

地球温暖化が利根川上流域の水資源に及ぼす影響評価

EFFECTS OF GLOBAL WARMING ON THE WATER RESOURCES OF THE TONE RIVER BASIN

藤原洋一¹・大出真理子²・小尻利治³・友杉邦雄⁴・入江洋樹⁵

Yoichi FUJIHARA, Mariko ODE, Toshiharu KOJIRI, Kunio TOMOSUGI and Hiroki IRIE

¹正会員 博(農) 総合地球環境学研究所 (〒 602-0878 京都市上京区高島町 335)

²非会員 京都大学大学院工学研究科都市社会工学専攻 (〒 606-8501 京都市左京区吉田本町)

³正会員 工博 京都大学防災研究所水資源環境研究センター (〒 611-0011 宇治市五ヶ庄)

⁴正会員 博(工) 京都大学防災研究所水資源環境研究センター (〒 611-0011 宇治市五ヶ庄)

⁵正会員 財団法人ダム技術センター (〒 106-0041 東京都港区麻布台 2-4-5)

We assess the effects of global warming on the water resources of the Tone River basin. First, a method for correcting the bias of regional climate model (RCM) outputs is considered, such that a quantitative assessment of the effects of global warming can be conducted. As a result, precipitation, temperature, snow depth, discharge and the necessary dam capacity can be reproduced using the bias correction technique, which adjusts the probability distribution of RCM outputs to be in agreement with that of the observed data. Next, we compare the hydrological simulations derived from present (1981-2000) and future (2081-2100) RCM20 outputs based on the IPCC SRES A2 scenario. Results show that precipitation decreases for the months February through May and increases during summer, and annual precipitation increases about 200 mm. The discharge at Kurihashi decreases in April and May and increases for all other months, and the annual discharge increases by about 160 mm. Despite the increase in the annual discharge, the necessary dam capacity increases by 200 million m³.

Key Words : global warming, water resources, downscaling, regional climate model

1. はじめに

人間活動の拡大に伴って石油や石炭の消費が増大し、二酸化炭素などの温室効果ガスが大量に大気中に排出され続けてきたことによって、温暖化がすでに生じていると言われている。そして、この温暖化によって流域水資源に大きな変動が生じようとしており、温暖化の水資源への影響を評価することが求められている。

この温暖化が流域水資源に及ぼす影響評価に関しては、既往の水文・気象資料から将来を類推する研究や、温暖化シナリオと水文モデルによって水文応答変化を調べる研究が多数なされてきた。また、最近では、地球温暖化予測に用いられる大気大循環モデル (GCM) の性能が向上してきたことによって、気候モデルからの出力値を全球ないし大陸規模での水資源アセスメントに直接利用することも試みられている。

しかしながら、気候モデルの出力値を我が国の流域での温暖化影響評価に直接利用した研究は、あまり多くない。そこで、本研究では、IPCC の SRES A2 シナ

リオに基づいた RCM20 からの出力値を利用して、温暖化が利根川上流域の水資源に及ぼす影響を評価する。

2. 対象流域と流域水循環モデル

(1) 利根川上流域

我が国を代表する大川である利根川 (流域面積: 16,840 km², 幹川流路延長: 322 km) は、群馬県と新潟県の県境にある大水上山を源流とし、大小 765 のぼる支川を合わせながら関東平野を北西から南東へ貫き、千葉県銚子市で太平洋へと注いでいる。本研究では、栗橋地点より上流 (流域面積: 8,588 km²) を利根川上流域として解析を行う。流域の概要を図-1 に示す。

利根川上流域の降水量を地域的に見ると、奥利根流域、吾妻川流域の北部、赤城山、榛名山周辺に多く、流域南部に行くほど少ない傾向となっている。また、降水量を月別に見ると、6月から9月の梅雨および台風期に多く冬期に少ないが、流域北部の山岳域に関しては、冬期にも相当の降水量が降雪としてもたらされている。

