土木学会論文集B1(水工学), Vol. 73, No. 3, 77-90, 2017.

超多数アンサンブル気候予測実験データを用いた極値河川流量の将来変化の分析

立川康人[1]・宮脇航平[2]・田中智大[3]・萬 和明[4]・加藤雅也[5]・市川 温[6]・キムスンミン[7]

[1]正会員　京都大学教授　工学研究科社会基盤工学専攻 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)
E-mail: tachikawa@hywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp
[2]非会員　京都大学修士課程 工学研究科社会基盤工学専攻 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)
[3]正会員　京都大学助教　地球環境学堂資源循環学廊 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)
[4]正会員　京都大学助教　工学研究科社会基盤工学専攻 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)
[5]非会員　京都大学研究員　工学研究科社会基盤工学専攻 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)
[6]正会員　京都大学准教授　工学研究科社会基盤工学専攻 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)
[7]正会員　京都大学准教授　工学研究科社会基盤工学専攻 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)

d4PDF から得た降水量データを用い，極値降水量の確率分布の将来変化を分析するとともに，降雨流出モデルを介して推定した極値流量の確率分布の将来変化を分析した．また，再現期間 1000 年相当の流量規模を調べ，それらをもたらす降水要因を考察した．対象流域は荒川流域，庄内川流域，淀川流域である．以下の結果を得た．1) 観測値と d4PDF 過去実験から得られる年最大 24 時間降水量の頻度分布は非超過確率 0.95 以下ではよく対応した．2) 4 度上昇実験の 200 年確率年最大 24 時間降水量は，過去実験のそれの 1.3〜1.4 倍，年最大時間流量では 1.5〜1.7 倍となった．3) 4 度上昇実験の 200 年確率年最大降水量と過去実験の 900 年確率年最大降水量とがほぼ同じ値となった．4) 既往大洪水をもたらした降水要因と d4PDF で再現・予測される大洪水の降水要因はよく適合した．

Key Words : *extreme flood, largest-class flood, climate change, d4PDF, large ensemble climate projections*

1. はじめに

気候変動による将来の降水や洪水の頻度・強度の変化を予測することは，今後の社会基盤整備の方向性を定める指針を与える．将来の極値流量の頻度・強度を予測するために，将来気候予測モデルの降水強度や流出強度を入力データとし，降雨流出モデルや河川流追跡モデルを利用して河川流量を予測する研究が多数行われてきた．このとき，気候モデルや降雨流出モデルの不確かさに加えて，気候シミュレーションのアンサンブルメンバ数が十分に確保できない中，低頻度の極端現象の変化をいかに捉えるかが課題であった．

Hirabayashi *et al.*[1]は多数の全球気候モデル出力を用いたマルチモデルアンサンブル解析により，100 年確率年最大日流量の変化を不確かさとともに分析し，その変化を示す世界マップを作成した．また，全球気候モデルの高解像度化が進み，水平分解能 20km を持つ気象庁気象研究所の MRI-AGCM3.2S[2]のモデル出力を利用して，我が国の河川流域を対象とする河川流量の変化が分析されるようになった[3),4)]．ただし，現在気候シミュレーション，将来気候シミュレーションとも 30 年程度のシングルランの計算結果を用いた分析であり，年最大流量の確率分布の変化を検出するためには，より長期間のデータを用いた分析が必要である．筆者らはデータ数の少なさを補うために非定常水文頻度解析モデルの適用を試みた[5),6)]が，シングルランで得られた降水データの分析であり，多数のメンバを持つアンサンブル実験で検証する必要がある．

一方，現在や将来の最大クラスの豪雨や洪水を推定する手法として，過去の顕著台風のコースアンサンブル実験や擬似温暖化実験[7),8)]がなされ，その降水シミュレーションデータを用いた流出計算が行われた[9)]．最大クラスの降水強度や洪水強度を物理的に推定する有効な手法であるが，これまでに発生した台風や 30 年程度の気候シミュレーションの中で発生した大型台風が元データになるため，発生頻度を推定することが難しい．またそれを元に得られるシミュレーション台風が最大クラスの台風であるとは限らない．

これらの課題は，国内の主要河川流域の洪水流出計算に利用できる水平解像度 20km 程度の分解能を有し，かつ低頻度の極端現象の発生頻度・強度を分析できる多数アンサンブル実験データが存在しないことに本質的な原因があった．この問題を解決するために，これまでにない超多数のアンサンブル気候実験が行われ[10)]，「地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース，database for Policy Decision making for Future

climate change (d4PDF)」として公開された[11]．これにより，水平解像度 20km で過去実験 60 年の 50 アンサンブルメンバ，4 度上昇実験 60 年の 90 アンサンブルメンバというこれまでにない多数のアンサンブル実験によって，低頻度の極端現象の再現と将来変化が議論できるようになった．

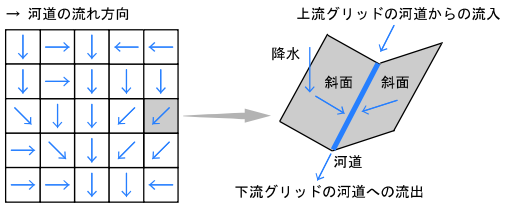
そこで本研究では，我が国の都市圏を流れる主要河川に着目し，荒川流域 (2940km^2)，庄内川流域 (1010km^2)，淀川流域 (8240km^2) を対象として，d4PDF に含まれる 1 時間単位・水平解像度 20km の降水データを利用し，極値降水量と極値河川流量の将来変化を分析する．まず初めに降水量の観測値と d4PDF の過去実験シミュレーション値を比較して d4PDF による極値降水量の再現性を分析する．次に，d4PDF の過去実験と 4 度上昇実験を比較して気候変動による極値降水量の変化を分析する．次に過去実験 60 年の 50 アンサンブルメンバ，4 度上昇実験 60 年の 90 アンサンブルメンバの年最大流量を降雨流出計算を通して推定し，洪水流量の確率分布の将来変化を分析する．また，再現期間 1000 年程度の最大クラス洪水をもたらす降水要因を分析する．

本論文の構成を以下に示す．**2.** では流出計算に用いる分布型降雨流出モデルを説明する．**3.** ではアンサンブル気候予測データベース d4PDF の概要と分析に用いる降水データ，観測データとの比較を示す．**4.** では極値降水量の確率分布の将来変化を，**5.** では極値河川流量の確率分布の将来変化とダム貯水池の治水効果を分析した結果を示す．**6.** では最大クラスの洪水をもたらす降水要因を分析する．**7.** で結論を述べる．

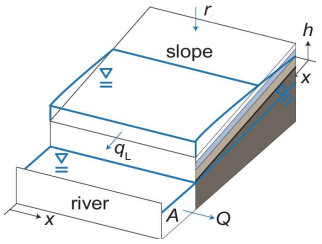
2. 分布型降雨流出モデル 1K-DHM

(1) 1K-DHM の概要

1K-DHM[12]は 30 秒 (約 1km) 格子の地形データを用いた分布型降雨流出モデルであり，表面流および中間流を考慮したキネマティックウェーブモデルを用いて降水データから河川流量を算出する．**図–1** に示すように，地形グリッドごとにその中央に河川を設定しその両側に矩形斜面を配置する．地形グリッド内の斜面では降雨強度を流出量に変換し，河川では両側斜面からの側方流入量と上流グリッドからの流入量を受けて下流グリッドへの流出量を計算する．各地形グリッドの河川は隣接する 8 グリッドのうち最急勾配となる方向に流下するように設定し，上流から下流へと逐次的に河川流量を計算する．地形モデルの構築に用いる標高と流下方向データは，HydroSHEDS[13]に含まれるデータを用いた．降雨データは対象流域を覆う 2 次元の空間分布データである．地形グリッドの中心座標に最も近い降雨グリッドを選択し，地形グリッドに割り当てる．



(a) 標高データを用いた河道の流下方向の設定 (左) と一つの地形グリッド内での斜面と河道の地形モデル (右)



(b) 地形グリッド内での斜面流モデルと河川流モデル

図–1 斜面流と河川流のモデルの模式図

(2) 流れのモデル

河川流にはキネマティックウェーブモデル

$$\frac{\partial A}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial x}=q_{\mathrm{L}} \tag{1}$$

$$Q=\alpha_{\mathrm{c}}A^{m} \tag{2}$$

を用いる．t は時間，x は距離，A は通水断面積，Q は流量，q_{L} は流れ方向の単位長さ当たりの側方流入量，α_{c} はパラメータで $\alpha_{\mathrm{c}}=(1/B_{\mathrm{c}})^{2/3}\sqrt{i_{\mathrm{c}}}/n_{c}$，$i_{\mathrm{c}}$ は河道勾配，n_{c} は河道の粗度係数，B_{c} は河幅，m は定数 (=5/3) である．斜面流れでは土壌中を流れる不飽和流と表層土壌中の中間流および地表面流を考慮したキネマティックウェーブモデル[14),15)]

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial q}{\partial x}=r \tag{3}$$

$$q(h)=\begin{cases} v_{\mathrm{c}}d_{\mathrm{c}}\left(\dfrac{h}{d_{\mathrm{c}}}\right)^{\beta}, & 0\le h<d_{\mathrm{c}} \\ v_{\mathrm{c}}d_{\mathrm{c}}+v_{\mathrm{a}}\left(h-d_{\mathrm{c}}\right), & d_{\mathrm{c}}\le h<d \\ v_{\mathrm{c}}d_{\mathrm{c}}+v_{\mathrm{a}}\left(h-d_{\mathrm{c}}\right)+\alpha\left(h-d\right)^{m}, & d\le h \end{cases} \tag{4}$$

