

気候変動に対する先行適応のための流域スケールでの 洪水および渇水リスク評価

佐藤嘉展・森英祐*・浜口俊雄・田中賢治・小尻利治・中北英一

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

IPCCの第4次評価報告書における排出シナリオSRES-A1Bに基づいた超高解像度GCMの出力結果を用いて、四国の吉野川流域を対象に、将来の気候変動に伴う流域災害環境の変動予測を試みた。ここでは、洪水リスクだけでなく渇水リスクの評価にも対応できるように、短期流出だけでなく長期流出にも対応した分布型流域環境評価モデル(Hydro-BEAM)を用いた流出解析を試みた。解析対象期間は、現在気候条件が1981~2000年、将来気候条件が2080~2099年の各20年間である。まず、現在気候条件下で、GCM出力値と地上気象観測値との時空間的な差異（バイアス）の実態を把握し、その後、Hydro-BEAMによる流出解析結果と実測流量との比較を行い、さらに、将来気候条件と現在気候条件のGCM出力値を入力とした流出解析結果を比較して、将来流域環境の変動予測を試みた。

キーワード：気候変動、流域災害環境、影響評価、GCM、Hydro-BEAM、吉野川流域

1. はじめに

近年、温暖化の影響により、世界各地で将来の気候が変動することが予測されており、それに伴う自然環境の変化および災害発生規模や頻度の増加が懸念されている。温暖化に伴う気候変動は、単なる気温上昇のみにとどまらず、局地的な集中豪雨や渇水などの極端現象の増加を招き、それが結果として大規模な洪水や干ばつ等の自然災害リスクを増加させる可能性が指摘されている。したがって、気候変動に伴う将来の洪水や渇水災害のリスクをより早くかつ正確に予測し、その影響を定量的に評価することは、行政・管理担当者や住民が、将来起こりうる災害リスクに対し、被害の予防や軽減・緩和のために適切な適応策を計画し、実行するために必要不可欠である。

将来の環境変動の予測や災害の影響評価を試みる場合、水循環の実態を把握するために、解析対象は流域（集水域）を単位として行われることが多く、さらに対象とする流域内で生起する様々な自然現象の時空間分布特性を明らかにするために、分布型のモデルが用いられることが多い。そこで、ここでは

洪水や渇水の被害が深刻な四国の吉野川流域を対象とし、国土交通省の国土数値情報標準地域メッシュの第3次地域区画に相当する空間解像度（グリッド格子間隔約1km）に対応した分布型流域環境評価モデル(Hydro-BEAM)を用いた解析を試みた。

気候変動に伴う将来の災害リスク評価の基準となる現在気候条件の計算には、入力気象データとして地上気象観測データ（AMeDAS/SDP）を利用した。

一般に、GCMを用いた解析では、GCMの出力値をそのまま流出解析に用いると、地上気象観測値を用いた解析結果との間に差異（バイアス）が生じることが指摘されている。そこで、本研究では、まずGCM出力値が持つバイアスの実態把握を試みた。

次に、現在気候条件下での流域環境（気象条件・地理条件・水資源量）の実態を把握し、それをできるだけ良好に再現できるようにモデルパラメータ（透水係数・流出係数等）を調整し、将来気候条件下での流域環境の予測と災害リスクの評価を行うため、IPCCのA1Bシナリオに基づく海表面温度(SST)の上昇を考慮したGCM出力値を入力とした解析を試みた。

2. 対象流域

解析対象流域は、四国の吉野川流域である。吉野川は、高知県の瓶ヶ森(標高:1,897m)から四国山地に沿って東に向かい、大歩危・小歩危を經由して四国山地を横断した後、銅山川(支流)と合流し、池田、岩津を通過して紀伊水道に注ぐ流域面積3,750km²、幹線流路延長194kmの一級河川である(Fig. 1)。

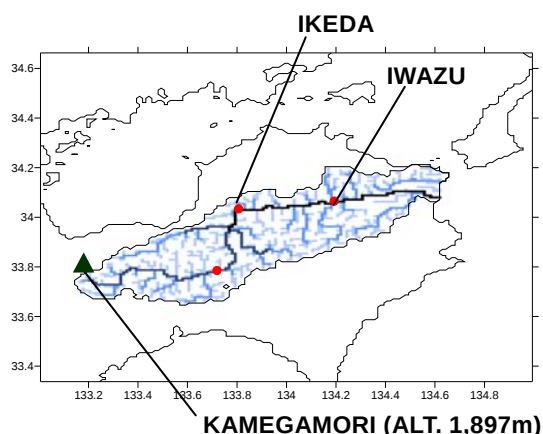


Fig. 1 Channel network of the Yoshino River basin

流域の大部分は森林(83%)に覆われており、中流域の平野部(扇状地)に農地・水田(15%)が広がり、都市(2%)は下流域(氾濫域)に集中している(Fig. 2)。

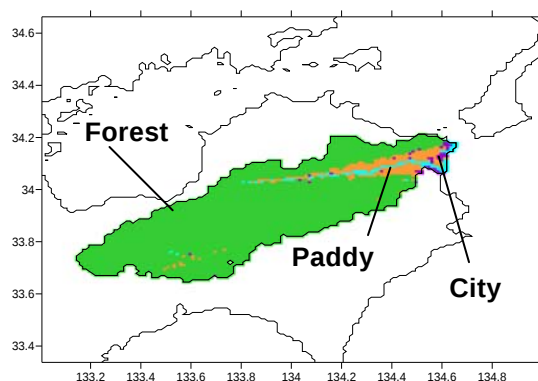


Fig. 2 Land use type of the Yoshino River basin

流域南西部の上流域は台風のおもな進路上にあたり、四国山地付近における集中豪雨により、大規模な洪水災害が頻繁に発生する一方で、流域北東部の中・下流域の大部分は夏に雨が少ない瀬戸内式気候に属し、深刻な渇水も発生するため、吉野川流域では、治水と利水(洪水対策と渇水対策)の両者を視野に入れた総合的な流域水資源管理が求められている。

3. 解析手法

3.1 解析の概要

Fig. 3に本研究における解析の概要を示す。本研究ではまず、(1)「流域のモデル化」を行い、分布型流域環境評価モデル(Hydro-BEAM)に入力される流域地理情報(流域界、河道メッシュ位置、メッシュ標高、斜面勾配、河道勾配、落水方向、河道網、土地利用区分・被覆率)を決定した。

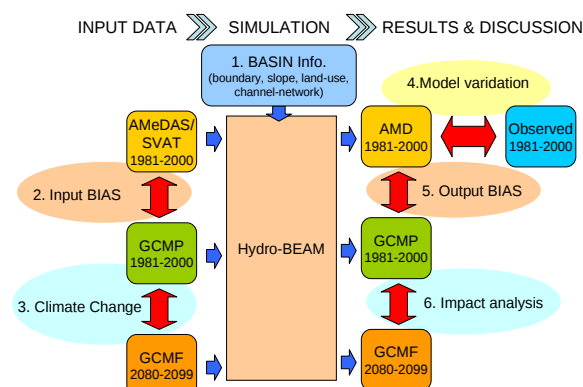


Fig. 3 Outline of the analysis procedure

次に、(2)「入力気象データのバイアスの実態把握」として、現在気候条件下(1981~2000年)での流域気象環境の実態を、地上気象観測データを用いて把握した後に、それと同時期のGCM出力データ(GCMP)を比較し、GCM出力値が持つ時間空間的なバイアスの実態把握を行った。さらに、(3)「気候変動に伴う流域環境の将来変化」を明らかにするために、現在気候条件のGCM出力値(GCMP)と将来気候条件のGCM出力値(GCMF)を比較した。

その後、(1)~(3)のデータを、空間解像度1km×1kmの方形グリッドメッシュのデータセットに変換し、地上気象観測データを入力としたHydro-BEAMによる推定流量(AMD)と実測流量を比較することで(4)「モデルの再現性の検証」を行った後、Hydro-BEAMに地上気象観測データを用いた推定流量(AMD)と現在気候条件のGCM出力値を用いた推定流量(GCMP)を比較することで(5)「出力値(推定河川流量)のバイアスの実態把握」を行い、最後に現在気候条件(GCMP)と将来気候条件(GCMF)のGCM出力値を入力とした河川流量の推定結果を比較することで(6)「流域災害環境の変動予測」を試みた。