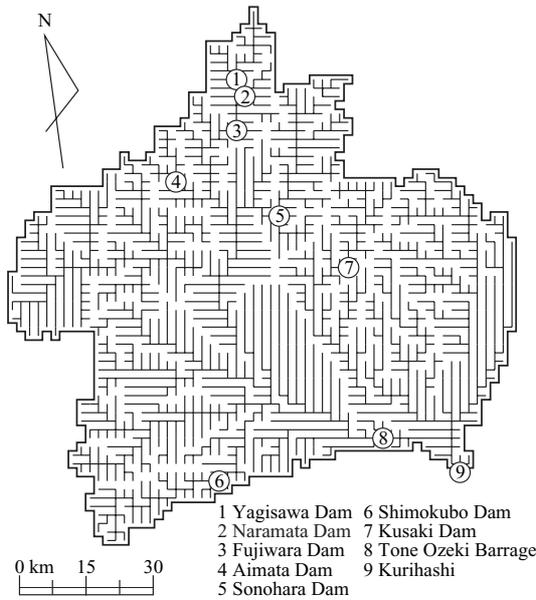


図-1 利根川上流域(落水線図)。

栗橋地点の流量は、降水量の多寡に対応して、洪水期の7月から9月が多い。また、春先4,5月における流量は、山岳域からの融雪水の影響によって降水量の傾向と比べると安定的に多く、これは、利根川上流域の大きな特徴となっている。

(2) 流域水循環モデルの利根川上流域への適用

a) 流域水循環モデルの適用方法

本研究では、分布型の流域水循環モデルを解析に用いる。流域を分割するメッシュのサイズは、利根川上流域の大きさ、計算時間などを考慮して2 kmに設定した。その結果、流域を構成するメッシュの総数は2,114個となった(図-1)。

気象データには、流域内27地点のAMeDASにおける時間降水量および時間気温を用いる。そして、AMeDAS観測地点によって流域をティーセン分割し、観測地点の時間降水量および時間気温を各メッシュに標高の依存性を考慮してそれぞれ割り当てることとした。なお、解析期間は、1981年1月1日から2000年12月31日までの20年間とした。

b) 積雪量・融雪量の推定

融雪量の推定には、Degree Day法を採用した。ここでは、Degree Day法を時間単位で適用することによって、時間融雪量を推定した。

$$M = a \sum_{T>0} T \quad (1)$$

ここに、 M :融雪量 (mm h^{-1})、 a :融雪係数 ($\text{mm}^{-1}\text{h}^{-1}$)、 T :地上気温 ($^{\circ}\text{C}$)。

積雪密度の時間変化および積雪深の推定には、以下の式^{1),2)}を採用した。

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = \frac{\sigma}{\eta} \quad (2)$$

$$\eta = 3.44 \times 10^6 \exp(0.0253\rho - 0.0958T_s) \quad (3)$$

$$D = \frac{W}{\rho} \quad (4)$$

ここに、 ρ :積雪層の密度 (kg m^{-3})、 t :時間 (s)、 σ :積雪層にかかる荷重 (Pa)、 η :圧縮粘性係数 (Pa s)、 T_s :積雪温度 ($^{\circ}\text{C}$)、 D :積雪深 (m)、 W :積雪の相当水量 (kg m^{-2})。

c) 蒸発散量の推定

蒸発散量の推定には、気温データのみから可能蒸発散量を推定する修正 Hargreaves 式³⁾を用いた。

$$E_0 = 0.0013S_0(T_{avg} + 17.0)(TD - 0.0123P)^{0.76} \quad (5)$$

ここに、 E_0 :可能蒸発散量 (mm d^{-1})、 S_0 :大気外日射量の相当水量 (mm d^{-1})、 T_{avg} :日平均気温 ($^{\circ}\text{C}$)、 TD :月平均日最高気温と月平均日最低気温の差 ($^{\circ}\text{C}$)、 P :月降水量 (mm)。

なお、実蒸発散量は、解析期間の水収支がバランスするような係数を先に求めた可能蒸発散量に乗じることによって推定した。

d) Hydro-BEAM⁴⁾

本研究では、流出モデルとして、Hydro-BEAM⁴⁾を採用する。Hydro-BEAMは、地表面およびA~D層の4層から構成されている。地表面流に関しては、kinematic wave法を用いて追跡する。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r \quad (6)$$

$$q = \alpha h^m \quad (7)$$

ここに、 h :斜面水深、 t :時間、 q :斜面単位幅流量、 x :距離、 r :有効降雨強度、 α, m :斜面流定数。

A~D層流については、線形貯留法を用いて追跡する。

$$\frac{dS}{dt} = I - O \quad (8)$$

$$O = kS \quad (9)$$

ここに、 S :貯留量、 I :流入強度、 O :流出強度、 k :流出係数。ここで、蒸発散量は、A層から差し引き、A層の水量が空のときはB層から、さらにB層の水量が空のときはC層から差し引くこととする。