を適用する．h は流積，q は単位幅の斜面流量，r は降水強度，d_{c} はマトリクス部の空隙厚，d は土壌中の全空隙厚，α_{s} はパラメータで $\alpha_{\mathrm{s}}=\sqrt{i_{\mathrm{s}}}/n_{\mathrm{s}}$，$i_{\mathrm{s}}$ は斜面勾配，n_{s} は等価粗度，m は定数 (=5/3) である．また，k_{c} をマトリクス部の飽和透水係数，k_{a} を中間流の透水係数とし，$v_{\mathrm{c}}=k_{\mathrm{c}}i$，$v_{\mathrm{a}}=k_{\mathrm{a}}i$，$k_{\mathrm{c}}=k_{\mathrm{a}}/\beta$ とする．

(3) ダムモデル

一定量放流方式または一定率一定量方式のダム操作を操作規則に従ってダムごとにモデル化する．洪水警戒体制の発令から解除までのダムの操作過程[16)]を**表–1** のように定式化した．後述するように降雨流出計算は年ごとに上位 3 位までの年最大 24 時間雨量を含む 10

表–1 ダムモデルの定式化

ダム操作	ダム操作の表現式	ダム操作に入るときの流入量の条件	ダム操作に入るときの貯水量の条件
すりつけ操作	$Q(0)=I(0)$	$I(t)\leq Q_{\mathrm{f}}$	$S(0)=S_{\mathrm{E}}$
水位維持操作	$Q(t)=I(t)$	$I(t)\leq Q_{\mathrm{f}}$	$S(t)=S_{\mathrm{E}}$
洪水調節操作	$Q(t)=Q_{\mathrm{ctl}}(t)$	$I(t)\geq Q_{\mathrm{f}}$	$S_{\mathrm{E}}<S(t)<S_{\mathrm{F}}$
ただし書き操作	$Q(t)=I(t)$	$I(t)>Q_{\mathrm{ctl}}(t)$	$S(t)\geq S_{\mathrm{F}}$
後期放流操作	$Q(t)=Q_{\mathrm{ctl}}(t)$	$I(t)\leq Q_{\mathrm{ctl}}(t)$	$S(t)>S_{\mathrm{E}}$

t: 時刻，$Q(t)$: 時刻 t のダム放流量，$I(t)$: ダム流入量，$S(t)$: ダム貯水量，S_{E}: 制限水位容量 (洪水期制限水位での貯水量でありダムモデルの初期貯水量として与える)，S_{F}: 有効貯水量 (総貯水量から堆砂量および死水量を除いた貯水量でありダムモデルの最大貯水量として与える)，$Q_{\mathrm{ctl}}(t)$: 時刻 t までの洪水調節操作における最大放流量，$Q_{\mathrm{ctl}}(t)=\min\{a(I_{\max}(t)-Q_{\mathrm{f}})+Q_{\mathrm{f}},Q_{\max}\}$．ここで a: 一定率 (一定量放流方式では $a=0$)，$I_{\max}(t)$: 時刻 t までの洪水調節操作における流入量の最大値，Q_{f}: 洪水調節開始流量，$Q_{\max}$: 最大放流量．

表–2 モデルパラメータ同定に用いた洪水と作成した降水データ

流域	対象洪水	ピーク流量	期間	空間	時間	格子数
荒川 ($2940\mathrm{km}^2$)	平成 11 年 8 月洪水	$7650\mathrm{m}^3/\mathrm{s}$ (岩淵)	8/12 1:00 から 4 日間	0.1 度	1hr	15×7
庄内川 ($1010\mathrm{km}^2$)	平成 23 年台風 15 号	$3150\mathrm{m}^3/\mathrm{s}$ (枇杷島)	9/19 1:00 から 3 日間	0.1 度	1hr	10×9
淀川 ($8240\mathrm{km}^2$)	平成 25 年台風 18 号	$9500\mathrm{m}^3/\mathrm{s}$ (枚方)	9/15 1:00 から 4 日間	0.1 度	1hr	14×16

降雨データの作成に用いた地上雨量観測所数は荒川流域，庄内川流域，淀川流域それぞれ 16, 12, 83 か所．

表–3 荒川の各ダム諸量

ダム	調節方式	制限水位容量 S_{E} ($\times10^6\mathrm{m}^3$)	有効貯水容量 S_{F} ($\times10^6\mathrm{m}^3$)	洪水量 Q_{f} (m^3/s)	最大放流量 $Q_{\max}$ (m^3/s)	一定率 a (-)	k (s)
二瀬ダム	一定率一定量	0	21.8	200	800	0.462	-
浦山ダム	自然調節方式	33.0	56.0	-	-	-	21600
滝沢ダム	一定率一定量	25.0	58.0	100	300	0.114	-
荒川第一調節池	自然調節方式	-	-	-	-	-	7200

浦山ダムの k は洪水調節図の洪水ピーク流量の遅れから定めた．

日間の降雨イベントに対して実施する．計算開始時にダム貯水位は制限水位にあり，ダム流入量とダム放流量が等しい状況を初期条件とした．現実のダム操作で考えれば，すりつけ操作が終了した段階を計算開始時刻と考えることになる．自然調節方式のダム操作は線形貯水池モデルで表現した．

(4) 遊水地モデル

遊水地での洪水調節効果を表すために，遊水地を含む河川区間に線形貯水池モデル

$$\frac{dS(t)}{dt}=I(t)-Q(t) \tag{5}$$

$$S(t)=kQ(t) \tag{6}$$

を導入した．t は時間，S は遊水地の貯留量，I は上流から流入する河川流量，Q は下流へ流出する河川流量，k は時間の次元を持つモデルパラメータである．

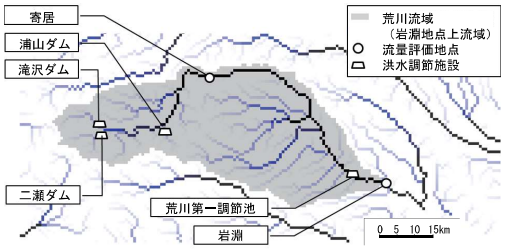
(5) 対象流域の概要とパラメータ同定

SCE-UA 法[17]を用いて降雨流出モデルのパラメータ同定を行った．計画規模あるいはそれを超える規模の洪水を対象とするため，近年の洪水で最大の洪水をパラメータ同定の対象とした．降雨データはどの流域も水平分解能 0.1 度の時間雨量とし，地上雨量計の毎時データを用いて最近隣法により作成した．初期流量は対象降雨開始時刻の対象地点の観測流量を用い，定常状態を仮定して計算初期の河川モデル，斜面モデルの水深を設定した．パラメータ同定の対象とした洪水一覧を**表–2** に示す．

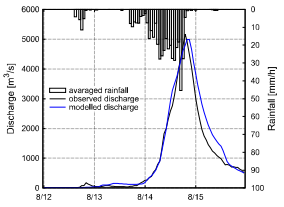
a) 荒川流域

流域面積 $2940\ \mathrm{km}^2$ の一級河川である．荒川流域に存在する二瀬ダム，浦山ダム，滝沢ダムおよび荒川第一調節池を洪水調節施設としてモデル化した．各ダムの諸量を**表–3** に示し，降雨流出モデルで用いる 30 秒格子の流域地形モデルを**図–2** に示す．パラメータ同定対象の平成 11 年 8 月洪水時に存在しない滝沢ダムは，パラメータ同定計算では流出モデルに組み込まず，予測計算で導入した．

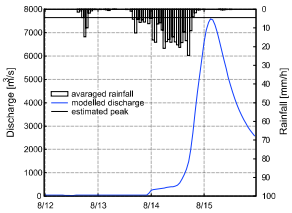
岩淵上流の寄居地点のデータを用い，斜面流モデルのパラメータを同定した．**図–3** と**表–4** に同定計算結果を示す．Nash 指標は 0.95 となり，十分な再現性が得られた．次に，同定したモデルパラメータを用いて岩淵地点の流量を計算し，推定ピーク流量 $7650\mathrm{m}^3/\mathrm{s}$ に合致するように，荒川第一調節池のパラメータを定め，$k=7200\mathrm{s}$ とした．**図–3**(b) に岩淵地点の推定流量を示す．



図–2 岩淵地点上流域の流域モデル



(a) 寄居地点



(b) 岩淵地点

図–3 寄居地点の観測流量と再現計算流量，岩淵地点の推定ピーク流量と再現計算流量

表–4 パラメータ同定結果 (荒川流域)

n_s	$0.30\mathrm{m}^{-1/3}\mathrm{s}$	k_a	$8.0\times10^{-2}\mathrm{m/s}$
d	0.40m	β	4.00
d_c	0.05m	n_c	$0.03\mathrm{m}^{-1/3}\mathrm{s}$