(1) 流域のモデル化

河川流域は、河道網(河道系)とそれに接続する単位斜面(斜面系)の集合体として構成される。吉

野川流域のようなスケールでの降雨流出過程を取り扱う場合、河道系の面積比は斜面系に比べて無視できる程小さいため、地表に到達した降水の大部分はまず斜面系に供給されると仮定することができる。

そこで本研究では、対象流域を、国土交通省国土計画局の国土数値情報の第3次地域区画（3次メッシュ）に相当する約1km×1kmのグリッドメッシュに分割し、各グリッドメッシュの中心を通る1本の河道とその両岸から河道に接続する2つの斜面からなるセル集中型モデルを構築した。このモデルでは、流域内に供給された降水は、一旦そのすべてが斜面系に供給され、その一部が遮断蒸発・地面蒸発および蒸散により大気中に戻された後、残りが直接流出成分に相当する地表流とA層内を流れる地中流の和と、A層より下層の地中流（基底流）成分に分離され、それぞれがkinematic waveモデルおよび多層線形貯留モデルによって、各グリッドセル内の河道上流端に流入する構造となっている(Fig. 4)。

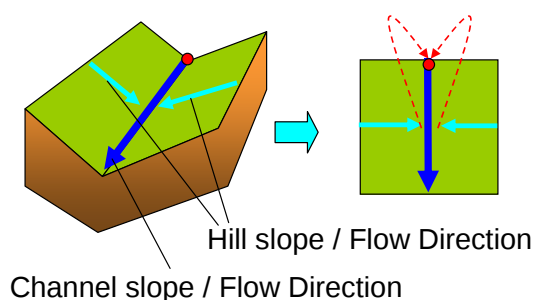


Fig. 4 Grid-cell type basin model

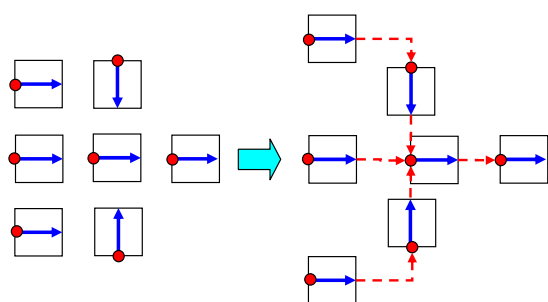


Fig. 5 River channel network

各グリッドセルの河道系からの流出は、河道網モデルによって接続され、DEM（国土数値地図50mメッシュ標高）から作成した落水線と河道勾配にしたがって、上流端から河口までの水の流れをkinematic waveモデルによって追跡できるようになっている(Fig. 5)。DEMから抽出される地理情報は、メッシュ標高（平均・最高・最低）、斜面勾配（南北・東西の2方向）、河道勾配の3つである。ここでは、河道

は各メッシュ内の最も標高の低い位置を流れると仮定し、各メッシュの最低標高と隣接する4メッシュの最低標高を比較し、最急勾配方向に水が流れるように落水線を作成し、河道勾配は、落水線方向の2メッシュの標高差を用いることにした。斜面では、河道の落水方向に対し直角に水が流れると仮定し、落水方向と直角方向（斜面方向）の最高標高と最低標高から最急勾配をDEMの解像度（50m間隔）単位で算出し、その平均値で代表させることにした。

(2) 流域界と落水線の決定

対象流域の抽出は、国土数値情報の流域・非集水域メッシュ(W07_52M)を用いて行った。このW07_52Mには、3次メッシュ(約1km²)内を100分割した1/100細分区画ごとに、その区画がどの流域に含まれるのが水系コード（下3桁）で示されている。ここでは、3次メッシュ内に一部でも対象流域が含まれれば、そのメッシュは流域内とるようにして流域を抽出した。この条件で抽出された吉野川流域のメッシュ数は3568で、積算メッシュ面積は3811km²となり、実際の吉野川の流域面積(3750km²)よりもやや大きくなったが、ここでは特にメッシュ数の微調整は行わず、そのままの値を用いることにした。

河道の落水線については、流域内の全メッシュを対象にDEMのみから落水方向と河道勾配を一気に作成しようとする、標高差（落差）が小さくなるにつれ、河道の位置が実際と大きくずれたり、窪地が生じたりすることがある。この問題を回避するため、本研究ではまず、流域内メッシュから主河道となるメッシュを抽出し、まず主河道メッシュの落水方向と河道勾配を決定した後に、それ以外のメッシュの落水方向と河道勾配を決定することにした。河道位置の抽出には、国土数値情報の流路延長(W06-52M)を用い、3次メッシュ単位で、河道・上流端・河口メッシュの抽出を行った。なお、W06-52Mでは、水系コードが5桁で記載されているので注意が必要である。

(3) 土地利用区分

Hydro-BEAMでは、流出解析の際、地表面の土地利用条件に応じて、水移動に関するモデルパラメータ（等価粗度、透水性や土壌間隙率など）が決定される。本研究で用いたHydro-BEAM上で区別される土地利用タイプは、森林地・草地/農地・水田・都市域・水域の5つである。一方、国土数値情報の土地利用メッシュ(L03-xxM, xxは和暦年号)では、10タイプ以上に細かく分類されているため、ここでは、熱・水収支特性の類似性を重視し、以下のような判断基準で国土数値情報の土地利用区分を5タイプに集約させた。(1)「森林地」には、管理放棄された藪・雑木林・荒れ地が含まれる。(2)「草地/農地」には、果

樹園・低木樹木畑・農用地・ゴルフ場が含まれる。
 (3)「都市域」には、幹線道路・建物用地が含まれる。
 (4)「水域」には、湖沼・河川・海浜・内水地・海水域が含まれる。

なお、国土数値情報では各メッシュ内の各土地利用区分別の面積の合計値がメッシュ面積と一致しない場合があるので、ここではメッシュ面積を基準として、各土地利用別面積を算出し、残差や余剰が生じた場合には、水域の面積を調整することにした。

3.2 入力気象データ

(1) GCM出力データ

流出解析モデルへの入力気象データとして用いたGCMの値は、気象庁気象研究所が開発した超高解像度全球大気モデル(MRI-AGCM20, TL959)である。このモデルは全球を経度方向に1920分割、緯度方向に960分割しており、空間解像度は約20kmである。現在気候条件(1981～2000年)では、月単位の平均海面温度(SST)を境界条件とし、地形性降雨や梅雨前線に伴う降雨を良好に再現できることが確認されている。一方、将来気候条件(2080～2099年)については、IPCC第4次報告書(AR4)の排出シナリオ(SRES)のA1Bシナリオを仮定した条件下でのSSTを境界条件として与えている。なお、A1Bシナリオは、今世紀末までの全球平均の気温上昇が約2.8℃であり、様々な温暖化予測シナリオ(1.8～4.0℃)の平均に近い気温上昇を想定するシナリオとなっている。

本研究では、様々なGCM出力要素のうち、1時間単位の降水量(PRECIPI)と気温(TA)、日単位の地上到達雨量(PRECSL)、融雪量(SN2SL)、地面蒸発量(EVPSL)および蒸散量(TRNSL)を用い、1時間ごとの正味入力降水量(PRECSL+SN2SLをPRECIPIで時間単位のデータに変換した値)と日蒸発散量(EVPSL+TRNSL)を流出解析モデルの入力要素として用いた。ここで、地上到達雨量とは、降水量から樹冠遮断損失量を差し引いた値のことで、流出に寄与する降雨成分のことである。

Fig. 6に、吉野川流域周辺のGCMデータ出力地点(70地点)を示す。これらの離散データは、以下に示すIDW(距離逆数加重平均法)により、1km×1kmグリッドメッシュデータに内挿し、流出解析モデルの入力値として用いた。

$$mt = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{mt_i}{L_i^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{L_i^2}} \quad (1)$$

ここで、 mt ：解析対象とするグリッドの気象要素(降水量・気温など)の値、 mt_i ：地点*i*における気象

要素の値、 L_i ：地点*i*とグリッド中心間の距離、 n ：内挿に用いるデータ数である。

気温については、各地点における気温値を標高補正係数($0.006^{\circ}\text{Cm}^{-1}$)で海面気温に換算した後、(1)式を用いてグリッド海面気温に内挿後、グリッド平均標高値を用いてグリッド平均気温に修正した。