なお、河川流には、地表面流と同じく kinematic wave法を用いている。

e) 流域水循環モデルの適用結果

解析期間の最終年(2000年)における矢木沢ダム地点の積雪量・融雪量の再現結果を図-2に示す。これを見ると、矢木沢ダム地点では、2月下旬から3月において積雪のピークを迎え、4月下旬から5月初旬に消雪していることが分かる。本研究で採用した積雪・融雪モデルによる計算結果は、観測値の積雪の増減および消雪日とほぼ一致しており、モデルの再現性は良好であることが分かる。

解析期間の最終年(2000年)における矢木沢ダム地点のダム流入量の再現結果を図-2に示す。これを見ると、Hydro-BEAMによる計算結果は、4月から6月に

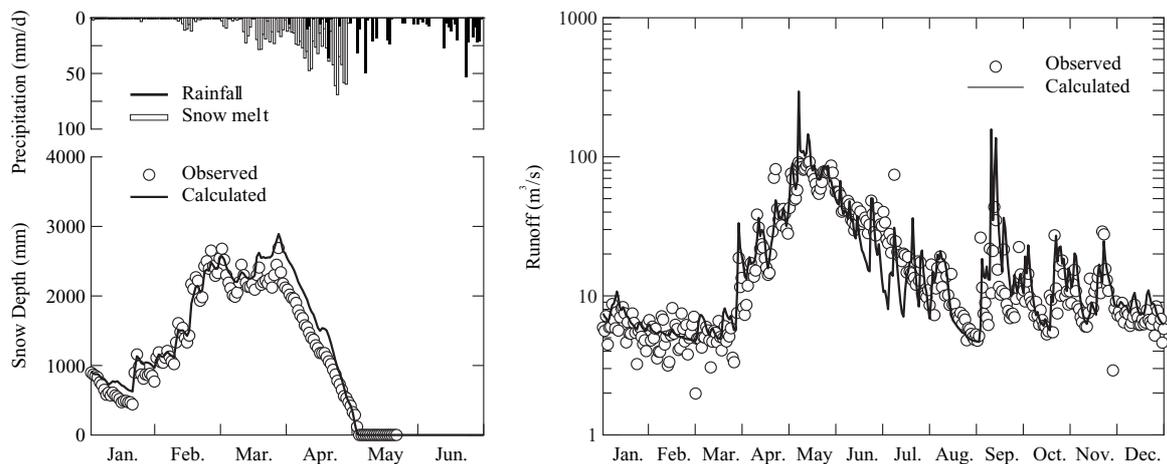


図-2 再現結果，矢木沢ダム (2000 年) 左図：積雪深，右図：ダム流入量。

おける融雪出水，夏期の出水のいずれに関しても良好な再現性が得られていることが分かる。なお，積雪量・融雪量およびダム流入量の再現結果に関して，他の観測地点，解析年についてもここで示した結果とほぼ同程度の再現精度であることを確認している。

3. 適用方法

(1) 気候モデル

本研究では，IPCC の SRES A2 シナリオに基づいた気象庁・気象研究所の領域気候モデル (RCM20) による出力結果を解析に用いる。これは，まず A2 シナリオに基づいて全球大気・海洋結合モデル (CGCM2) の計算を行い，次に，この CGCM2 のアジア域における計算結果を境界条件として，水平解像度 60 km の領域気候モデル (RCM60) で計算を行って，さらに，RCM60 の計算結果を境界条件として，水平解像度 20 km の領域気候モデル (RCM20) で計算を行ったものである。対象期間は，再現期間である 1981-2000 年および 100 年後の予測期間の 2081-2100 年である。なお，本研究では，RCM20 の出力変数の中から，日降水量および日平均気温を解析に用いた。