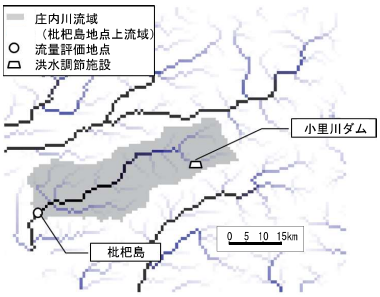
Nash 指標: 0.953

b) 庄内川流域

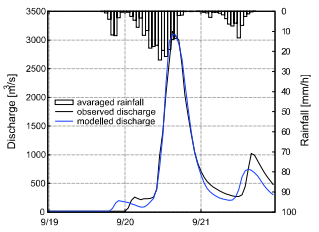
流域面積 $1010\mathrm{km}^2$ の一級河川である．降雨流出モデルで用いる 30 秒格子の流域地形モデルを**図–4** に示す．庄内川流域に存在する小里川ダムと小田井遊水地のうち，小田井遊水地の調節効果は $150\mathrm{m}^3$ であり，最大クラス洪水のピーク低減効果は小さいと考え，小里川ダムのみをモデル化した．小里川ダムは自然調節方式のダムであり，有効貯水容量 $13.9\times10^6\mathrm{m}^3$(制限水位容量 $3\times10^6\mathrm{m}^3$ を含む) を持つ．小里川ダムの洪水調節図から，線形貯水池モデルのパラメータを $k = 21600\mathrm{s}$ とした．枇杷島地点の観測流量を用い，斜面流モデルのパラメータを同定した．同定結果を**図–5** と**表–5** に示す．Nash 指標は 0.97 となり，十分な再現性が得られた．

c) 淀川流域

桂川 ($1100\mathrm{km}^2$)，宇治川 ($4354\mathrm{km}^2$)，木津川 ($1596\mathrm{km}^2$) の主要三川が合流し淀川 ($8240\mathrm{km}^2$) となる．降雨流出モデルで用いる 30 秒格子の流域地形モデルを**図–6** に示す．淀川流域には治水機能を持つ 8 基のダム・堰が存在する．**表–6** にダムモデルを設定する各ダムの諸量を示す．琵琶湖の下流の瀬田川洗堰は，ここでは大洪水を対象とするため，操作規則に従って洪水時の放流量を $0\mathrm{m}^3/\mathrm{s}$ とした．また，桂川の亀岡遊水地，木津川の上野遊水地の遊水効果を考慮するため，対象河川区間に線形貯水池モデルを導入した．



図–4 枇杷島地点上流域の流域モデル

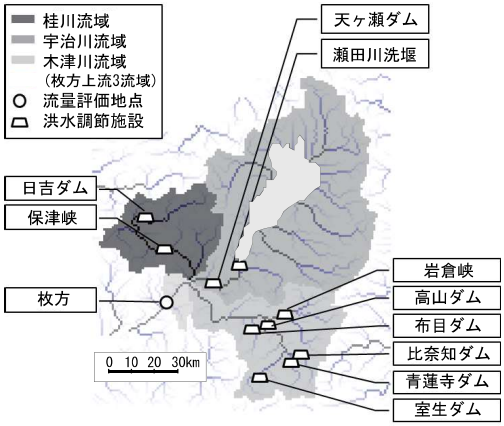


図–5 枇杷島地点の観測流量と再現計算流量

表–5 パラメータ同定結果 (庄内川流域)

n_s	$0.33\mathrm{m}^{-1/3}\mathrm{s}$	k_a	$1.5\times10^{-4}\mathrm{m/s}$
d	0.99m	β	3.00
d_c	0.39m	n_c	$0.03\mathrm{m}^{-1/3}\mathrm{s}$

Nash 指標: 0.972



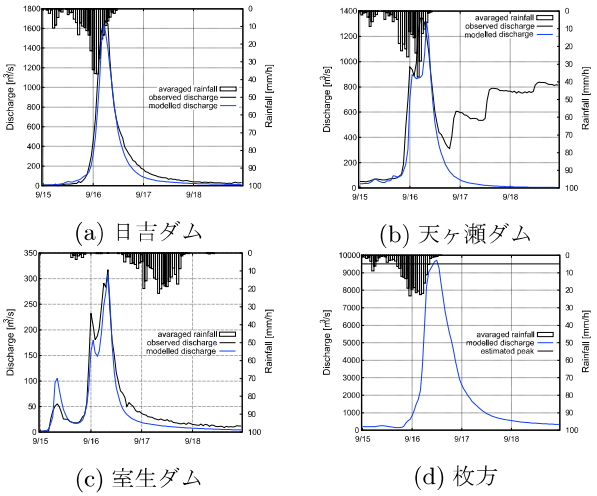
図–6 枚方地点上流域の流域モデル

桂川流域は日吉ダム，宇治川は天ヶ瀬ダム，木津川は室生ダムの上流域を対象として流域ごとに斜面流モデルのパラメータを同定した．各ダム地点の流量の再現結果を**図–7**(a)〜(c) に示す．また，パラメータ値の同定結果を**表–7** に示す．次に亀岡遊水地と上野遊水地の線形貯水池モデルのパラメータを定めた．対象洪水での上野遊水地の推定最大貯留量 580 万立方メートル[18]を用いて，上野遊水地のパラメータを $k = 1800\mathrm{s}$ と定めた後，対象洪水の枚方地点の推定ピーク流量 9500 m^3/s に適合するように亀岡遊水地のパラメータを $k = 12000\mathrm{s}$ とした．**図–7**(d) に枚方地点の推定流量を示す．

表–6 淀川流域のダム諸量

ダム	調節方式	制限水位容量 S_E ($\times 10^6 m^3$)	有効貯水容量 S_F ($\times 10^6 m^3$)	洪水量 Q_f (m^3/s)	最大放流量 Q_{max} (m^3/s)	一定率 a [-]	集水面積 (km^2)	比洪水量 * ($m^3/s/km^2$)
天ヶ瀬ダム	一定量	6.0	20.0	840	-	0	4200	2.39
高山ダム	一定率一定量	13.8	49.2	1300	1800	0.24	615	2.11
青蓮寺ダム	一定量	15.4	23.8	450	-	0	100	4.5
室生ダム	一定量	6.55	14.3	300	-	0	169	1.77
布目ダム	一定率一定量	9.0	15.4	100	150	0.14	75	1.33
比奈知ダム	一定量	9.4	18.4	300	-	0	76	3.95
日吉ダム	一定量	16.0	58.0	150	-	0	290	0.52

*洪水量を集水面積で割った値．天ヶ瀬ダムの比洪水量は琵琶湖流域の流域面積 3848km^2 を除いて計算した値である．



(a) 日吉ダム　(b) 天ヶ瀬ダム

(c) 室生ダム　(d) 枚方

図–7 各地点での観測流量 (枚方地点は推定ピーク流量) と再現計算流量

表–7 パラメータ同定結果 (淀川流域)

パラメータ	桂川	宇治川	木津川
n_s ($m^{-1/3}s$)	0.40	0.10	0.54
k_a (m/s)	5.0×10^{-4}	3.0×10^{-5}	3.0×10^{-4}
d (m)	0.38	1.40	0.70
d_c (m)	0.16	0.40	0.50
β (–)	6.00	6.00	7.00
n_r ($m^{-1/3}s$)	0.05	0.02	0.02
Nash 指標	0.967	0.885*	0.924

*瀬田川洗堰からの放流がない 36 時間分のデータで算出．

3. アンサンブル気候予測データベース d4PDF と分析に用いた降水データ

これまでにない超多数のアンサンブル実験によって「地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース (database for Policy Decision making for Future climate change, d4PDF)[11]」が作成され，低頻度の極端現象の将来変化を確率的に分析できるようになった．d4PDF は水平分解能 60km の気象庁気象研究所全球気候モデル MRI-AGCM3.2 による全球実験と，水平分解能 20km の非静力学領域気候モデル NHRCM による日本周辺域の力学的ダウンスケーリング領域実験によって構成され，過去実験と 4 度上昇実験の 2 種類のアンサンブル実験が行われた[10]．

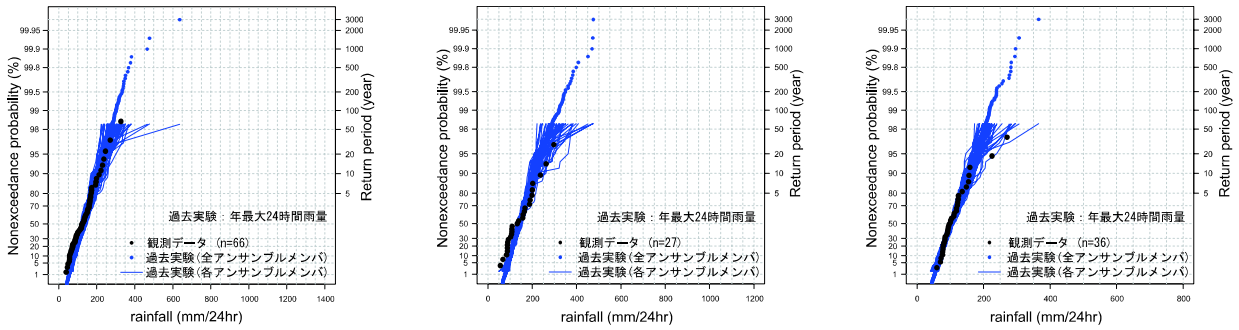
表–8 過去実験 (HPB, 1950 年 9 月～2011 年 8 月) と 4 度上昇実験 (HFB, 2050 年 9 月～2111 年 8 月) の計算条件

実験名	計算期間	海水温分布	メンバ数	総計算年数
HPB	60 年	1 種類	50 個	3000 年
HFB	60 年	6 種類	15 個	5400 年

過去実験 (実験名: HPB) は，1950 年 9 月～2011 年 8 月の 60 年間の気候を再現する 50 メンバ，合計 3000 年分の実験である．各メンバは気候モデルの初期値・境界値に観測誤差程度の小さな摂動が加えられ 60 年の気候計算が実現されている．4 度上昇実験 (実験名: HFB) は，1850 年の産業革命以前に比べて全球平均気温が 4 度上昇すると仮定して，2050 年 9 月～2111 年 8 月の 60 年間の気候を予測する 90 メンバ，合計 5400 年分の実験である．境界条件として設定された海水面温度 (SST) 分布は，CMIP5 の RCP8.5 実験での主要気候モデルをクラスター分析した結果，6 モデルの SST 分布が選択され[19]，6 種類の SST 分布ごとに 15 個のアンサンブルメンバが計算されて合計 90 メンバとなっている．

予測実験に用いられた大気気候モデルは一つであるが，異なる大気海洋結合モデルによって計算された SST が境界条件アンサンブル実験として予測実験に組み込まれ，異なる大気大循環モデルによる将来予測値の不確かさも考慮されている．**表–8** に過去実験と 4 度上昇実験の計算条件をまとめる．領域モデルによるダウンスケーリング計算は 1 年単位で行われており，9 月 1 日から翌年の 8 月 31 日が一つのダウンスケーリング計算の計算単位となっている．そのため 8 月 31 日と 9 月 1 日をまたぐ降水・洪水の分析には注意を要する．