直交座標系における2地点間の距離(直線距離) L_i は、地点1(X_1, Y_1, Z_1)、地点2(X_2, Y_2, Z_2)とすると、

$$L_i = \sqrt{(X_2 - X_1)^2 + (Y_2 - Y_1)^2 + (Z_2 - Z_1)^2} \quad (2)$$

で求められる。

ここで、地球の離心率を $e=0.08181974$ 、地球の赤道半径を $R=6,378,136\text{m}$ とし、地点*i*の標高を h_i とすると、直交座標値は、 $X_i=(N_i+h_i) \cdot \cos\phi_i \cdot \cos\lambda_i$ 、 $Y_i=(N_i+h_i) \cdot \cos\phi_i \cdot \sin\lambda_i$ 、 $Z_i=(N_i \cdot (1-e^2)+h_i) \cdot \sin\phi_i$ で与えられる。

ただし、 $N_i=R/\sqrt{1-e^2 \cdot \sin^2\phi_i}$ 、 ϕ_i ：地点*i*の緯度、 λ_i ：地点*i*の経度である。

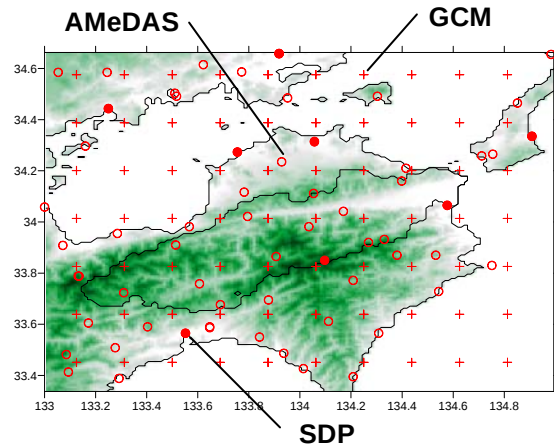


Fig. 6 Location of GCM output point and ground observation (AMeDAS/SDP) station point

(2) 地上気象観測データ

気象要素の観測値として用いたのは、地域気象観測システム(AMeDAS: Automated Meteorological Data Acquisition System)と地上気象観測網(SDP: Surface Daily Product)データである。AMeDASのデータは1時間単位の降水量と気温データを利用し、気温についてはそこから日平均、日最高、日最低値を算出して、日単位データとして整理したものを用いた。積雪・融雪・蒸発散量を熱収支から算出するために必要な気象要素(風速、大気圧、水蒸気圧、日照時間)はSDPの日別データを用いた。吉野川流域で用いたAMeDAS(65地点)とSDP(8地点)の位置をFig. 6に示す。それぞれのデータは、GCM出力値の場合と同様にIDW法で1kmグリッドメッシュスケールに内挿して

解析に用いた。

3.3 地表面熱収支モデル

本研究で用いたGCMでは、その内部で陸面過程モデル(SiB : Simple Biosphere Model; Sellers et al., 1986, 1996)により大気-植生-土壌間の熱収支を解析し、融雪・蒸発散量が出力されている。一方、地上気象観測値には、融雪量や蒸発散量の観測値がないため、地上気象観測値を用いて流出解析を行うためには、各気象要素から地表面の熱収支を解析し、融雪量および蒸発散量を推定する必要がある。そこで本研究では、地上気象観測値を用いた地表面熱収支解析に、構造が比較的単純でかつ精度のよい解析が可能なSVAT(Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer)モデルを用いた。Fig. 7にSVATモデルの概要を示す。

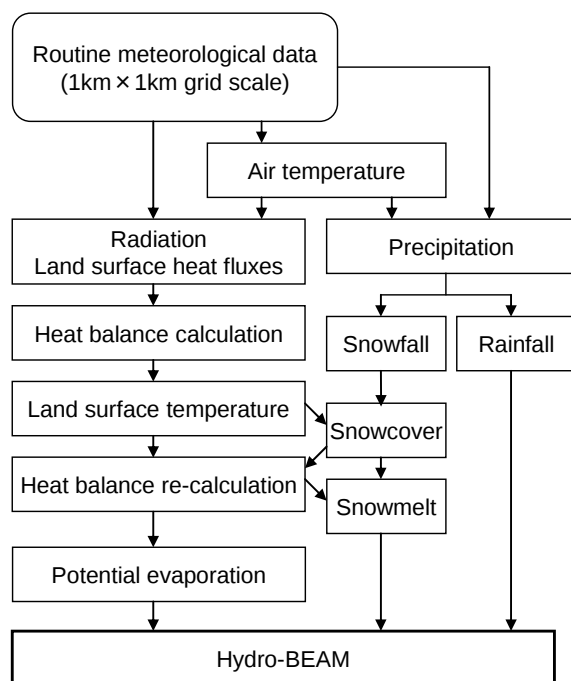


Fig. 7 Simplified flow chart of the SVAT model

(1) 降雪量および融雪量の推定

各グリッドセル内に供給された降水が液体（雨）か固体（雪）かによって、それが土壌中にそのまま供給されるか、積雪層として地表に一時保持され、その後融解して土壌に供給されるかが異なり、特に融雪量は冬季の流出過程に大きな影響を及ぼす。

ここでは、気温データを用いて雪と雨の分離を行い、気温が0℃以下になると雪になるようにしている。積雪層の密度は、厳密には新雪と古雪、表層と下層では異なり、それに伴ってアルベドや熱伝導率、含水率も異なるが、ここでは計算処理の単純化のため積雪層の密度(100kgm⁻³)と熱伝導率(0.30Wm⁻¹K⁻¹)は新雪の場合を想定して設定した。

融雪量は、後述する熱収支式を、積雪のない地表面と積雪面(表面温度0℃)の場合を仮定して計算し、その差(余剰熱エネルギー)が融雪(積雪層の融解)に使われるようにして求めた。

(2) ポテンシャル蒸発量の推定

各グリッドセルからの蒸発散による損失水量を把握するためには、まず、与えられた気象・立地条件において「ある基準面（水面など）」からどれくらいの水が蒸発するのかを示す「基準蒸発量」を算出する必要がある。基準蒸発量が求まれば、それを土地利用条件（植生条件など）や土壌水分量などで補正することにより「実蒸発散量」を推定することもできる。地表面からの基準蒸発量の推定については、Thornthwaite法やPenman法、Penman-Monteith法など、これまで様々な方法が提案されている(例えば、Thornthwaite, 1948; Penman, 1956; Allen et al., 1998など)が、ここでは、近藤・徐(1997)の「ポテンシャル蒸発量」を基準蒸発量として用いることにした。

このポテンシャル蒸発量は、十分に湿潤な「仮想地表面」が「平衡温度」にあるときの蒸発量と定義されている。ここで、仮想地表面とは、 z_0 （地表面粗度）が0.005m、 α （アルベド）が0.06、 ε （赤外射出率）が0.98、 β （蒸発効率）が1である（乾燥による蒸発抑制の影響を無視できる）田植え直後の水田のような地表面を想定している。このように地表面の状態を明確に定義することにより、ポテンシャル蒸発量は、対象とする場所の土地利用条件に関係なく、緯度と日付(DOY: Day of Year)と地表面付近の微気象条件のみに規定されることになる。また、平衡温度とは、以下の3式を満たす地表面温度(T_s)のことであり、そのときの蒸発量がポテンシャル蒸発量(E_p)と定義される(Xu et al., 2005)。

$$(1 - \alpha)S^{\downarrow} + \varepsilon L^{\downarrow} = \sigma T^4 + H + \lambda E + G \quad (3)$$

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T_a) \quad (4)$$

$$L = \lambda \rho \beta C_H U (q_{sat}(T_s) - qa) \quad (5)$$

ここで、 $S^{\downarrow}$ (Wm⁻²): 下向き短波放射量、 $L^{\downarrow}$ (Wm⁻²): 下向き長波放射量、 σ : ステファン・ボルツマン定数(=5.670×10⁻⁸Wm⁻²K⁻⁴)、 c_p : 乾燥空気の定圧比熱(=1,005.5JKg⁻¹K⁻¹)、 ρ (Kg m⁻³): 空気密度、 T_a (K): 気温、 λ (JKg⁻¹): 蒸発潜熱、 $q_{sat}(T_s)$: 地表面温度 T_s (K)における飽和比湿、 qa : 大気比湿、 G (Wm⁻²): 地中熱フラックスであり、各パラメータは、近藤(1994)の式を用いて求めた。

また、 $C_H U$ (ms⁻¹)は顕熱の交換速度であり、以下の式で定義される。

$$C_H U = \max\{a + b \times 0.7U_{10}, c \times (Ts - Ta)^{1/3}\} \quad (6)$$

ここで、 $a=0.0027\text{ms}^{-1}$ 、 $b=0.0031$ 、 $c=0.0036\text{ms}^{-1}\text{K}^{-3}$ であり、 U_{10} は地上10m風速(ms^{-1})である。