ここで，大気大循環モデルを領域気候モデルで力学的にダウンスケーリングした結果には，境界条件となる大気大循環モデルの誤差，領域気候モデルの誤差などが含まれ，現時点では力学的ダウンスケーリングの結果をそのまま利用して，温暖化の水資源への影響を定量的に評価することは極めて難しい。そこで，本章では，RCM20 の出力結果を利用して温暖化の影響を定量的に評価できるようにするために，再現期間の 1981-2000 年を対象として，気候モデルからの出力値を補正する手法について検討する。そして，次章において，RCM20 の再現期間と予測期間における出力値で流域水循環モデルを駆動した計算結果を比較することで，温暖化が水資源に及ぼす影響を定量的に評価する。

(2) 気候モデルのバイアス補正手法

近年における気候モデルの発展はめざましいが，初期値や境界条件の与えた方ないしは気候モデルの性質

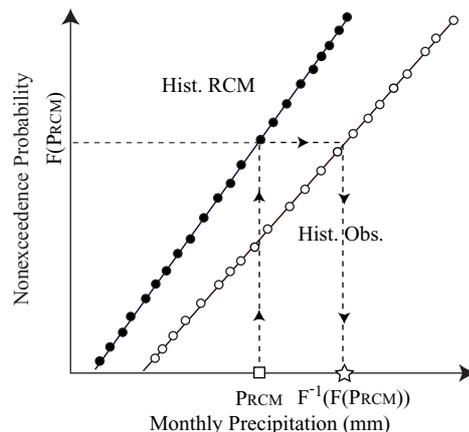


図-3 バイアス補正手法の概念図。

などの点から，気候モデルの出力値を対応する実際の年の観測値と一対一で比較することは未だ難しい。そこで，本研究では，気候モデルの出力値の平均や分散(確率分布)が，20 年間というある程度の長期間で見た場合に観測値のそれらと一致することを期待して，気候モデルからの出力値に含まれるバイアスを補正する。

本研究では，月降水量および月平均気温といった月単位での確率分布が保存されるように，気候モデルの出力値を補正する。バイアス補正方法は，Dettinger et al.⁵⁾，Wood et al.⁶⁾の手法を改良して用いた。なお，バイアス補正手法の概念図を図-3 に示し，以下に，月降水量の場合を例にした補正方法について述べる。

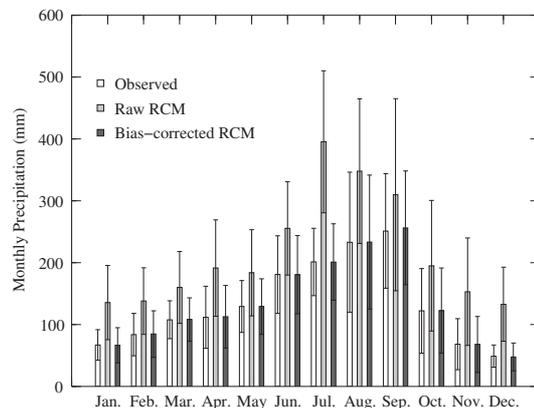


図-4 バイアス補正結果，流域平均月降水量 (20 年平均)。

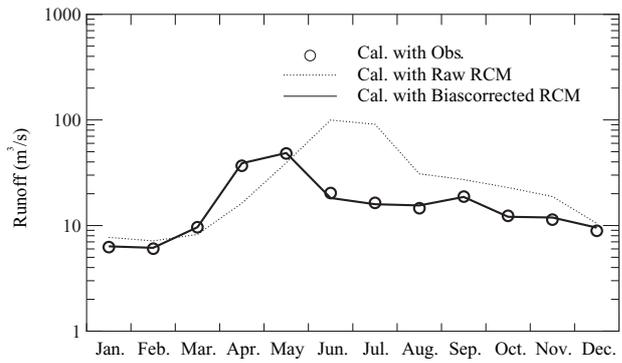
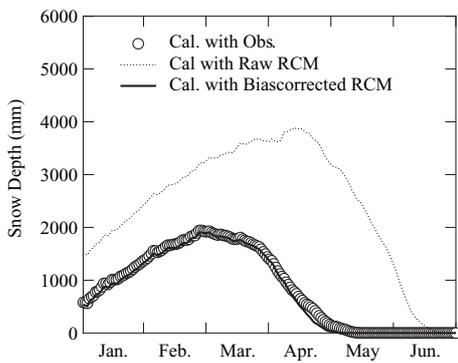