本研究で用いる降水データは領域実験で出力された水平分解能 20km の 1 時間平均値である．データ統合・解析システム DIAS[20]から両実験のすべての地上大気データを取得したのち，それらから時間降水量データ



(a) 荒川流域　(b) 庄内川流域　(c) 淀川流域

図–8 年最大 24 時間降水量の確率プロットの比較 (黒点: 観測降雨，青点: d4PDF 過去実験の全アンサンブルメンバ，青細線: d4PDF 過去実験の 60 年ごとのアンサンブルメンバ)

を抽出した．次に，過去実験 60 年 50 メンバ，4 度上昇実験 60 年 90 メンバの流域平均の年最大 24 時間降水量データを年ごとに第 1 位から第 3 位まで抽出し，それぞれ年最大 24 時間降水量の開始時刻の前 3 日および後 7 日を降雨流出計算の計算期間として定め，この 10 日間の降雨流出計算用降水データを作成した．作成した降水データは，パラメータ同定に用いた入力降水データと同じ時空間分解能とし，最近隣法を用いて作成した．

4. 極値降水量の確率分布の将来変化

(1) 過去実験の極値降水量の再現性の検証

d4PDF 過去実験および観測データによる流域平均年最大 24 時間降水量と非超過確率との関係をグンベル確率紙に示す (**図–8**)．非超過確率はワイブル公式を用いて定めた．**図–8** の一つの折れ線は，一つのアンサンブルメンバ (60 年分の計算) での年最大 24 時間降水量と非超過確率の関係を示したものであり，全部で 50 メンバの折れ線を同じ図に示している．青丸点はアンサンブルメンバすべてを合わせた 3000 個の確率プロットであり，黒丸点は観測降雨から得た確率プロットである．

観測降雨から得られる確率プロットと d4PDF のそれとは全体的によく対応しているが，非超過確率が 0.95 よりも大きいところでは観測降雨から得られたクオンタイルが d4PDF のそれよりも大きくなる傾向がどの流域にも見られる．これは d4PDF の計算に用いられた気候モデルの空間分解能が 20km であることが関係していると考えられる．Kanada *et al.*[21] は気象研究所の 20km 分解能気候モデル (AGCM20km) の日降水量データを分析し，APHRODITE や 5km 分解能気候モデルから得た 20km 空間平均値と比較して，降雨期の強雨 (26mm/day 以上の日雨量や 10 年間の日雨量上位 3 位) が過少評価される傾向にあることを示している．ここで用いる雨量データも同様の特性を持っていると考えられ，ここで推定する最大クラスの洪水流量は過少評価する可能性があることを念頭に置く必要がある．

表–9 年最大 24 時間降水量の観測値と d4PDF 過去実験との 2 標本 KS 検定の結果

流域	KS 検定統計量	p 値
荒川	0.1499	11%
庄内川	0.3078	1.3%
淀川	0.0917	93%

観測データと d4PDF 過去実験から得られる極値降水量が同じ頻度分布をしているといえるか，2 標本コルモゴロフ=スミルノフ検定 (以下，2 標本 KS 検定) を用いて検定した．荒川流域では，水文水質データベースから得た 1950 年から 2015 年までの観測降雨データを用いて岩淵上流域平均の年最大 24 時間雨量を 66 年分作成した．庄内川流域では，気象庁のレーダー・アメダス解析雨量 (1989～2015 年) を用いて枇杷島上流域平均の年最大 24 時間雨量を 27 年分作成した．淀川流域では，水文水質データベースから得た 1980 年から 2015 年までの観測降雨データを用いて，枚方上流域平均の年最大 24 時間雨量を 36 年分作成した．結果を**表–9** に示す．荒川流域と淀川流域では有意水準 10%でも「両者の頻度分布は同じ」という帰無仮説は棄却されなかった．また，庄内川流域では，有意水準 1%で帰無仮説は棄却されなかった．流域ごとに違いがあるが，両者の分布が異なるとは言い切れないので，d4PDF 降水データに対してバイアス補正は加えず，そのまま分析に用いた．

(2) 4 度上昇実験の極値降水量への海水面温度パターンの影響の分析

4 度上昇実験の海水面温度パターンの違いが極値降水分布に与える影響を調べるために，海水面温度パターン毎に年最大 24 時間雨量 (各 900 年分) を一つの標本とし，各流域ですべての組み合わせの 2 標本 KS 検定を実施した．p 値の結果を**表–10** に示す．大気大循環モデ

表–10 4 度上昇実験での海水面温度パターンの異なる年最大 24 時間降水量に対する 2 標本 KS 検定の p 値 (%)．6 種類の海水面温度パターンの設定を CC，GF，HA，MI，MP，MR とする．

(a) 荒川流域

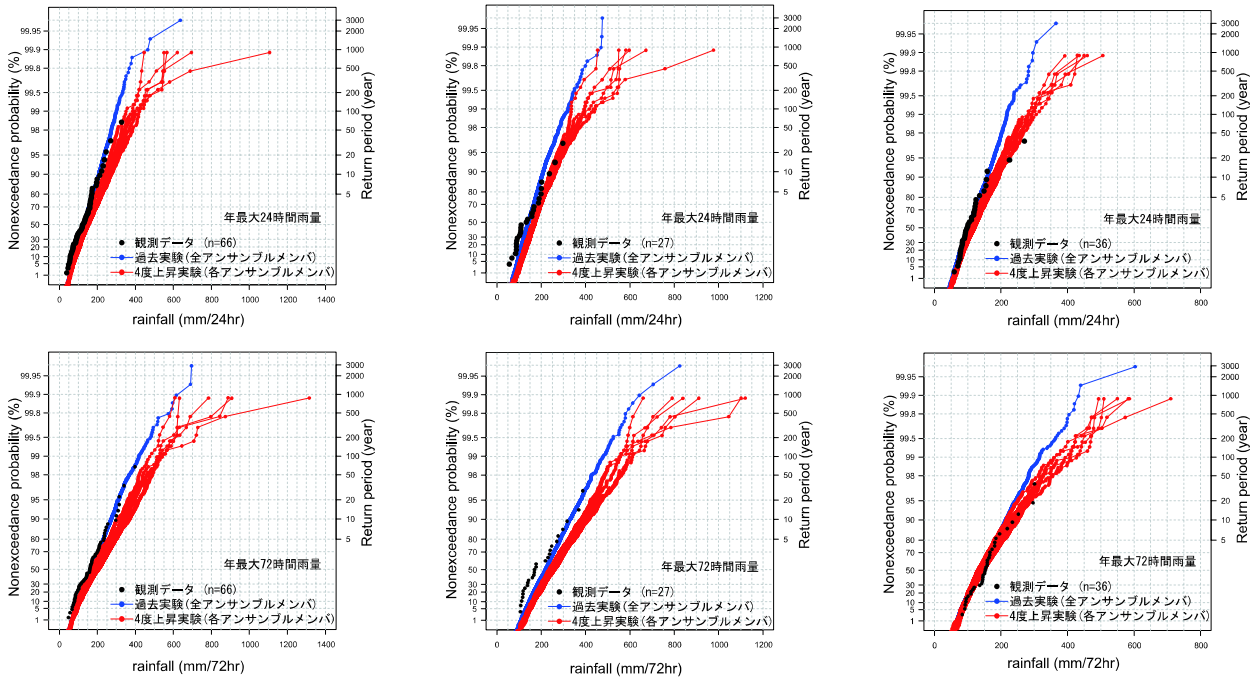
SST	GF	HA	MI	MP	MR
CC	**0.0**	**0.0**	**0.0**	**0.0**	**0.0**
GF	-	**0.9**	85	43	12
HA	-	-	2.8	8.8	23
MI	-	-	-	81	28
MP	-	-	-	-	37

(b) 庄内川流域

SST	GF	HA	MI	MP	MR
CC	**0.0**	43	85	12	2.1
GF	-	**0.5**	**0.1**	6.9	26
HA	-	-	50	58	31
MI	-	-	-	12	9.9
MP	-	-	-	-	91

(c) 淀川流域

SST	GF	HA	MI	MP	MR
CC	**0.0**	2.1	78	**0.0**	**0.6**
GF	-	17	**0.0**	12	50
HA	-	-	**0.3**	**0.9**	47
MI	-	-	-	**0.0**	**0.0**
MP	-	-	-	-	**0.9**



(a) 荒川流域　(b) 庄内川流域　(c) 淀川流域

図–9 各流域の年最大 24 時間降水量 (上段) と年最大 72 時間降雨量 (下段) の確率プロット (黒点: 観測降雨，青線:過去実験，赤線: 4 度上昇実験 (SST 設定ごとに確率プロットを示す)

ル CCSM4，GFDL-CM3，HadGEM2-AO，MIROC5，MPI-ESM-MR，MRI-CGCM3 をもとに設定された海水面温度分布をそれぞれ CC，GF，HA，MI，MP，MR と略記する．表中の太字は，1%未満の p 値であり，有意水準を 1%とする場合，2 標本が同じ分布とする帰無仮説が棄却される組み合わせである．

荒川流域では CC の頻度分布が他の海水面温度パターンで得られるそれと異なる．庄内川流域でも頻度分布が同じとはいえない組み合わせがあり，淀川流域でも多くの組み合わせで海水面温度パターンの年最大 24 時間降水量への影響は無視できないと判断し，4 度上昇実験については海水面温度パターンの異なるデータは 1 つに統合せず，海水面温度パターン毎に 60 年の 15 メンバ，合計 900 年分のデータとして分析した．