3.4 流出解析モデル

本研究では、将来起こりうる流域災害環境を様々な角度から総合的に評価することを最終目的としているため、流出解析には、土地利用や土壌の鉛直多層構造を考慮し、洪水解析だけでなく、貯水池操作や灌漑取水の影響を考慮した長期流出（渇水リスク解析）や物質循環、生態環境（小尻ら、2006；和佐ら、2007；浜口ら、2008）等、様々な流域環境を解析することが可能な分布型流域環境評価モデル（Hydro-BEAM: Hydrological River Basin Environment Assessment Model; Kojiri, 2006）を用いることにした。

前述のように、各メッシュからの流出量は河道網を介してkinematic wave法で上流端メッシュから河口まで追跡した。各メッシュ内斜面部の土地利用区分のうち森林地・草地/農地では、表層土壌層の飽和度に応じて直接流が発生し、その残差が下層土壌層へ浸透する。都市域では下方浸透はほとんど発生せず、水域では表面流のみが発生する。水田部では斜面勾配を0とし、側方流出孔の高さが可変のタンクモデルを用い、実際の灌漑期（苗代期・代掻き期・田植え期・生育前期・中干し期・生育後期・落水期）の水田維持水位をできるだけ再現するようにし、不足水量を河道から取水するようにし、降雨時の余剰水分は河道へと排水されるようにした。

ここでは、斜面部土壌の鉛直構造は、A～C層までを考慮し、A層と表面流は中間流を考慮したkinematic waveモデルで追跡し、B層とC層は線形貯留関数モデルで水移動量を解析した。

蒸発散は、まずはA層の水を利用し、A層の水がなくなった時点でB層、B層の水がなくなるとC層の水を利用するようにした。

以下に、斜面系における直接流出過程と基底流出過程、および河道系の流出過程の解析に用いたモデルの概要を示す。

(1) 直接流出量の推定（斜面系）

斜面系からの直接流出量は、地表面流はManning則、地中流はDarcy則に従うと仮定し、以下の中間流を考慮したkinematic waveモデル（椎葉、2006）により解析を行った。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = fr(x, t) \quad (7)$$

(a) $h > d$ のとき（地表面流が発生する場合）

$$q = \alpha(h - d)^{\frac{5}{3}} + ah \quad (8)$$

(b) $h \leq d$ のとき（地表面流が発生しない場合）

$$q = ah \quad (9)$$

$$\alpha = \frac{\sqrt{\sin \theta}}{n}, a = K \frac{\sin \theta}{\lambda} \quad (10)$$

ここで、 $h(\text{m})$ ：水深、 $q(\text{m}^2\text{s}^{-1})$ ：単位幅(1m)あたりの流量、 $r(\text{mms}^{-1})$ ：単位時間(1s)あたりの降雨量、 $d(\text{mm})$ ：有効土壌層厚(間隙率×土壌層厚m)、 f ：直接流出率(A層土壌の飽和度)、 $\sin \theta$ ：斜面勾配、 n ：斜面の等価粗度($\text{m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$)、 K ：透水係数($=0.0001 \text{ms}^{-1}$)、 α ：Manning則のパラメータ、 a ：Darcy則のパラメータである。

中間流を考慮したkinematic waveモデルでは、表面流が発生する場合の保存則(8)式の右辺第2項が ad ではないことに注意する必要がある。これは、森林地や草地/農地などの場合、表面流の下端境界面に、飽和地中流の流れが接しているため、表面流の初速度が0とならないことに起因する。なお、ここでは、単純化のため、土地利用別の地表面粗度と表層土壌層(A層)厚および間隙率の値は以下の定数値を与えることにした(Table1)。

Table 1 Parameters for kinematic wave model

	Forest	Grass	City	Water
Roughness	0.70	0.30	0.03	0.04
Soil depth	0.025	0.025	—	—
Porosity	0.40	0.40	—	—

Table1の設定では、表層土壌層厚が薄く設定されているが、土壌層内が不飽和の場合は、直接流出率が低いいため、森林地と草地/農地からの直接流出は少なく、降雨強度や積算降雨量が多くなるにつれ（土壌の飽和度が上昇して）直接流出が増えるモデル構造となっており、山地斜面からの流出プロセスの実態をより正確に再現できるよう工夫されている。なお、都市域では有効降雨量（地表到達雨量）の全量が直接流出となるので、都市域の将来変化（都市化や過疎化）に伴う、突発性出水（洪水）の発生リスク解析も可能となっている。

(2) 基底流出量の推定（斜面系）

降雨イベント直後を対象とした短期出水の洪水解析であれば、表層中間流を考慮したkinematic waveモデルによる流出解析のみでも十分にその目的は果たせる。しかし、降雨後の流量低減過程の再現や長期無降雨時における基底流出の特性を解析するためには、蒸発散による損失の影響と土壌中の雨水浸透-流出過程を反映した長期流出解析が不可欠となる。

土壌中に浸透した雨水の移動過程を厳密に追跡し、解析を行う手法としては、飽和-不飽和浸透理論に基づく様々なモデルが提案されている。しかし、実際に解析を行うためには広域でデータを取得することが困難な地域依存性の高いパラメータが必要な場合が多く、他のモデルと比較しても解析処理により多くの時間を要するため、流域スケールを対象とした長期流出解析に適用するには、現時点ではあまり実用的ではない。

一方、物理的な根拠には乏しいが、基底流出の特性を良好に再現する応答モデルとして、貯留関数モデルがあり、実際の河川流域への適用事例で数多くの良好な解析結果が得られている(Fukushima, 1988; Ma et al., 2000, 2003; Sato et al., 2008)。

そこで本研究では、B層とC層に相当する土壌層を2段の貯留タンクで表現し、各タンクの貯水量に応じた側方流出量が、それぞれ比較的応答の早い中間流出成分や基底流出成分に対応するように側方流出孔の流出係数(単位時間あたりの流出率)を調整した。

以下に、線形貯留関数モデルの基礎式を示す。

$$\frac{dS}{dt} = I - O \quad (11)$$

$$O = kS \quad (12)$$

ここで、 $S(\text{mm})$: タンク貯留高、 $I(\text{mms}^{-1})$: タンクへの流入量、 $O(\text{mms}^{-1})$: タンクからの流出量、 $k(\text{s}^{-1})$: タンクからの流出係数である。

B層のタンクには、底部にC層への下方浸透孔と、比較的応答の早い流出成分に対応する側方流出孔を設定し、C層のタンクには、(より深部への浸透量は無視できると仮定して) 底部に基底流出成分に対応する側方流出孔のみを設定した。

各タンクの水位に比例した流出量を規定するパラメータ(流出係数: k)は、流域内数ヶ所の基準地点における実測流量のハイドログラフと比較しながら、流出ピーク後の流量低減過程をできる限り再現するように調整(キャリブレーション)を行った。なお、ここでは、各タンクの最大貯水容量を年降水量以上に設定しており、タンク内が飽和することによる、上層への復帰流は発生しない。

(3) 河道流出量の推定(河道系)

河道系の流出も斜面系と同様にkinematic waveモデルを用いて追跡を行ったが、河道系ではManning則のパラメータ α が、河道勾配と河床等価粗度だけでなく、河道横断面形状にも対応して変化するようにしたため、基礎式や流量の単位が以下のように斜面系の場合と少し異なっている。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_{in} \quad (13)$$

$$Q = \alpha A^{\frac{4}{3}} \quad (14)$$

$$\alpha = \frac{\sqrt{sl}}{n} \left(\frac{m}{2\sqrt{1+m^2}} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (15)$$

ここで、 $A(\text{m}^2)$: 河道部流水断面積、 $Q(\text{m}^3\text{s}^{-1})$: 河川流量、 $q_{in}(\text{m}^2\text{s}^{-1})$: 単位幅あたりの河道への流入量、 sl : 河床勾配、 m : 河道の法面勾配である。ここでは、河床等価粗度は、斜面系水域と同じ値を用い、下流域で河床勾配が0.001よりも小さくなる(メッシュ両端の河床高低差が1m以下)の場合には、勾配を強制的に0.001にして、河口まで水が流れるようにした。