図-5 再現結果，矢木沢ダム (20年平均) 左図：積雪深，右図：ダム流入量。

1. 再現期間 (1981-2000年) における観測値およびRCM20からの出力値を用いて，各 AMeDAS 観測地点および各月毎に月降水量の非超過確率をそれぞれ定める。
2. RCM20のアウトプットが P_{RCM} である場合には，再現期間の RCM20の出力値で定めた確率分布を用いて， P_{RCM} の非超過確率 $F(P_{RCM})$ を計算する。
3. 再現期間の観測値で定めた確率分布を用いて，非超過確率が $F(P_{RCM})$ となる月降水量 $F^{-1}(F(P_{RCM}))$ を算出し，これを P_{RCM} と置き換えることによって補正を行う。

なお，確率分布関数には，正規分布，対数正規分布，ピアソン III 型分布を用意し，標準最小二乗基準⁷⁾によって適合度評価を行い，最も適合度の高い関数を選択することとした。その結果，月降水量にはピアソン III 型分布，月平均気温には正規分布がそれぞれ採用された。

なお，将来予測期間における RCM20 の出力値の補正に際しては，再現期間において定めた観測値の非超過確率と RCM20 の非超過確率の対応関係が，将来予測期間においても成立すると仮定する。そして，予測期間の RCM20 の出力値が P_{RCM}^f の場合には，再現期間の RCM20 で定めた確率分布を用いて， P_{RCM}^f の非超過確率 $F(P_{RCM}^f)$ を計算する。次に，再現期間の観測値で定めた確率分布を用いて，非超過確率が $F(P_{RCM}^f)$ となる月降水量 $F^{-1}(F(P_{RCM}^f))$ を算出し，これを P_{RCM}^f と置き換えることによって補正を行う。

なお，流域水循環モデルを駆動する際には，時間単位ないし日単位の気象データが必要となる。そこで，流域水循環モデルを駆動する際には，ランダムに過去の年の気象データを抽出し，抽出した年の月降水量 (月平均気温) が RCM20 の出力値を補正した値と一致するように，気象データに一定の比率を乗じる (差を加える) ことで入力データを作成した。

(3) バイアス補正の適用結果

再現期間 (1981-2000年) 20年平均の流域平均月降水量を比較した結果を図-4に示す。これを見ると，RCM20を直接利用した流域平均月降水量は，一貫して過大推定になっているが，バイアス補正を行った RCM20の出力値から推定した降水量の再現性は，極めて良好であることが分かる。また，エラーバーで示した標準偏差に関しても，バイアス補正後の再現性は良好であることが分かる。なお，気温の結果はここでは示してい

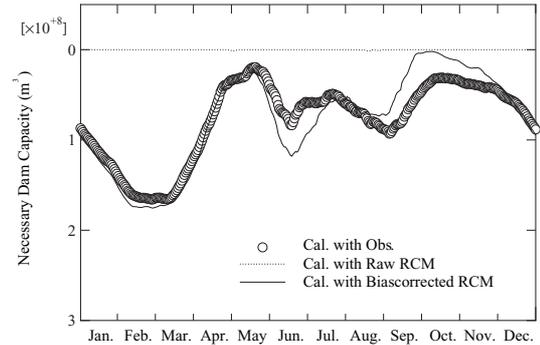


図-6 再現結果，5ダム合計のダム必要容量 (20年平均)。

ないが，バイアス補正を行った流域平均気温の再現性も良好であることを確認している。

次に，最上流域に位置する矢木沢ダム地点における再現期間 20年平均の積雪深を比較した結果を図-5に示す。これを見ると，RCM20の出力値を直接用いた結果は，降水量が過大推定であったことから，積雪量も過大推定となっていることが分かる。一方，バイアスを補正した RCM20の出力値を用いて計算した積雪に関しては，消雪日および積雪量の増減ともうまく再現できていることが分かる。

次に，矢木沢ダム地点における再現期間 20年平均の月平均流量を比較した結果を図-5に示す。これを見ると，RCM20の出力値を直接利用した結果は，全く現状の河川流量を再現できていないが，バイアス補正を行った出力値を用いれば，河川流量をうまく再現できていることが分かる。