(3) 極値降水量の確率分布の将来変化

流域ごとに過去実験 (60 年の 50 メンバ) と 6 種類の 4 度上昇実験 (それぞれ 60 年の 15 メンバ) について，継続時間 24，48，72, 96 時間の年最大流域平均降雨データを作成した．継続時間 24，72 時間について荒川流域，庄内川流域，淀川流域のそれぞれの確率プロットを**図–9** に示す．それぞれの図には観測データから得られた確率プロットも合わせて示している．d4PDF の領域実験データは 8 月 31 日と 9 月 1 日の計算結果が異なるダウンスケーリング計算から得られているため，年最大雨量データが 8 月 31 日と 9 月 1 日をまたぐ場合は対象から外した．

図–9 の赤線は，海水面温度の予測値の異なる 4 度上昇実験での 6 つの確率プロットを示している．海水面温度の設定の違いにより，特に非超過確率の大きな低頻度の大雨のばらつきが大きくなることがわかる．ただし，いずれの確率プロットも過去実験の青色のそれよりも右側にあり，海水面温度の予測値によらず気候変動によって極値降水量が増加することがわかる．また，同じ海水面温度設定でも初期値の摂動による 15 個のアンサンブルメンバごとの確率プロットにもばらつ

表–11 d4PDF から得られた極値降水量の将来変化．括弧内は過去実験の 200 年確率年最大降水量からの増加率を示す．

流域	確率降水量	再現期間 200 年		再現期間 900 年	
	(mm)	過去実験	4 度上昇実験 *1	過去実験	4 度上昇実験 *2
荒川流域	年最大 24 時間雨量	333	459 (1.34)	466 (1.40)	664 (2.0)
	年最大 48 時間雨量	415	555 (1.34)	552 (1.33)	816 (1.97)
	年最大 72 時間雨量	480*3	610 (1.27)	623 (1.30)	856 (1.78)
	年最大 96 時間雨量	513	646 (1.26)	645 (1.26)	891 (1.74)
庄内川流域	年最大 24 時間雨量	350*4	474 (1.35)	470 (1.34)	638 (1.82)
	年最大 48 時間雨量	471	585 (1.24)	558 (1.18)	792 (1.68)
	年最大 72 時間雨量	525	659 (1.26)	647 (1.23)	903 (1.72)
	年最大 96 時間雨量	578	724 (1.25)	720 (1.25)	1010 (1.75)
淀川流域	年最大 24 時間雨量	239*5	329 (1.38)	296 (1.25)	455 (1.90)
	年最大 48 時間雨量	321	406 (1.26)	395 (1.23)	541 (1.67)
	年最大 72 時間雨量	363	443 (1.22)	434 (1.20)	572 (1.58)
	年最大 96 時間雨量	373	459 (1.23)	459 (1.23)	591 (1.58)

*1 海水面温度設定の異なる 4 度上昇実験での 200 年確率年最大降水量の平均値．*2 海水面温度設定の異なる 4 度上昇実験での最大値 (900 年確率年最大降水量に相当) の平均値．*3200 年確率の計画降雨から定められた計画雨量は年最大 3 日雨量 548mm[22)]．*4200 年確率の計画降雨から定められた計画雨量は年最大 24 時間雨量 376mm[23)]．*5200 年確率の計画降雨から定められた計画雨量は年最大 24 時間雨量 261mm[24)]．

きが見られた．極値降水量は海水面温度の予測値および初期値摂動の両方に影響される．

4 度上昇実験の 6 種類の海水面温度パターンでの確率雨量の平均値を求め，その過去実験からの増加率を調べた．増加率を降雨継続時間ごとに整理した結果を**表–11** に示す．4 度上昇実験で再現期間 900 年としている値は，それぞれの海水面温度パターンでの 900 年分の計算値の中の最大値の平均値を示している．d4PDF 過去実験から得た確率降水量と**表–11** 内に示す実際の計画雨量との違いは，いずれの流域も d4PDF が 10%～15%小さな値となった．20km 分解能の気候モデルの出力であることを考えると妥当な値と考えられる．

再現期間 200 年の過去実験と 4 度上昇実験とを比べると，1.2～1.4 倍の増加であった．また，4 度上昇実験の 200 年確率年最大降水量と過去実験の 900 年確率年最大降水量とがほぼ同じ値となった．これは現在の最大クラス規模と考えられる値が，この地球温暖化シナリオでは将来気候の再現期間 200 年の年最大値に相当することを示しており，留意すべき結果と考える．

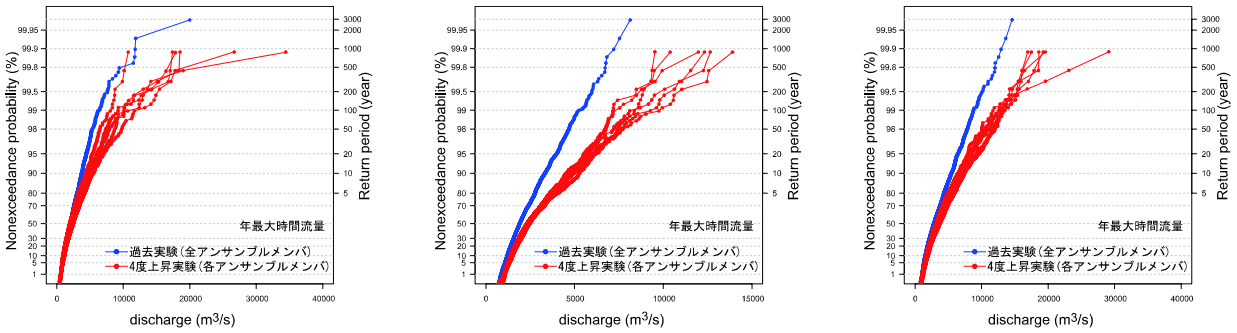
5. 河川流量極値の確率分布の将来変化

(1) 年最大時間流量の算定方法

年ごとに 1 位～3 位の 24 時間降水量を抽出し，その 24 時間降水量の開始時刻 3 日前から 7 日後までの 10 日間を一つの降水事象として，この間の降雨流出計算を **2.** で同定した分布型降雨流出モデル 1K-DHM を用いて実施した．次に，対象地点のピーク時間流量を得て，3 つの中の最大値を年最大時間流量とした．これは，降水の時空間分布によっては年最大 24 時間雨量を含む降水事象のときに年最大時間流量が発生するとは限らないためである．流出計算の初期条件は，観測データから得た対象地点の平水流量の平均値を初期流量として河川流モデル，斜面流モデルの水深を設定した．また，対象降水期間が 8 月 31 日と 9 月 1 日をまたぎ，9 月 1 日以降にピーク流量を記録しかつ計算開始時刻から 8 月 31 日 24 時以前および 9 月 1 日 0 時以降の両方に降雨があった場合は，ダウンスケーリング計算の切れ目で降雨強度を 2 重にカウントする可能性があるため対象から除いた．

(2) 年最大時間流量の確率分布の将来変化

年最大時間流量の確率プロットを**図–10** に示す．4 度上昇実験の年最大確率流量は，どの海水温分布パターンでも過去実験よりも大きくなり，非超過確率が大きくなるほど増加率は大きくなることがわかった．特に 4 度上昇実験の最大値である再現期間 900 年の最大クラスの洪水ピーク流量は大きくばらつき，極めて大きな流量が発生する可能性がある．具体的な極値流量の変化を**表–12** に示す．4 度上昇実験の 200 年確率年最大流量は，6 つの海水面温度パターンでの値の平均値，900 年のそれはそれぞれの最大値の平均値を示している．過去実験と 4 度上昇実験とで再現期間 200 年の年最大流量を比較すると，三流域とも 1.5 倍から 1.7 倍の増加となった．年最大降水量でのそれらの増加率は 1.2 から 1.4 倍であり，年最大流量の増加率はそれよりも大きくなった．一般に降雨強度が大きくなれば，ある値を境に洪水ピーク流量はより大きな増加率を示す．降雨流出モデルに内在する降雨流出現象の非線形性が表れて，年最大流量の増加率は年最大降水量の増加率を上回ったものと考えられる．また，4 度上昇実験での 200 年確率年最大流量は過去実験の 900 年確率年最大流量



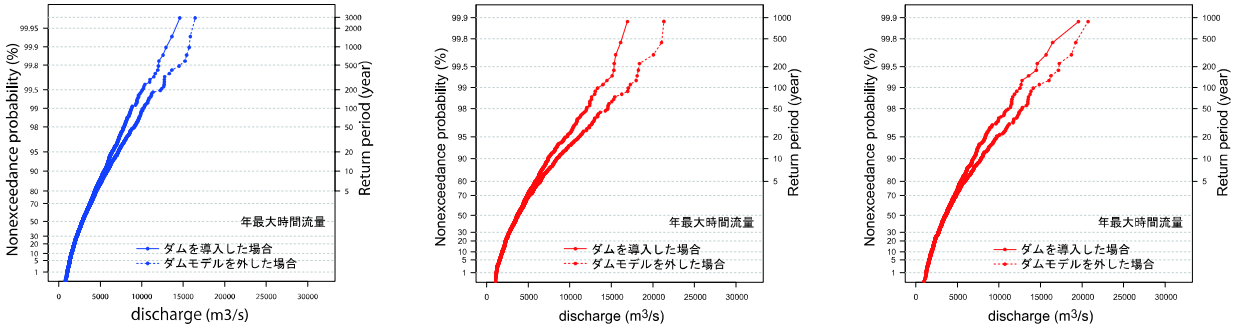
(a) 荒川流域　(b) 庄内川流域　(c) 淀川流域

図–10 年最大時間流量の確率プロット (青線: 過去実験，赤線: 4 度上昇実験 (SST 設定ごとに確率プロットを示す)