任意の地点*i*における法面勾配 m_i は、流水幅を $B_i(\text{m})$ 、水深を $H_i(\text{m})$ とすると、

$$m_i = \frac{B_i}{H_i} \quad (16)$$

で求められる。

ここで、任意地点*i*における B_i と H_i の値は、Regime公式(斜面の洗堀・土砂の堆積が起こらない安定流路において、水位と流水幅は流量に比例する)を適用すると、

$$B_i = \alpha Q_i^{0.55}, H_i = \beta Q_i^{0.36} \quad (17)$$

と表せる。同様に、基準地点(水位 H_{std} と川幅 B_{std} の値が得られる地点)では、

$$B_{std} = \alpha Q_{std}^{0.55}, H_{std} = \beta Q_{std}^{0.36} \quad (18)$$

という関係式が得られる。

ここで、(17)式を(18)式で割って整理すると、

$$\frac{B_i}{B_{std}} = \left(\frac{Q_i}{Q_{std}} \right)^{0.55}, \frac{H_i}{H_{std}} = \left(\frac{Q_i}{Q_{std}} \right)^{0.36} \quad (19)$$

となる。ここでさらに、任意地点*i*の流量は集水面積(CA)に比例すると仮定すると、

$$\frac{B_i}{B_{std}} = \left(\frac{CA_i}{CA_{std}} \right)^{0.55}, \frac{H_i}{H_{std}} = \left(\frac{CA_i}{CA_{std}} \right)^{0.36} \quad (20)$$

が得られる。ここで(20)式を(16)式に代入すると、

$$m_i = \frac{B_i}{H_i} = \frac{B_{std} \times \left(\frac{CA_i}{CA_{std}} \right)^{0.55}}{H_{std} \times \left(\frac{CA_i}{CA_{std}} \right)^{0.36}} \quad (21)$$

となり、基準地点の集水面積(CA_{std})、計画高水位(H_{std})、川幅(B_{std})と任意地点*i*における集水面積(CA_i)が得られれば、任意地点*i*における河道法面勾配 m_i を求めることができる。なお、ここでは、斜面系・河道系と

もにkinematic waveモデルの数値解は、前進差分法を用いて求め、収束判定条件は $\Delta h=0.001\text{m}$ とした。

4. 結果と考察

4.1 GCM出力値のバイアス

Fig. 8に、現在気候条件（1981-2000年）における吉野川流域の流域平均気象環境の長期変化傾向と季節変化特性を示す。

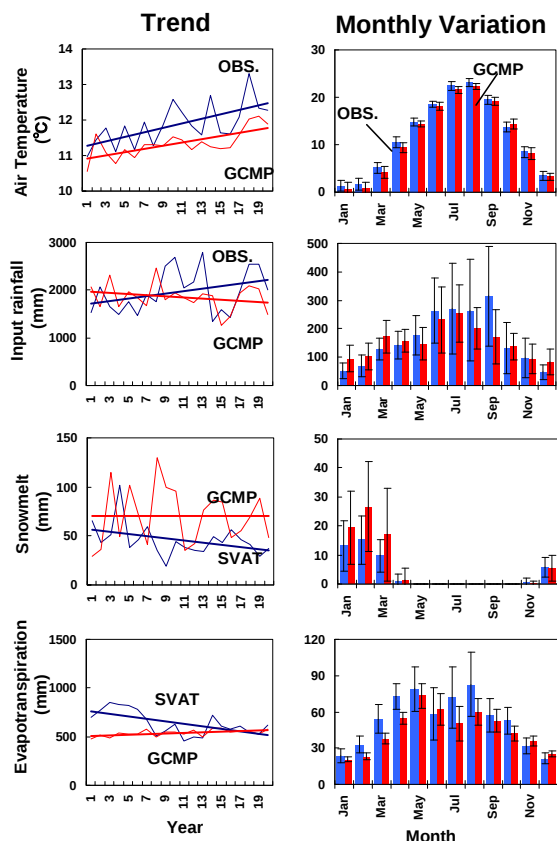


Fig. 8 Long-term trend and seasonal variation of meteorological data of the Yoshino River basin

気温については、地上気象観測値(OBS)よりGCM出力値の方が多年平均値で約 0.5°C 低い値となったが、20年間の温暖化傾向($0.05^{\circ}\text{Cyr}^{-1}$)や、季節変化パターンはGCMでも良好に再現されていることがわかる。

入力降水量（地上到達雨量+融雪量）については、地上気象観測値が増加傾向(25.8mmyr^{-1})を示しているのに対し、GCM出力値では逆の減少傾向(-12.3mmyr^{-1})となった。またGCM出力値は年平均値で約111mm入力降水量を過小評価しており、特に夏から秋にかけての台風シーズンの雨量が過小評価となっていることがわかった。

融雪量についてはGCM出力値の方が大きい値となったが、これは各モデル(GCMとSVAT)の降雨・降雪判別の閾値設定や、融雪モデルの仮定による影響

が大きいので、現時点では単純にGCM出力値の値が過大であるとは言えない。一方、蒸発散量についてはGCMとSVATモデルで同程度の値($\text{約}600\text{mmyr}^{-1}$)が得られたが、若干SVATモデルの方が大きい値を示している。これはGCM出力値が蒸発散量に相当するのに対し、SVATモデルの出力値はポテンシャル蒸発量に相当する値であるためで、この問題は、SVATモデルの出力値を、LAIや土壌水分の関数で実蒸発散量に修正する(Sato et al., 2008)ことで改善されると思われる。

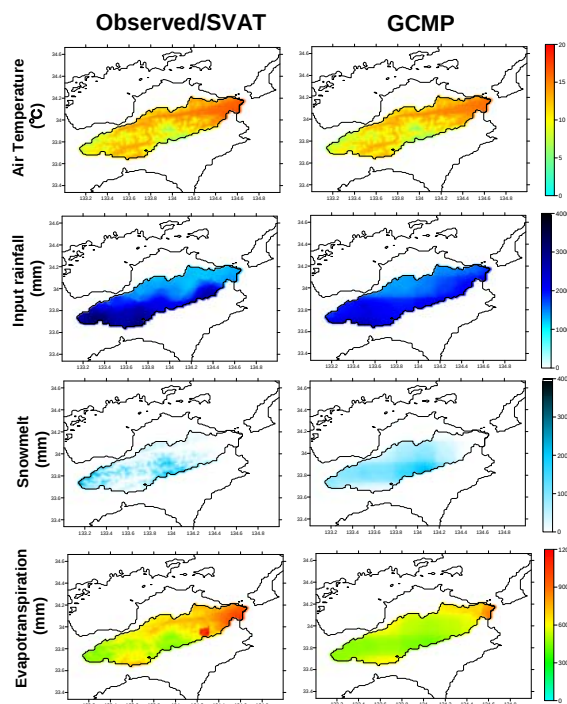


Fig. 9 Spatial distribution of meteorological variables in the Yoshino River basin

Fig. 9は、吉野川流域の現在気候条件下における気象環境の空間分布の再現結果を示している。気温、入力降水量、融雪量、蒸発散量ともに、その空間分布特性はGCM出力値でも良好に再現できていることがわかる。しかし、融雪量と蒸発散量については、GCM出力値の空間的な解像度がSVATモデルに比べると良くないことがわかる。これはGCMが空間解像度20kmの標高データに基づいて計算を行っているためであり、より詳細な融雪量や蒸発散量に関する解析を行う場合には、GCM出力値の空間的なバイアス補正が必要となることが示唆される。

4.2 吉野川流域気象環境の将来変化

Fig. 10に、GCM出力値による吉野川流域の現在気候条件の再現結果と将来気候条件の予測結果を示す。

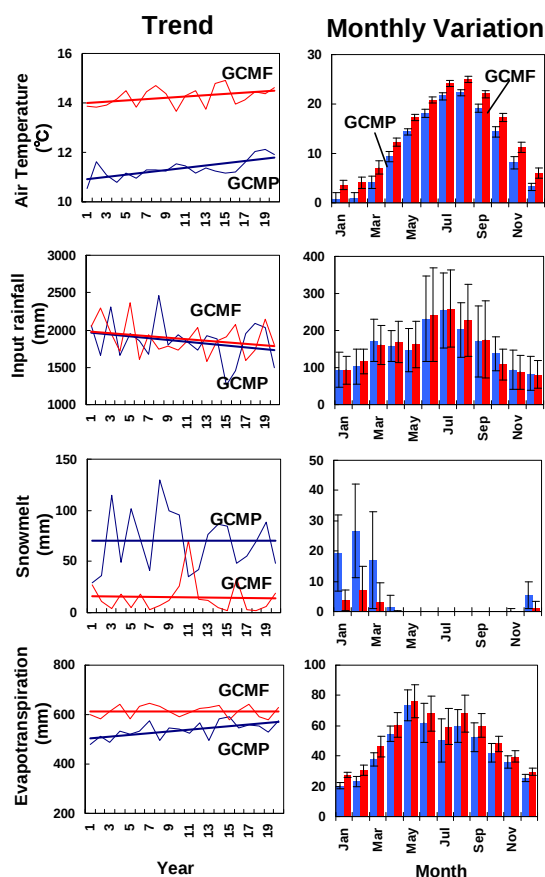


Fig. 10 Change of meteorological factors in the Yoshino River basin

気温については、IPCC-AR4のSRES-A1Bのシナリオによる全球平均気温上昇予測値とほとんど同じ結果が得られた（吉野川流域平均で気温が約2.9℃上昇）。長期変化傾向や季節変化特性については、大きな変化はないが、吉野川流域では夏季よりも冬季の温度上昇幅が大きくなると予想された。入力降水量についても、長期変化傾向と季節変化に大きな相違は見られなかったが、多年平均値は約37mm多くなると予想された。