さらに，再現期間 20年平均のダム必要容量を求めた (図-6)。なお，ダム必要容量の定義は，次の通りである。

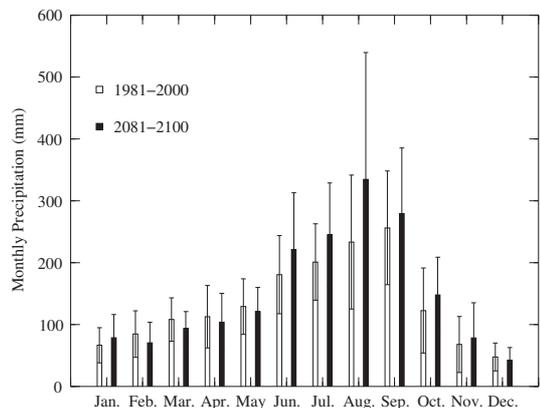


図-7 比較結果，流域平均月降水量 (20年平均)。

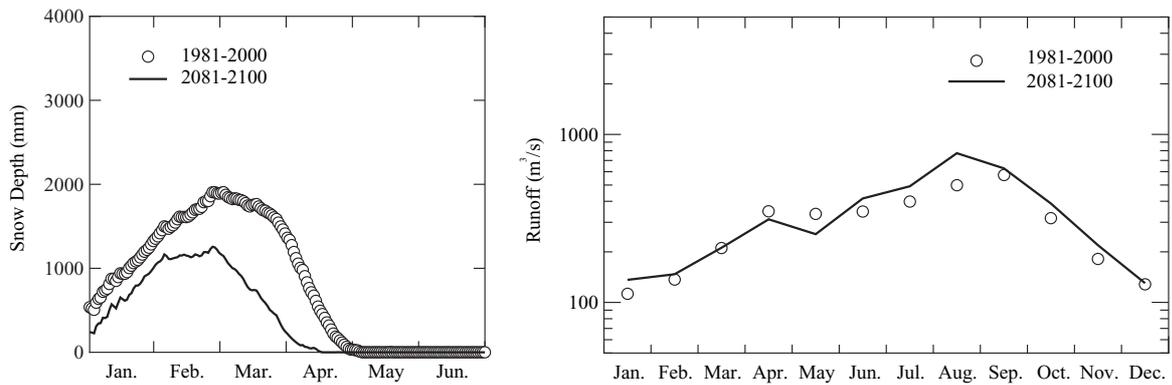


図-8 比較結果，矢木沢ダム (20 年平均) 左図：積雪深，右図：ダム流入量。

表-1 比較結果，流域平均年降水量・蒸発散量・流出量 (20 年平均)。

| | Precipitation (mm) | Evapotranspiration (mm) | Runoff (mm) | Runoff ratio |
|-----------|--------------------|-------------------------|-------------|--------------|
| 1981-2000 | 1610.8 | 502.7 | 1119.1 | 0.69 |
| 2081-2100 | 1817.0 | 546.2 | 1281.6 | 0.70 |

ダム流入量： Q_1 ，基準点流量： Q_2 ，確保流量： Q_k ，必要容量： V とすると，

$$\text{基準点不足流量：} Q_3 = Q_k - Q_2 \geq 0.0$$

$$\text{基準点余剰流量：} Q_4 = Q_2 - Q_k \geq 0.0$$

$$\text{ダム必要補給量：} Q_5 = Q_3$$

$$\text{ダム貯留可能量：} Q_6 = \min(Q_4, Q_1)$$

$$\text{ダム必要量：} V = VB + (Q_5 - Q_6) \geq 0.$$

ここに， VB は前日の必要量．ここでは，基準点は栗橋，確保流量は栗橋確保量に利根大堰からの取水量を加えた値，ダム流入量は主要 5 ダム (矢木沢，奈良俣，藤原，相保，菌原) の合計流量，とそれぞれ設定した．なお，ここでは日単位で計算を行ったことから，86,400 を乗じて m^3 単位で表している．また，再現結果を検討するために，観測値の気象データによる流出計算の結果を利用して，ダム必要量の計算も行った．ここで，図-6 を見ると，RCM20 の出力値を直接用いると，ダム必要容量が年間を通してほぼ $0 m^3$ となっており，全く再現できていないが，バイアス補正後の出力値を用いたダム必要容量の再現性は良好であることが分かる．

以上の結果から，前節で述べた気候モデルのバイアス補正手法を適用することによって，気候モデルからの出力値を用いて温暖化の水資源への影響を定量的に評価できることが示された．

