少し、1 月から 2 月の流量が増加して結果として 1 月から 5 月の流況が平滑化される可能性がある。
- 吉野川流域では、年最大 24 時間雨量などの短時間の降水極値の値が増加し、低頻度の洪水ピーク流量が増大する可能性がある。

今後、貯水池管理方式の変更や必要となる河川整備のレベルなど、適応策・対応策に結びつく知見を得る必要がある。

謝辞：本研究は文部科学省 21 世紀気候変動予測革新プログラム「超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究」によって作成された気候シミュレーションデータを用いた。また、そのサブプログラム「流域圏を総合した災害環境変動評価(代表：中北英一，京都大学)」および科学研究費基盤研究(B)20360219(代表：立川康人，京都大学)の補助を得た。

## 参考文献

- 1) 社会資本整備審議会：水災害分野における地球温暖化に伴う気候変化への適応策のあり方について(答申)，平

成 20 年 6 月，[http://www.mlit.go.jp/river/basic\\_info/jigyo\\_keikaku/gaiyou/kikouhendou/index.html](http://www.mlit.go.jp/river/basic_info/jigyo_keikaku/gaiyou/kikouhendou/index.html) (参照:2008/9/30)。

- 2) 日本学術会議 地球惑星科学委員会・土木工学・建築学委員会合同国土・社会と自然災害分科会：提言 地球環境の変化に伴う水災害への適応，平成 20 年 6 月 26 日，<http://www.scj.go.jp/ja/info/kohyo/pdf/kohyo-20-t58-5.pdf> (参照: 2008/9/30)。
- 3) 沖 大幹他：気候変動将来推計情報の水文分野での利用促進シンポジウム講演集，東京大学生産技術研究所，2008 年 4 月 3 日，<http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/cc2008ws/> (参照: 2008/9/30)。
- 4) 和田一範，川崎将生，富澤洋介：地域気候モデルを用いた地球温暖化に伴う洪水リスクの評価に関する考察，水工学論文集，第 50 巻，pp. 613-618，2006。
- 5) 和田一範，川崎将生，富澤洋介，楠昌司，栗原和夫：高解像度全球モデルおよび地域気候モデルを用いた地球温暖化にともなう洪水リスクの評価，水文・水資源学会誌，Vol. 21(1)，pp. 12-22，2008。
- 6) 東博紀，大柴浩司，松浦知徳：地球温暖化による豪雨発生頻度の変化と洪水氾濫への影響評価，水工学論文集，第 50 巻，pp. 205-210，2006。
- 7) 藤原洋一，大手真理子，小尻利治，友杉邦雄，入江洋樹：地球温暖化が利根川上流域の水資源に及ぼす影響評価，水工学論文集，第 50 巻，pp. 367-372，2006。
- 8) 佐山敬洋，立川康人，寶 馨，増田亜美加，鈴木琢也：地球温暖化が淀川流域の洪水と貯水池操作に及ぼす影響の評価，水文・水資源学会誌，Vol. 21(4)，pp.296-313，2008。
- 9) 佐山敬洋，立川康人，寶 馨：流出モデルの基準面積に関する研究，土木学会論文集 B，vol. 63(2)，pp. 92-107，2007。
- 10) 気象庁：地球温暖化予測情報，第 6 巻，2005，<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpinfo/GWP/Vol6/index.html> (参照: 2008/9/30)。
- 11) 鬼頭昭雄ら：超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究，21 世紀気候変動予測革新プログラム，平成 19 年度研究成果報告書，2008。
- 12) 佐山敬洋，立川康人，寶 馨，市川 温：広域分布型流出予測システムの開発とダム群治水効果の評価，土木学会論文集，No. 803/II-73，pp.13-27，2005。
- 13) 椎葉充晴，市川 温，榊原哲由，立川康人：河川流域地形の新しい数理表現形式，土木学会論文集，No. 621/II-47，pp. 1-9，1999。
- 14) 京都大学工学研究科 都市環境工学専攻 水文水資源分野：流域地形情報を基盤とした水文モデル構築システム GeoHyMoS，<http://hywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp/geohyomos/geohyomos.html> (参照: 2008/9/30)。
- 15) 立川康人，永谷 言，寶 馨：飽和・不飽和流れの機構を導入した流量流積関係式の開発，水工学論文集，第 48 巻，pp. 7-12，2004。
- 16) 市川 温，村上将道，立川康人，椎葉充晴：流域地形の新たな数理表現形式に基づく流域流出系シミュレーションシステムの開発，土木学会論文集，691/II-57，pp. 42-52，2001。
- 17) 市川 温：分布型流域流出系モデルの構成と集中化に関する研究，京都大学博士学位論文，2001。
- 18) 京都大学工学研究科 都市環境工学専攻 水文水資源分野：水文モデル構築システム OHyMoS，<http://hywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp/ohyomos.html> (参照: 2008/9/30)。
- 19) 市川 温，小椋俊博，立川康人，椎葉充晴，寶 馨：山腹斜面系における一般的な流量流積関係式の集中化，水工学論文集，第 44 巻，pp. 145-150，2000。

(2008.9.30 受付)