融雪量は、温暖化に伴い大幅に減少し、将来では現在の約20%になると予想され、このことは、将来は融雪（雪解け水）による水資源の確保は期待できなくなることを示唆している。蒸発散量も、温暖化に伴って増加し、その量(約76mm yr^{-1})は、流域に供給される入力降水量の増加量(約37mm yr^{-1})よりも多いため、流域全体の水収支を考えると、将来の吉野川流域の利用可能な水資源量は現在よりも減少すると考えられる。

Fig. 11は、各気象要素の将来変化量の空間分布を示している。この結果から、気温と蒸発散量は流域全体で同程度増加するが、入力降水量や融雪量は場所によって変化量が異なると予想された。

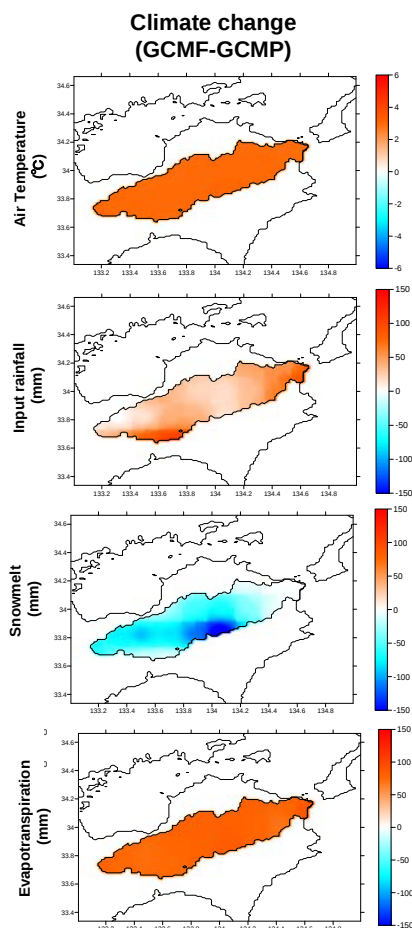


Fig. 11 Spatial change of meteorological factors in the Yoshino River basin

4.3 Hydro-BEAMの再現性

Fig. 12に、1981年から2000年までの20年間ににおける吉野川下流域（岩津地点）における月別実測流量量とHydro-BEAMによる推定流量の比較結果を示す。図から本研究で流出解析に用いたHydro-BEAMが吉野川流域の流出特性（平均流量・最大流量・最小流量）を長期間にわたって良好に再現できていることがわかる。

Fig. 13は、吉野川岩津地点における流出量の長期変化傾向と季節変化のHydro-BEAMによる再現性を示している。

多年平均流量と最大流量が過大(約20~40%)になっており、最小流量は約50%過小評価されていることがわかる。これは、本研究で用いたモデルに貯水池操作の影響が考慮されていないことに起因すると考えられる。つまり、平均流量と最大流量が過大となっているのは、ダムによる洪水調節（大規模出水時におけるピークカット）操作が考慮されていないためであり、冬季から春先の最小流量が過小に、夏以降の流量が過大に評価されているのは、河川維持用水の放流操作と貯水量（常時満水位）確保のための

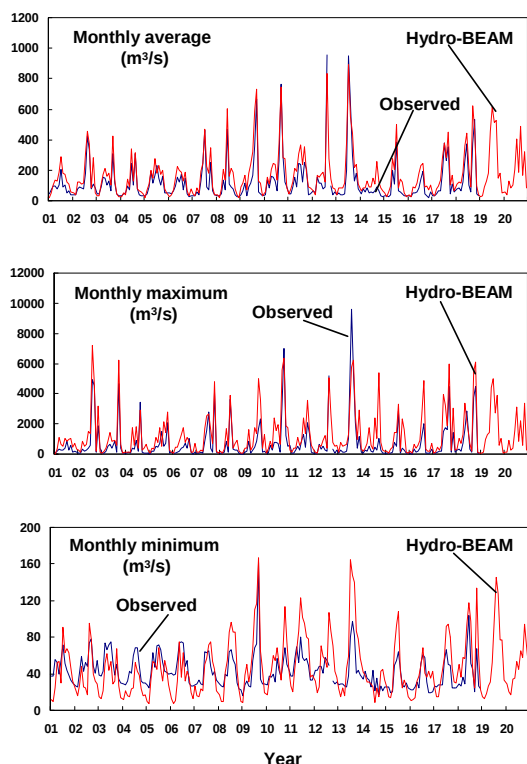


Fig. 12 Monthly average, maximum and minimum discharge at Iwazu in the Yoshino River basin

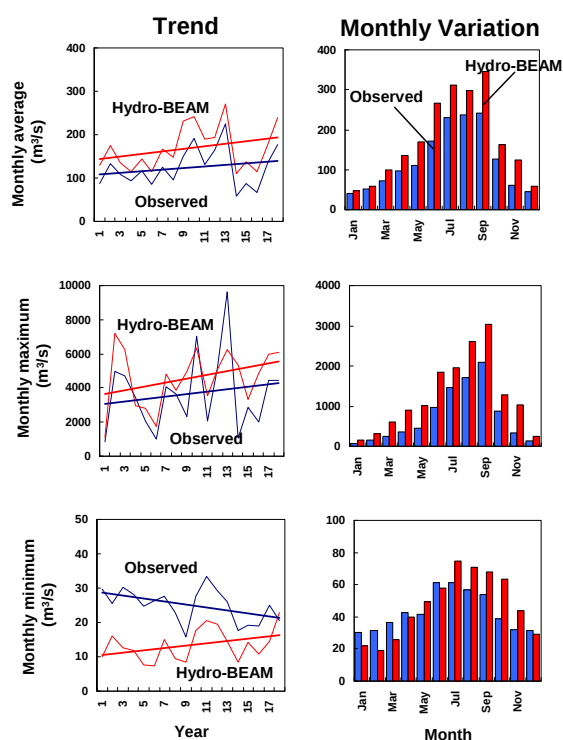


Fig. 13 Long-term trend and Seasonal change of Monthly average, maximum and minimum discharge at Iwazu in the Yoshino River basin

予備貯水操作が考慮されていないためであると考えられる。これらの問題は、今後流出解析モデルに貯水池操作の影響を考慮したサブモデルを組み込むことで大幅に改善されることが期待されるため、今後の課題とする。

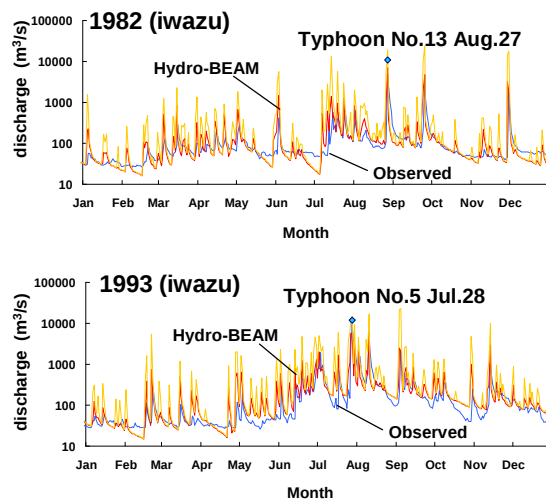


Fig. 14 Performance of the Hydro-BEAM during flood period

Fig. 14は、過去の主要な洪水年における地上気象観測値を入力としたHydro-BEAMによる推定流量の再現性を示している。吉野川流域では主に台風に伴う豪雨によって洪水が発生し、下流の岩津付近で堤防が決壊し、外水氾濫による床下・床上浸水の被害が数多く記録されている。このような大規模出水時にはダムによるピークカット操作の効果もあり期待できないため、ダム操作の影響を考慮していないモデルでも、洪水発生時のピーク流量の規模やタイミングが良好に再現されていることがわかる。