4. 地球温暖化が流域水資源に及ぼす影響

(1) 積雪量・融雪量および河川流量への影響

本章では，RCM20 の再現期間 (1981-2000 年) と予測期間 (2081-2100 年) における出力値で流域水循環モデルを駆動した結果を比較し，温暖化が水資源に及ぼす影響を定量的に評価する．まず，再現期間と予測期間における 20 年平均の流域平均降水量を図-7 に示す．これを見ると，将来の冬から春 (2-5 月) の降水量は，現在と比較して 10 mm/month 弱減少していることが分かる．また，その他の期間の降水量はほぼ増加し，特に 8 月の降水量は 100 mm 程度も増加していることが

分かる．なお，将来の年平均気温は，現在より約 2.5 上昇する結果となっていた．

矢木沢ダム地点の再現期間と予測期間における 20 年平均の積雪量を図-8 に示す．これを見ると，現在は 4 月下旬に消雪しているのに対して，将来は 4 月上旬には消雪しており，約 3, 4 週間消雪日が早まっていることが分かる．また，将来の 2, 3 月における積雪深は，最大で 1 m 程度減少することが分かる．

また，矢木沢ダム地点の再現期間と予測期間における 20 年平均のダム流入量の結果を図-8 に示す．これを見ると，将来の 1-3 月における流量は，現在より数 m^3/s 程度増加している．また，現在は融雪流出のピークが 5 月であるのに対して，将来は 4 月にピークを迎え，約 1 ヶ月融雪出水が早まっていることが分かる．

さらに，栗橋地点の再現期間と予測期間における 20 年平均の流出量の結果を図-9 に示す．これを見ると，将来の 4, 5 月の流量は，現在より減少し，その他の期間の流量は増加していることが分かる．

20 年平均の流域平均年降水量，流域平均年蒸発散量，年流出量，年流出率を表-1 に示す．これを見ると，将来の年降水量は約 200 mm 増加，蒸発散量は約 40 mm 増加，その結果，年流出量は 160 mm 増加していることが分かる．

(2) ダム必要容量への影響

確保流量は再現期間と同じ値を用いて，すなわち，将来における水需要量の変化は無視して，5 ダム合計のダム必要容量を算出した．再現期間と予測期間における 20 年のダム必要容量の結果を図-10 に示す．これを見ると，現在の渇水発生頻度は，夏期と冬期ではほぼ同じであるが，将来の冬期の渇水頻度は減少し，春先 5, 6 月の渇水頻度が増加していることが分かる．冬期の渇水頻度の減少は，冬期における上流ダムへの流入量および基準地点の栗橋の流量が増加しているためであり，5, 6 月の渇水頻度の増加は，5 月はダムへの流入量および栗橋の流量が減少し，6 月は栗橋の流量は増加してい

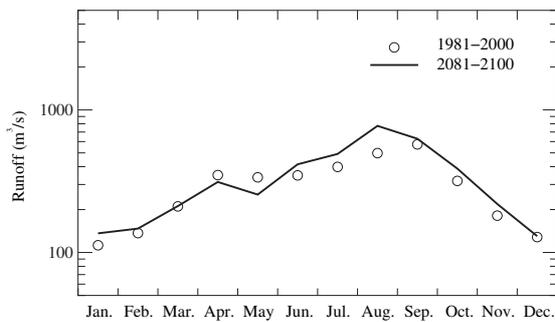


図-9 比較結果，栗橋地点の流出量 (20年平均)。

るがダムへの流入量の減少の方が大きく効いているためである。さらに，20年間最大のダム必要容量の結果を見ると，利水容量が現在は約4億 m^3 であるのに対して，将来は約6億 m^3 へと大幅に増加していることが分かる。このように，年降水量が増加し，年流出量が増加した場合においても，降水量分布の変化，融雪出水の変化，さらに，基準地点における河川流量の変化などの影響によって，利水容量が増加する可能性があることに注意する必要がある。

ただし，ここで求めたダム必要容量は，現在の水需要量が将来も変化しなかった場合の結果であることから，今後は，将来の水需要変化を考慮した上で，同様の影響評価を行う必要がある。