表–12 d4PDF から得られた極値河川流量の将来変化．括弧内は過去実験の 200 年確率年最大流量からの増加率を示す．

流域	確率流量 (m^3/s)	再現期間 200 年		再現期間 900 年	
		過去実験	4 度上昇実験 *1	過去実験	4 度上昇実験 *2
荒川流域 (岩淵地点)	年最大時間流量	7611	12801 (1.68)	11789 (1.55)	20934 (2.75)
庄内川流域 (枇杷島地点)	年最大時間流量	5975	9525 (1.59)	7240 (1.21)	11794 (1.97)
淀川流域 (枚方地点)	年最大時間流量 (ダム有)	10100	15165 (1.50)	12987 (1.29)	20168 (2.0)
	年最大時間流量 (ダム無)	12307	18328 (1.49)	15723 (1.28)	23191 (1.88)

*1 海水面温度設定の異なる 4 度上昇実験での 200 年確率年最大流量の平均値．*2 海水面温度設定の異なる 4 度上昇実験での最大値 (900 年確率年最大流量に相当) の平均値．



(a) 過去実験　(b) 4 度上昇実験 (MP)　(c) 4 度上昇実験 (MR)

図–11 淀川流域枚方地点におけるダム貯水池の有無による年最大ピーク流量の確率プロットの比較

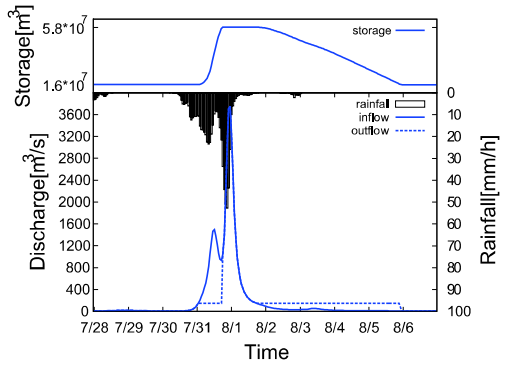
よりも大きくなった．

ここで計算した流量は，対象地点まで堤防を越流することなく流れることを仮定した河川流量であるが，現在の確率流量との違いを把握するために留意すべき値である．4 度上昇実験での最大クラス洪水 (ここでは 900 年確率年最大流量に相当する流量) では，過去実験の 200 年確率年最大流量の 2 倍を超える洪水が発生する可能性があることがわかった．

(3) 淀川流域におけるダム貯水池の洪水低減効果

淀川流域では，流域内に 7 つの治水目的のダムがある．これらのダム貯水池による洪水調節効果を分析するため，年最大時間流量を記録したすべての洪水 (過去実験 60 年 50 メンバと 4 度上昇実験 60 年 90 メンバ) について，ダム貯水池が存在しないと仮定してダムモデルを外した流出計算も行った．このときの確率流量の結果も**表–12** に併せて示す．また，ダムモデルを導入して流量計算した場合と外した場合の枚方地点の年最大流量の確率プロットを比較したところ，過去実験，4 度上昇実験とも再現期間が大きくなるにつれて低減効果が現われ，過去実験では枚方地点で約 3000m^3/s，4 度上昇実験では 3000〜5000m^3/s の洪水低減効果を確認した．海水面温度パターンが GF, HA, MI, MP の場合は洪水流量の増加とともに貯水池による洪水ピーク流量の低減量が大きくなった．その一例として，MP の場合のダムモデルのある無しによる淀川枚方地点の年最大流量の確率プロットの違いを**図–11**(b) に示す．

一方で，CC と MR では最大洪水のときに洪水ピー



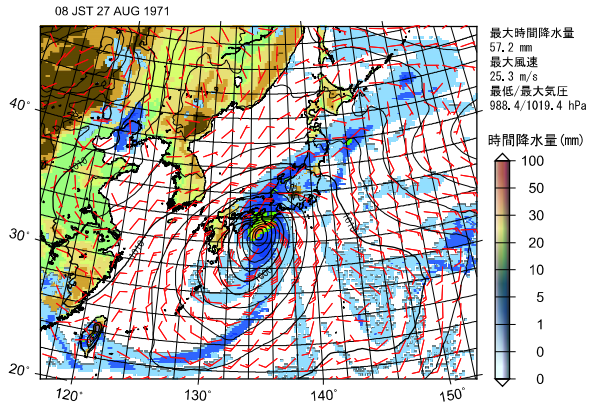
図–12 日吉ダムの流入量と放流量 (下) と貯水量 (上)

表–13 全対象洪水に占めるダム貯水池が満水に達した洪水の割合 (%). 100 年間の間に満水に達する平均的な回数に相当する.

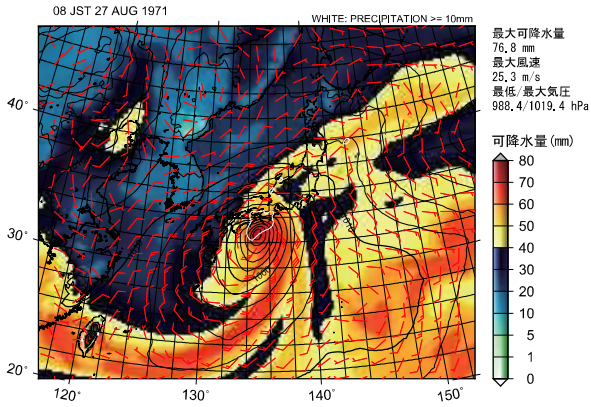
ダム	過去	4 度上昇実験					
	実験	CC	GF	HA	MI	MP	MR
天ヶ瀬ダム	0.1	0.7	1.1	0.6	0.5	1.1	0.7
高山ダム	0.0	0.1	0.5	0.1	0.6	0.7	0.4
青蓮寺ダム	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.4	0.1
室生ダム	0.2	1.0	3.3	2.4	3.7	3.4	2.1
布目ダム	0.1	0.5	1.3	1.5	2.1	2.0	0.6
比奈知ダム	0.0	0.2	0.5	0.1	0.6	0.6	0.4
日吉ダム	2.1	2.9	4.1	3.2	1.9	4.8	3.3

ク流量の低減量が減少することを見出した. その一例として MR の場合を**図–11**(c) に示す. このとき, 第 1 位の洪水の両者の差は 1156m^3/s であり, 第 2 位から第 20 位当たりまで見られる 2000 から 3000m^3/s の洪水低減量よりも小さかった. これは, ダム流入量が最大値に達する前にダム貯水池が満水となって, ただし書き操作が開始された極端な場合であることがわかった. このときの日吉ダムのダム流入量と放流量の時間変化を**図–12** に示す. こうした極端な大洪水の場合には, 洪水ピーク前にダム貯水池が満水となってピークカットの効果が減じられる場合があることがわかった.

次に, すべての対象洪水についてダム貯水池の最大貯水量を調べ, ダムが満水となる回数の変化を分析した. 各実験の全洪水に対してダムが満水に達した洪水の割合を**表–13** にまとめる. ダムが満水に達する洪水の割合は, 4 度上昇実験は海水温度パターンごとに異なるが, すべてのダムで満水となる回数が過去実験よりも増加する. 各ダムに注目すると, 室生ダム, 布目ダム, 日吉ダムで満水となる割合が多い. これはダム地点の集水面積とダムの洪水量が関係している. **表–6** に洪水量を集水面積で割った比洪水量を示す. この値が小さいほど洪水調節に入りやすく, ダムが満水になる回数と関係が大きい. 実際, **表–6** の中で比洪水量は日吉ダム, 布目ダム, 室生ダムの順に小さく, **表–13** の結果とよく対応する.



(a) 時間降水量と海面気圧, 地上風速



(b) 可降水量と海面気圧, 地上風速

図–13 d4PDF 過去実験 1971 年 8 月 27 日 8 時の時間降水量, 可降水量, 海面気圧, 地上風速の空間分布

6. 最大クラスの洪水をもたらす降水要因の分析

4 度上昇実験の 200 年確率年最大降水量は過去実験の 200 年確率値の 1.2〜1.4 倍となり, 年最大流量のそれは 1.5〜1.7 倍となった. また, 4 度上昇実験の年最大降水量の最大値 (900 年確率年最大降水量に相当) は過去実験の 200 年確率値の 1.6〜2 倍となり, 年最大流量のそれは 2 倍を超える場合があることがわかった (**表–11** と**表–12** 参照). このような大洪水をもたらす降水要因を分析するために, **図–13** に示すような時間降水量と可降水量に気圧, 地上風速を重ねた分布図を作成し, それらの動画を用いて降水要因を目視により判断した.

分析の対象として, 過去実験については再現期間 1000 年以上に相当する洪水として, 3000 年分の年最大流量の中から第 1 位から 3 位までの年最大流量をもたらした降水事象を選択した. 4 度上昇実験についても再現期間 1000 年以上に相当する洪水として, 海水温度設定によらず 5400 年分の年最大流量の中から 1 位から 5 位までの降水事象を選択した.

d4PDF を用いた降雨流出計算で再現期間 1000 年超

表–14 荒川流域 (岩淵地点) における最大クラスの河川流量と降水量

順位	$Q_{\max}$	$R_{\max}$	R_{24}	降水要因	期間
			過去実験		
1	19,987	39	636	台風 (直)	7/28
2	11,854	36	478	台風 (直)	8/11
3	11,783	20	367	台風 (間)	9/3
			4 度上昇実験		
1	34,441	60	1,106	台風 (直)	9/1
2	26,671	60	695	台風 (直)	8/16
3	18,983	58	688	台風 (直)	9/22
4	18,529	49	621	その他	8/4
5	18,361	36	410	台風 (直)	8/22

Q_p: ピーク流量 (m^3/s). $R_{\max}$: 最大時間降雨強度 (mm/hr). R_{24}: 24 時間雨量 (mm). 雨量はいずれも岩淵上流の流域平均値. 降水要因: 台風 (直) は台風が接近して直接影響を与えた場合, 台風 (間) は台風が遠方海上にあって水蒸気の流入があった場合, その他は台風や前線などの明瞭なパターンが見られず複数の要因が関連する場合. 期間: 10 日間の降水期間の開始日.