Fig. 14では、日単位（日平均値）の出力結果だけでなく、日瞬間最大流量(10分流量の日最大値)の解析結果も示しており、日平均値よりも、日最大値の方が洪水ピーク（破堤のリスク）を良好に再現していることがわかる。つまり洪水時のピーク流量については日平均化した流量では、基準点（岩津地点）における計画高水流量を超えるかどうかの正確な判断ができなため、少なくとも1時間単位での流出解析結果で洪水のリスク解析を行う必要があることをこの結果は示唆している。

吉野川上流域には早明浦ダム（有効貯水容量全国第4位：2.89億 m^3 ）など比較的大きな貯水ダムがあり、中・下流域の河川流量を維持するように人為的な貯水池操作が行われている。しかし、夏季の洪水を防ぐために洪水期制限水位までダム貯水位を下げた後、期待された雨量が得られなかった場合、ダムの貯水

量は徐々に減少し、特に極端な小雨の年には有効貯水率が0%にまで低下することもある。そのため、吉野川流域では小雨による深刻な水不足が予想される場合には、あらかじめ給水制限を実施し、その後十分な貯水量が得られるまで利用可能な水資源をできるだけ長く維持するような対策が行われている。

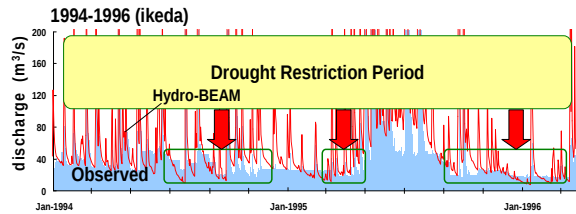


Fig. 15 Performance of the Hydro-BEAM during drought period

Fig. 15は、これまで吉野川流域で実際に給水制限が行われた期間と、そのときの池田地点における実測流量とHydro-BEAMによる推定流量を示している。ダムの貯水量に余裕がある時期には、ダムから河川維持用水の放流が行われるため、推定流量の再現性が良くないが、極端な小雨時における給水制限期間中の河川流量はHydro-BEAMで良好に再現されていることがわかる。このことは、深刻な渇水時における河川流量は、本研究で用いた（貯水池操作の影響を考慮していない）モデルでも、渇水時の河川流量の実態を良好に再現できることを示している。したがって、流出量の量的な評価にはまだ課題が残されているが、極端な洪水や渇水時の流出特性（洪水・渇水リスク）は良好に再現できると判断し、以降のGCM出力を用いた流出解析でも、同じパラメータ設定を適用したモデルを用いることにした。

4.4 流出解析結果のバイアス

Fig. 16に、1981年から2000年までの20年間（現在気候再現期間）における吉野川下流域（岩津地点）における地上気象観測値を入力とした場合の推定流量（AMD）とGCM出力値を入力とした場合の推定流量（GCMP）を比較した結果を示す。

この図から、流出解析モデルに入力するGCM出力値が持つバイアスの補正を行う場合と行わない場合で、出力される流出解析の結果にどのような影響がでるのかを明らかにすることができる。

Fig. 8で、入力降水量の長期変化傾向が異なっていたため、Fig. 16の平均河川流量の長期変化傾向も異なる出力結果が得られており、流出量の長期変化傾向を再現するためには、入力降水量データのバイアスを補正することが重要であることがわかる。

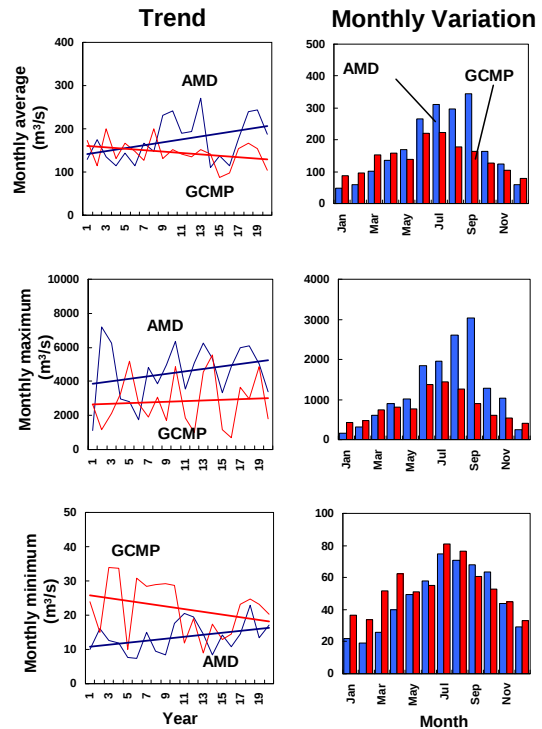


Fig. 16 Long-term trend and Seasonal change of Monthly average, maximum and minimum discharge at Iwazu in the Yoshino River basin using observed meteorological data (AMD) and GCM output (GCMP) as an input for the hydrological model

また、夏季から秋季にかけての入力降水量が過小評価されていたため、河川流量も同時期に過小評価されていることがわかる。一方、冬季の最低流量が過大評価となっているのは、前述したように、GCMとSVATモデルの融雪量の違いに起因するものであり、どちらのモデルがより実際の現象の実態をより良く再現しているかについては、さらなる検討が必要である。

ここで注意すべき点は、GCM出力値を入力とした流出解析モデルによる河川流量の推定結果には、「流出解析モデルの再現性による推定誤差」と、「入力となるGCM出力値が持つバイアスの影響」が含まれるということである。したがって、より適切な将来の流域災害環境の予測を行うためには、できる限りモデルの再現性とGCMデータのバイアスを減らす必要があり、それが完全ではない場合には、それぞれがどれくらいの不確実性を持つものであるかを正確に把握した上で、将来の流域災害環境の予測を行うべきである。

4.5 流域災害環境の将来予測

Fig. 17に、吉野川下流域（岩津地点）における、

現在気候条件のGCM出力値を入力とした場合の推定流量 (GCMP) と、将来気候条件のGCM出力値を入力とした場合の推定流量 (GCMF) を比較した結果を示す。

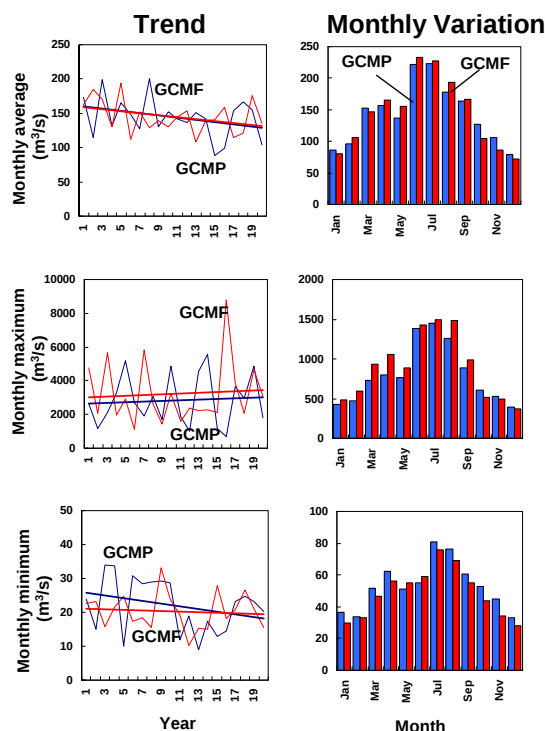


Fig. 17 Long-term trend and Seasonal change of Monthly average, maximum and minimum discharge at Iwazu in the Yoshino River basin using GCM output (GCMP/GCMF) as an input for the hydrological model

流出解析モデルへの入力となるGCMデータの水収支解析では、流域平均の水資源量は約 $30\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ 減少すると予想されたため、河川流量も減少すると思われたが、得られた解析結果では明らかな変化は見られなかった。このことは、単純な流域平均での水収支解析の結果と、河道網を考慮した河川流量の解析結果が一致しないことを意味している。つまり、実際に河道を流れる河川流量の将来変化を明らかにするためには、分布型流出モデルを介した流出解析が不可欠であることが示唆される。さらに、流域平均の水収支からは将来の利用可能な水資源量が減少すると予想されたにもかかわらず、月最大流量は増加する傾向が見られた。このことは、将来気候条件下では、現在気候条件よりも規模の大きな洪水が発生することを示唆しており、現時点では量的な評価はできないが、洪水の規模が現在よりも約10～15%大きくなると予想された。