5. まとめ

本研究では，IPCCのSRES A2シナリオに基づいたRCM20の出力結果を利用して，地球温暖化が利根川上流域の水資源に及ぼす影響評価を試みた。得られた結果をまとめると次のようである。

1. RCM20の出力値の確率分布が，観測値のそれと一致するように補正することによって，RCM20の出力値で，降水量，気温，積雪量・融雪量，河川流量，ダム必要容量がうまく再現できることが示された。

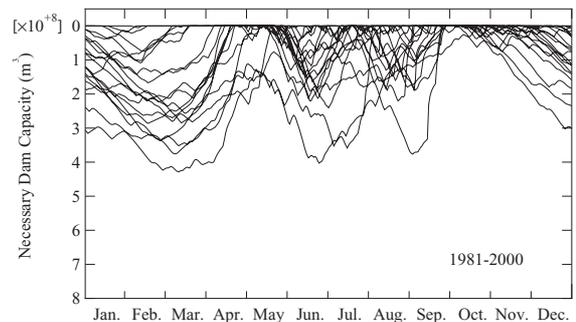
2. 将来の冬から春の降水量は，現在と比較して10mm弱減少し，その他の期間の降水量は増加する。その結果，年降水量は，約200mm程度増加する。なお，将来の年平均気温は，現在より約2.5℃上昇する。

3. 矢木沢ダム地点では，現在は4月下旬に消雪しているのに対して，将来は4月上旬には消雪する。そのため，将来の1-3月における流量は，数 m^3/s 程度増加し，融雪出水が約1ヶ月早まって4月にピークを迎える。

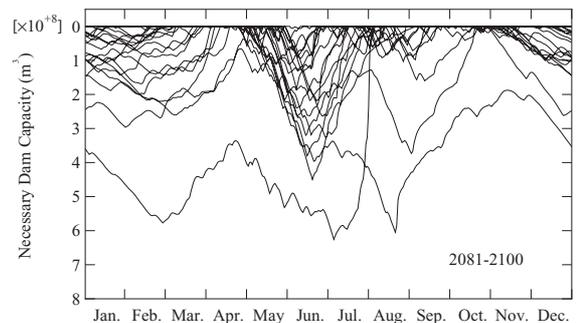
4. 栗橋地点では，将来の4,5月の流量は現在より減少し，その他の期間の流量に関しては増加する。その結果，年流出量は，160mm程度増加する。

5. 年降水量が増加し，年流出量も増加した場合においても，5ダム合計の利水容量は約2億 m^3 も増加する。

謝辞：本研究の一部は，科学技術振興機構/戦略的創造研究推進事業「社会変動と水循環の相互作用評価モデルの構築」(代表：寶馨 京都大学防災研究所教授)および総合地球環境学研究所とトルコ科学技術研究機構の共同研究プロジェクト「乾燥地域の農業生産システムに



(a) 1981-2000



(b) 2081-2100

図-10 比較結果，ダム必要容量。

及ぼす地球温暖化の影響」(代表：渡辺紹裕 総合地球環境学研究所教授)の補助を受けた。記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 小島賢治: 積雪層の粘性圧縮，低温科学物理篇，16, pp.167-196, 1957.
- 2) 近藤純正・沼田洋一: 積雪表層密度のパラメータ化，雪氷，50-2, pp.80-86, 1988.
- 3) Droogers, P. and Allen, R.G.: Estimating Reference Evapotranspiration under inaccurate data conditions, Irrigation and Drainage Systems, 16, pp.33-45, 2002.
- 4) 小尻利治・東海明宏・木内陽一: シミュレーションモデルでの流域環境評価手順の開発，京都大学防災研究所年報，41B-2, pp.119-134, 1998.
- 5) Dettinger, M.D., Cayan, D.R., Meyer, M.K., and Jetton, A.E.: Simulated hydrologic responses to climate variations and change in the Merced, Carson, and American River basins, Sierra Nevada, California, 1900-2099, Climatic Change, 62, pp. 283-317, 2004.
- 6) Wood, A.W., Leung, L.R., Sridhar, V. and Lettenmaier, D.P.: Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs, Climatic Change, 62, pp.189-216, 2004.
- 7) 寶馨・高樺琢馬: 水文頻度解析における確率分布モデルの評価規準，土木学会論文集，393/ -9, pp.151-160, 1988.

(2005. 9. 30 受付)