表–15 荒川 (岩淵地点) における主要な既往洪水[22)]

発生年月	最大流量	3 日雨量	降水要因
1947 年 9 月	10,560 m^3/s	466 mm	カスリーン台風
1958 年 9 月	6,540 m^3/s	282 mm	狩野川台風
1982 年 9 月	5,930 m^3/s	326 mm	台風 18 号
1999 年 8 月	7,650 m^3/s	354 mm	熱帯低気圧

に対応する荒川流域での降水事象の諸量を**表–14** にまとめる. 台風の接近・上陸によって降雨がもたらされる場合と遠方海上にあっても台風による水蒸気の流入が可降水量の空間分布から確認される場合は台風による降水とした. 過去実験の上位 3 位はすべて台風による降水であり, 4 度上昇実験も台風による降水が大半であった. 近年の主な既往洪水は**表–15** に示すようにすべて台風によって発生しており, 大洪水をもたらす降水要因の実際とシミュレーションとが整合することを確認した. 実際の洪水の既往第 1 位であるカスリーン台風と d4PDF 過去実験の 2 位, 3 位は, 規模がほぼ同程度でありよい対応が見られる. 過去実験第 1 位は観測データに存在しない大きな結果となっているが, 4 度上昇実験の上位 5 位はそれと同程度あるいはそれ以上の最大流量が計算されており, 再現期間 1000 年超となる最大クラスの洪水強度も気候変動によって増大する可能性があることがわかった.

庄内川流域での再現期間 1000 年超に対応する d4PDF の降水事象の諸量を**表–16** にまとめる. 庄内川流域の既往最大日降水量は 2000 年の東海豪雨時の 334mm であり, d4PDF 過去実験第 5 位の 350mm に次ぐ値であった. d4PDF で計算された大雨の要因は, 荒川流域と異なり台風が直接影響する以外の場合も存在した. 過去実験の第 1 位と 4 度上昇実験の第 1 位の降水事象は, 遠

表–16 庄内川流域 (枇杷島地点) における最大クラスの河川流量と降水量

順位	$Q_{\max}$	$R_{\max}$	R_{24}	降雨成因	期間
			過去実験		
1	8,136	39	475	前線・台風	7/9
2	7,531	47	385	台風 (直)	8/2
3	7,212	56	473	台風 (直)	7/31
			4 度上昇実験		
1	13,904	61	977	前線・台風	6/27
2	12,646	65	543	梅雨前線	7/15
3	12,559	61	758	温帯低気圧	6/25
4	12,461	58	445	その他	7/26
5	12,324	63	547	その他	7/8

Q_p: ピーク流量 (m^3/s). $R_{\max}$: 最大時間降雨強度 (mm/hr). R_{24}: 24 時間雨量 (mm). 雨量はいずれも枇杷島上流の流域平均値. 降水要因: 台風 (直) は台風が接近して直接影響を与えた場合, 台風 (間) は台風が遠方海上にあって水蒸気の流入があった場合, その他は台風や前線などの明瞭なパターンが見られず複数の要因が関連する場合. 期間: 10 日間の降水期間の開始日.

表–17 庄内川 (枇杷島地点) における主要な既往洪水[23)]

発生年月	最大流量	日雨量	降水要因
1961 年 6 月	1,500 m^3/s	137mm	台風・梅雨前線
1972 年 7 月	1,600 m^3/s	117mm	梅雨前線
1975 年 7 月	1,600 m^3/s	135mm	梅雨前線
1976 年 9 月	1,300 m^3/s	154mm	台風
1983 年 9 月	1,900 m^3/s	154mm	秋雨前線・台風
1988 年 9 月	1,600 m^3/s	106mm	低気圧・秋雨前線
1989 年 9 月	1,900 m^3/s	120mm	台風
1991 年 9 月	2,200 m^3/s	156mm	台風・秋雨前線
1999 年 6 月	2,000 m^3/s	84mm	梅雨前線
2000 年 9 月	3,500 m^3/s	334mm	前線・台風 (東海豪雨)

方海上に台風が存在し, 大量の水蒸気が前線に流入して豪雨が発生するケースであり, 2000 年 9 月の東海豪雨と類似したパターンであった. また, 4 度上昇実験の第 4 位, 5 位は前線や台風といった明瞭なパターンは確認できず, 水蒸気の流入による可降水量の大きい領域が庄内川流域を覆い, それが温帯低気圧と関連して豪雨をもたらすケースであった. **表–17** に近年の主な既往洪水をまとめる. 庄内川流域では台風単独よりも梅雨前線や秋雨前線と台風が関連して大雨がもたらされる場合が多い. d4PDF のシミュレーションでも同様のパターンが見られ, 実際とシミュレーションとが整合することを確認した.

淀川流域での再現期間 1000 年超に対応する降水諸量と近年の主な既往洪水を**表–18** と**表–19** にまとめる. 淀川流域では d4PDF によるシミュレーション, 実際の大洪水とも台風が主な要因であり, ここでも実際とシミュレーションとが整合することを確認した. 淀川流域の既往最大 24 時間降水量は 2013 年台風 18 号のときの 269mm であり, d4PDF 過去実験上位 4 位の 276mm に次ぐ値であった. d4PDF 過去実験でのピーク流量第 1

表–18 淀川流域（枚方地点）における最大クラスの河川流量と降水量

順位	$Q_{\max}$	$R_{\max}$	R_{24}	降雨要因	期間
			過去実験		
1	14,589	14	224	台風 (間)	8/22
2	13,642	38	239	台風 (直)	8/23
3	12,928	25	365	台風 (直)	8/22
			4 度上昇実験		
1	29,135	63	422	台風 (直)	8/25
2	23,115	37	330	台風 (直)	8/18
3	19,604	28	195	台風 (間)	9/3
4	19,570	21	403	低気圧	7/27
5	19,263	25	506	梅雨前線	7/29

Q_p: ピーク流量 (m^3/s). $R_{\max}$: 最大時間降雨強度 (mm/hr). R_{24}: 24 時間雨量 (mm). 雨量値はいずれも枚方上流の流域平均値. 降水要因: 台風 (直) は台風が接近して直接影響を与えた場合, 台風 (間) は台風が遠方海上にあって水蒸気の流入があった場合. 期間: 10 日間の降水期間の開始日.

表–19 淀川（枚方地点）における主要な既往洪水[25)]

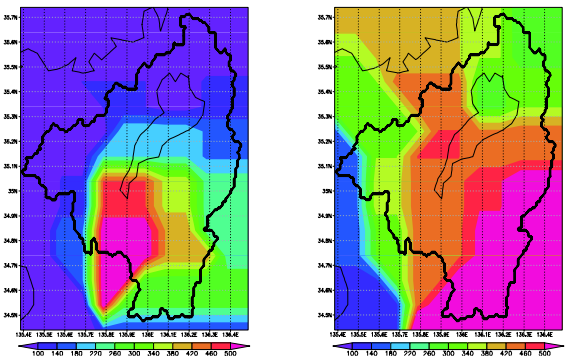
発生年月	最大流量	2 日雨量	降水要因
1953 年 9 月	7,800 m^3/s	249 mm	台風 13 号
1956 年 9 月	5,025 m^3/s	161 mm	台風 15 号
1959 年 8 月	6,800 m^3/s	272 mm	前線・台風 7 号
1959 年 9 月	7,970 m^3/s	215 mm	伊勢湾台風
1961 年 10 月	7,206 m^3/s	234 mm	前線
1965 年 9 月	6,868 m^3/s	203 mm	台風 24 号
1972 年 9 月	5,228 m^3/s	200 mm	台風 20 号
1982 年 8 月	6,271 m^3/s	231 mm	台風 10 号
2013 年 9 月	9,500 m^3/s	295 mm	台風 18 号

位の洪水は，流域平均の最大時間降水強度，24 時間雨量ともこの中で最小であったが，木津川流域の降水強度が大きく第 1 位の洪水となった．実際の洪水では 1959 年の伊勢湾台風が同様の降雨分布であり，木津川流域の降水強度が大きい場合に枚方地点の流量が大きくなることが d4PDF のシミュレーションでも確認できた．また，4 度上昇実験の上位 3 位も木津川流域の降水量が大きなケースであった．**図–14** に過去実験 1 位，4 度上昇実験の 1 位の 24 時間雨量の空間分布を示す．

以上，三流域とも最大クラスをもたらす降水要因は既往の大洪水とよく一致し，実際に発生した既往最大降水量は d4PDF 過去実験 3000 年分の年最大値の上位 6 位に入る値であることを確認した．また，4 度上昇実験の最大クラス洪水 (ここでは再現期間 1000 年超に対応する洪水) は，過去実験の最大クラス洪水の 1.5 から 1.8 倍に増加し，最大クラス洪水も気候変動によって増加することがわかった．

7. おわりに

荒川流域 ($2940km^2$)，庄内川流域 ($1010km^2$)，淀川流域 ($8240km^2$) を対象とし，アンサンブル気候予測データベース d4PDF から得た降水量データ (過去実験 60 年の 50 アンサンブルメンバ，4 度上昇実験 60 年の 90 アンサンブルメンバ) を用いて極値降水量の再現性を確認した後，気候変動による極値降水量の確率分布の変化を分析した．また，分布型降雨流出モデルを介して推定した年最大時間流量の確率分布の変化を分析した．次に，最大クラス洪水として再現期間 1000 年超に対応する降水量と河川流量の値を調べ，それらをもたらす降水要因を考察した．これらを通して，観測値だけでは困難であった最大クラス洪水の規模をノンパラメトリックに非超過確率を伴って推定し，さらに気候変動シナリオのもとでそうした値の変化を分析することができた．