一方、月最小流量は現在よりも約7～8%少なくなると予想された。これは、おもに冬季の融雪量の減

少に起因すると考えられる。

以上の結果から、将来の吉野川流域の河川流量は平均流量で見れば現在と大きな変化は起こらないが、極端現象（大規模な洪水や極端な渇水）の発生頻度は現在よりも増加すると予想され、洪水・渇水のリスクがともに増加する可能性が示された。

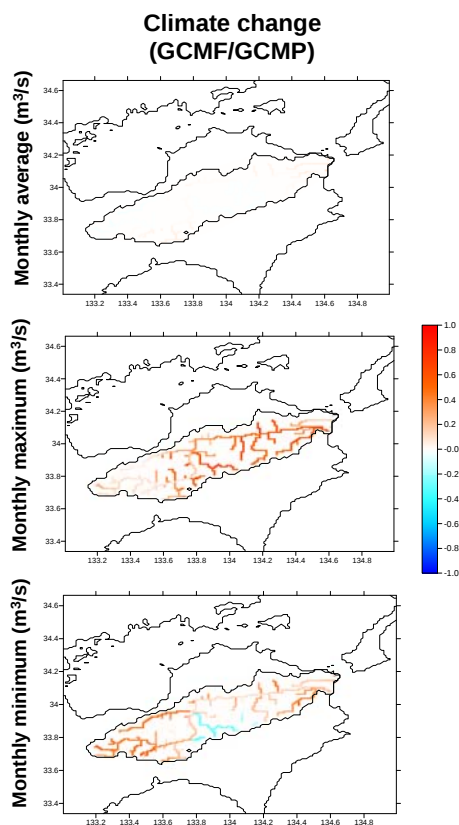


Fig. 18 Spatial distribution of the hydrological impact due to the climate change of the Yoshino River basin

Fig. 18は、吉野川流域全体の河川流量の将来変化の空間分布を示している。前述のように、現時点では流域災害環境の定量的な評価は困難（モデルの推定誤差とバイアスの影響が含まれている）なため、変化率(将来気候条件の推定値/現在気候条件での推定値)を用いて定性的な評価を試みた。結果は、Fig. 17と同様に、平均流量ベースでは将来変化はほとんどみられないが、洪水のリスクは下流域で大きくなり、渇水のリスクは上流域と下流域の両方で高くなると予想された。

5. おわりに

本研究では、吉野川流域を対象に、超高解像度GCMの出力結果を用いて、分布型流域環境評価モデル(Hydro-BEAM)による流出解析を行い、将来の気候変動に伴う流域災害環境（洪水・渇水リスク）の評

価を試み、以下の知見を得た。

- (1)将来の流域災害環境の変動をより正確に評価するためには、入力となるGCM出力値（入力降水量や蒸発散量）が流域環境の実態を反映するように、データに含まれる時空間的なバイアス（地上気象観測結果との差異）をできるだけ減らす必要がある。
- (2)吉野川流域では、GCMデータのバイアス補正を行わないと、台風に伴う夏季の洪水の影響を過小評価する可能性がある。
- (3)本研究で用いた流出解析モデル(Hydro-BEAM)には、ダムによる人為的な貯水池操作の影響が考慮されていなかったため、実測流量の再現性に問題があり、洪水時の流量を過大に、渇水期の流量を過小評価することがわかったが、長期的な流出特性や極端な洪水や渇水時の流量は良好に再現することがわかった。
- (4)温暖化に伴う気候変動により、吉野川流域では洪水リスクと渇水リスクがともに増加すると予想された。

本研究で得られた知見は、気候変動に伴って将来起こりうる様々な流域災害に対し、その影響を正確に予測するために、GCM出力値を利用する際の諸問題を明らかにするとともに、予想される災害の規模や頻度を時空間的に正確に把握し、従来の防災対策である被害軽減・緩和対策（既存水工施設の持続的利用可能性、新規水工施設の必要性、より適切な避難対策等）だけでなく、災害危険区域からの移住や、限られた水資源の有効活用のための新たな総合水資源管理システムの構築など、今後の適応策（オプション）の提案にも寄与することが期待される。

今後は、モデルの再現性向上（貯水操作モデルの導入）や、より適切なバイアス補正技術の開発と同時に、気候変動（温暖化）に伴う、植生分布、生態環境変化、少子高齢化にともなう人口変動（都市化・過疎化）の影響なども考慮に入れ、国内外の様々な流域の災害環境の総合的な評価を進めていきたい。

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」のもと、地球シミュレータを用いて行われた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

小尻利治・浜口俊雄・大手真理子(2006)：地球温暖化による流域水資源・生態への影響評価，京都大学防

災研究所年報 第49号B, 741-753.

近藤純正(1994)：水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—，朝倉書店，348pp.

近藤純正・徐 建青(1997)：ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度，天気，44：875-882.

椎葉充晴(2006)：斜面流出，池渕修一・椎葉充晴・宝馨・立川康人著，エース水文学，朝倉書店，91-110.

浜口俊雄・小尻利治・森 英祐(2008)：ダム貯水池モデルを組み込んだ流域環境評価モデリング，京都大学防災研究所年報 第51号B, 737-747.

和佐守紘・川口智哉・小尻利治・東海明宏(2007)：複数化学物質の動態を考慮した流域水生態環境評価モデルの構築，水文・水資源学会誌，20(4)：278-290.

Allen, R., Pereria, L., Raes, D. and Smith, M. (1998): Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56, Food and Agriculture Organization: Rome; 300pp.

Fukushima, Y. (1988): A model of river flow forecasting for small forested mountain catchment, Hydrological Processes 2: 167-185.

Kojiri, T. (2006): Hydrological River Basin Environment Assessment Model (Hydro-BEAM), Watershed models, eds: Singh, V.P. and Frevert, D.K., 613-626, Taylor & Francis, CRC Press, U.S.A.

Ma, X., Fukushima, T. Hiyama, T. Hashimoto and T. Ohata (2000): A macro-scale hydrological analysis of the Lena River basin, Hydrological Processes, 14: 639-651.

Ma, X. T. Yasunari, T. Ohata, L. Natsagdorj, G. Davaa and D. Oyunbaatar (2003): Hydrological regime analysis of the Selenge River basin, Mongolia. Hydrological Processes, 17: 2929-2945.

Penman, H.L. (1956): Estimating evaporation. Transactions of the American Geophysical Union 37: 43-50.

Sato, Y., Ma, X., Xu, J. Matsuoka, M., Zheng, H., Liu, C. and Fukushima, Y. (2008): Analysis of long-term water balance in the source area of the Yellow River basin, Hydrological Processes 22: 1618-1629.

Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C. and Dalcher, A. (1986): A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. Journal of Atmospheric Sciences, 43(6), 505 - 531.

Sellers, P.J., Randall, D.A., Collatz, G.J., Berry, J.A., Field, C.B., Dazlich, D.A., Zhang, C., Collello, G.D. and Bounoua, L. (1996): A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. Journal of Climate, 9, 676 - 705.

Thornthwaite, C.W. (1948): An approach toward a

rational classification of climate. Geographical Review,
38: 55-94.
Xu, J., Haginoya, S., Saito, K. and Motoya, K. (2005):

Surface heat balance and pan evaporation trends in
Eastern Asia in the period 1970 to 2000. Hydrological
Processes, 19: 2161-2186.

Anticipatory Adaptation to Flood and Drought Disaster due to Climate Change

Yoshinobu SATO, Eisuke MORI*, Toshio HAMAGUCHI, Kenji TANAKA,
Toshiharu KOJIRI and Eiichi NAKAKITA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This study shows the future projection of distributed information of the watershed environment and river disaster risks in the Yoshino River basin located in the Shikoku Island, Japan, using the super high resolution GCM outputs due to climate change with A1B scenario of the IPCC AR4 as an input for physical based distributed Hydrological river Basin Environment Assessment Model (Hydro-BEAM). The obtained results will contribute anticipatory adaptation and integrated water resource management (IWRM) considering not only the hydrological impact of climate changes, but also that of human activities.

Keywords: adaptation, climate change, river disaster risk assessment, Hydro-BEAM, Yoshino River