過去実験 第 1 位　　4 度上昇実験 第 1 位

図–14 枚方地点上流域に最大クラス洪水をもたらした d4PDF の 24 時間雨量の空間分布

極値降水量の変化について得た結果を以下にまとめる．

- 対象三流域では観測値と d4PDF 過去実験から得られる年最大 24 時間降水量の頻度分布は非超過確率 0.95 以下でよく対応した．観測値と d4PDF の年最大 24 時間降水量に 2 標本 KS 検定を適用して両者の分布が同じでないとはいえないという結果を得た．
- 海水面温度パターンの異なる 4 度上昇実験の年最大 24 時間降水量に 2 標本 KS 検定を適用し，海水面温度パターンが異なるデータは同じ確率分布とはいえないという結果を得た．
- 4 度上昇実験の 200 年確率年最大 24 時間雨量は，三流域とも過去実験のそれの 1.3〜1.4 倍となった．
- 4 度上昇実験の 200 年確率年最大降水量と過去実験の年最大 900 年確率降水量とがほぼ同じ値となった．

次に，極値河川流量の変化およびダムの治水効果について得た結果を以下にまとめる．

- 4 度上昇実験の 200 年確率年最大時間流量は，三流域とも過去実験のそれの 1.5〜1.7 倍となった．年最大 24 時間雨量よりも増加率が大きくなったのは，降雨流出モデルに内在する洪水流出現象の非線形

性が現れた結果と考えられる.

- 淀川流域でダムによる洪水ピーク流量低減効果を分析し，過去実験，4度上昇実験ともにダム貯水池によって枚方地点で約3000～5000m^3/sの低減効果を確認した．また，4度上昇実験でのダム貯水池が満水となる頻度は過去実験よりも増加した.

最後にd4PDFで最大クラス洪水(再現期間1000年超に対応する洪水)をもたらす降水要因を調べ，以下の結果を得た.

- 三流域とも最大クラスをもたらす降水要因は既往の大洪水とよく一致した.
- 4度上昇実験の最大クラス洪水(再現期間1000年超の洪水)は，過去実験の最大クラス洪水の1.5から1.8倍に増加し，最大クラス洪水も気候変動によって増加することがわかった.

謝辞：本研究は文部科学省気候変動リスク情報創生プログラム「課題対応型の精密な影響評価」および科学研究費（基盤研究(A)17H01294）の助成を受けた.

参考文献

1) Hirabayashi, Y., Mahendran, R., Koirala, S., Konoshima, L., Yamazaki, D., Watanabe, S. and Kanae, S.: Global flood risk under climate change, *Nature Climate Change*, Vol. 3, pp. 816–821, 2013.
2) Kitoh, A., Ose, T., Kurihara, K., Kusunoki, A., Sugi, M. and KAKUSHIN Team-3 Modeling Group: Projection of changes in future weather extremes using super-high-resolution global and regional atmospheric models in the KAKUSHIN Program: Results of preliminary experiments, *Hydrological Research Letters*, Vol. 3, pp. 49–53, 2009.
3) 立川康人，滝野晶平，藤岡優子，萬和明，キムスンミン，椎葉充晴：気候変化が日本の河川流量に及ぼす影響の予測，土木学会論文集，Vol. 67, No. 1, pp. 1–15, 2011.
4) Sato, Y., Kojiri, T., Michihiro, Y., Suzuki, Y. and Nakakita, E.: Assessment of climate change impacts on river discharge in Japan using the super-highresolution MRI-AGCM, *Hydrological Processes*, Vol. 27, pp. 3264–3279, 2013.
5) 林 敬大，立川康人，椎葉充晴：時変母数による非定常水文頻度解析手法のモデル選択に関する考察，土木学会論文集，B1 (水工学), Vol. 71, No. 1, pp. 28–42, 2015.
6) 立川康人，森 信治，キムスンミン，萬 和明: 非定常水文頻度解析手法を用いた極値降水量の変化予測 –地球温暖化予測情報への適用–, 土木学会論文集, B1(水工学), Vol. 71, No. 4, pp. I_367–I_372, 2015.
7) Ishikawa, H., Oku, Y., Kim, S., Takemi, T. and Yoshino, J.: Estimation of a possible maximum flood event in the Tone river basin, Japan caused by a tropical cyclone, *Hydrological Processes*, Vol. 27, pp. 3292–3300, 2013.
8) 竹見哲也：地球温暖化に伴う気象災害の影響評価，日本風工学会誌，Vol. 40, No. 4，pp. 399–406，2015.
9) 宮脇航平，立川康人，田中智大，石井大貴，市川温，萬和明，竹見哲也：最大クラス台風を想定した淀川流域における洪水流出シミュレーション，土木学会論文集，B1 (水工学), Vol. 72, No. 4, pp. I_31–I_36, 2016.
10) Mizuta, R., Murata, A., Ishii, M., Shiogama, H., Hibino, K., Mori, N., Arakawa, O., Imada, Y., Yoshida, K., Aoyagi, T., Kawase, H., Mori, M., Okada, Y., Shimura, T., Nagatomo, T., Ikeda, M., Endo, H., Nosaka, M., Arai, M., Takahashi. C., Tanaka, K., Takemi, T., Tachikawa, Y., Temur, K., Kamae, Y., Watanabe, M., Sasaki, H., Kitoh, A., Takayabu, I., Nakakita, E. and Kimoto, M.: Over 5000 years of ensemble future climate simulations by 60km global and 20km regional atmospheric models, *Bulletin of the American Meteorological Society*, https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0099.1
11) 気候変動リスク情報創生プログラム：地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース，http://www.miroc-gcm.jp/~pub/d4PDF/ (参照日：2017/6/30)
12) 京都大学工学研究科水文・水資源学研究室：1KFRM/DHM, a distributed flood routing model and distributed hydrologic model based on kinematic wave theory using HydroSHED topography data, ttp://ywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp/products/1K-DHM/1K-DHM.html (参照日：2017/6/30)
13) 米国地質調査所 USGS: HydroSHEDS, http://hydrosheds.cr.usgs.gov/ (参照日: 2017/6/30)
14) 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，Vol. 48, pp. 7–12, 2004.
15) 椎葉充晴，立川康人，市川温：水文学・水工計画学，pp. 3–51, 京都大学学術出版会，2012.
16) 財団法人 ダム技術センター: 多目的ダムの建設, 第7巻, 管理編，2005.
17) Duan, Q., Sorooshian, S. and Gupta, V. K.: Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models, *Journal of Hydrology*, Vol. 158, pp. 265–284, 1994.
18) 国土交通省近畿地方整備局河川部：平成25年台風18号災害概要，暫定版 II，2013.10.
19) Mizuta, R., Arakawa, O., Ose, T., Kusunoki, S., Endo, H. and Kitoh, A.: Classification of CMIP5 future climate responses by the tropical sea surface temperature changes, *SOLA*, Vol. 10, pp. 167–171, 2014.
20) 文部科学省地球環境情報統合プログラム：データ統合・解析システム DIAS, http://www.diasjp.net/ (参照日：2017/6/30)
21) Kanada, S., Nakano, M. and Kato, T.: Climatological characteristics of daily precipitation over Japan in the Kakushin Regional Climate Experiments using a non-hydrostatic 5-km-mesh model: comparison with an outer global 20-km-mesh atmospheric climate model, *SOLA*, Vol. 6, pp. 117–120, 2010.
22) 国土交通省：河川整備基本方針，荒川水系，基本高水等に関する資料，http://www.mlit.go.jp/river/basic_info/jigyo_keikaku/gaiyou/seibi/ara_index.html (参照日：2017/6/30)
23) 国土交通省: 河川整備基本方針，庄内川水系，基本高水等に関する資料，http://www.mlit.go.jp/river/basic_info/jigyo_keikaku/gaiyou/seibi/syonai_index.html (参照日: 2017/6/30)
24) 国土交通省近畿地方整備局河川部：平成25年台風18号洪水の概要，2014.3.
25) 国土交通省近畿地方整備局，独立行政法人水資源機構：川上ダム建設事業の検証に係る検討報告書，2. 流域及び河川の概要，2014.7.

(2017. 7. 13 受付)

土木学会論文集B1(水工学), Vol. 73, No. 3, 77-90, 2017.

FUTURE CHANGE ANALYSIS OF EXTREME FLOODS USING LARGE ENSEMBLE CLIMATE SIMULATION DATA

Yasuto TACHIKAWA, Kohei MIYAWAKI, Tomohiro TANAKA, Kazuaki YOROZU, Masaya KATO, Yutaka ICHIKAWA and Sunmin KIM

Future changes of probability distributions of extreme rainfall and flood are analyzed using "Database for Policy Decision-Making for Future Climate Change, d4PDF" having 60-years climate simulations with 50 ensemble members for the historical experiment and 90 members for the future experiment. The magnitude of a largest-class flood equivalent to a 1000-years flood is also analyzed. The study basins are the Ara River basin (2940km^2), the Shonai River basin (1010km^2), and the Yodo River basin (8240km^2) in Japan. The results show that 1) the frequency distributions of annual maximum 24-hours rainfall for d4PDF of the historical experiment match with the ones for observed data in the range of the non-exceedance probability less than 0.95; 2) the 200-years annual maximum 24-hours rainfall for the d4PDF of the future experiment is 1.3 to 1.4 times larger than the one of the historical experiment and 1.5 to 1.7 times larger for the annual maximum river discharge; 3) the 200-years annual maximum 24 hours rainfall for the d4PDF of the future experiment is equivalent to the one of 900 years of the historical experiment; and 4) the rainfall patterns that cause largest-class floods simulated by d4PDF well match with the one of large historic floods for the three basins.