

世界流域データベースの利用による 大陸河川における流出解析に関する研究

山敷庸亮*・鈴木琢也***・Roberto V. DA SILVA **・辰己賢一*・寶馨*

*京都大学大学防災研究所

**京都大学大学院工学研究科

***千葉県庁県土整備部君津地域整備センター建設課

要 旨

本研究の目的はSRES A1Bシナリオにおける河川流量予測モデルを構築することである。まず河川の重要性を考慮し11の大流域 (Amazon, Brahmaputra, Congo, Danube, Indus, Mekong, Mississippi, Orinoco, Parana, Niger, and Rhine) を選定した。また大陸スケールの河川モデルにはTOPMODELをGIS上に適用したものをを用いた。キャリブレーションにはCRU水文データとGRDC流量データを用いた。世界流域データベース (GDBD) を用いて河道網を計算した結果はGRDC を用いた場合よりナッシュ係数が上昇し適合性がよくなった。SRES A1Bの代表的なGCMアウトプット (HadGEN, MIROCとCCSM) を用いて将来流量を予測したが、それぞれの結果が顕著に異なった。平均化することも重要ではあるが、それぞれのGCMアウトプットの特性をそのままメッセージとして伝える事も流域の適合能力を高める上で重要であると考えられる。

キーワード: 世界流域データベース, CRU, GCM, SRES, TOPMODEL

1. はじめに

現在、世界的に急激な人口増加による農業用水需要の増大や、都市開発、産業発展などの社会的要因、また地球温暖化に代表される気候変動によって水問題は一層深刻なものになると懸念されている。水問題の要因は広域にわたっており、解決には自然科学から社会科学にわたり包括的に要因を考慮した流域から地球規模の統合的な研究や解析と、それに基づく管理や対策の実施が必要であると考えられる。このような背景を踏まえ、独立行政法人国立環境研究所地球環境研究センターデータベース事業の一環として、世界流域データベース (Global Drainage Basin Database : GDBD) が開発された。GDBD は自然科学から社会科学にわたる幅広い情報を格納した 6 つの GIS データ (流域界データ、河道位置データ、流量観測所データ、自然湖データ、人工湖データ、表面流向データ) から構成されるデータベースであ

る。GDBD は水に関連した様々な分野へ基礎情報を提供し、水問題の解決に向けた研究や解析に応用されることが期待されている。

前述の懸念に対し適切に対処するためには、的確な将来展望を持つことが不可欠であるといえる。そこで本研究では将来の水資源利用可能量に対し、温暖化を考慮した気候モデルを利用し、GDBD の河道網を利用した流出解析を行い世界主要河川における流量として推定を行うことを目的とする。

2. GDBD の概要

GDBD は以下の 6 つの GIS データより構成される。(1)流域界(basins)データ (ベクターデータ; ポリゴン) (2)河道位置(streams)データ (ベクターデータ; ポリゴン) (3)流量観測所(stations)データ (ベクターデータ; ポイント) (4)自然湖(lakes)データ (ベクターデータ; ポイント) (5)人工湖(dams)データ (ベク

ターデータ；ポイント）(6)表面流向(fdr)データ（ラスタデータ）

GDBD の特徴として以下の3点が挙げられる。第1に、地理的に整合性を持った6つのGISデータ(流域データ、河道位置データ、流量観測所データ、自然湖データ、人工湖データ、表面流向データ)から構成され、それらに地形や人口、土地利用/被覆など自然科学から社会科学にわたる幅広い情報が格納されている点、第2に、様々な精度検証を行い、高精度であることが検証されている点、第3に、ArcGISGeodatabase フォーマットを用いて開発され、ArcGISだけでなくMicrosoft Accessを用いてデータの閲覧、編集が可能であり、水問題に関わる多くの利害関係者、政策決定者、研究者がデータベースを利用できる点である。以上の点をもってGDBDは水に関連した様々な分野へ基礎情報を提供し、水問題の解決に向けたな研究や解析に応用されることが期待されている。

3. GRDC 及び GDBD 流域界を利用した河道データセットの作成

代表的河川の流量比較を行なうにあたって河川流域に対し河道データセットを作成する必要がある。必要となるデータは各河川を50~100分割し、それぞれにおける源流地点からの距離とその河川の全流域におけるその地点の上流流域の占める割合である。本研究ではまず全球流出量データセンター(Global Runoff Data Centre;GRDC)の提供する流域界を利用した河道網データを作成し、次にGDBDの流域界の属性情報を利用した河道網データを作成した。

3.1 GRDC 流域界を利用した河道データ

必要となる河川の源流からの距離とその上流面積比を求めるため、以下の手法によりデータセットを作成した。

1. GISソフトGRASSにDEMであるETOPO5を組み込む。ETOPO5データセットは、米国コロラド州ボールドーの米国地球物理データセンター(NGDC)が原データを作成したものであり、現存の5分及び10分のデジタルデータを統合したもので、有用なデジタル地勢データとなっている。データセットでは、地球を緯度経度5分(約9平方kmの空間分解能、1度あたり12×12ピクセル)で区切って1m単位で標高値が与えられている。
2. GRASS上でGRDC流域界を表示させMASKをかける。MASKはGRASSで利用できるメカニズムで、MASKはラスタ型データの特異なファイルであり、他のラスタファイルを読む時に、不透明なフィル

ターとなる。MASKが設定されていると、図に示したように、MASK中でNo-data(データなし、カテゴリ値0)となっているセルは、もとの実際の値にかかわらずデータなし(つまり、ゼロ)に対応づけられる。逆に、MASK中でデータあり(カテゴリ値1)となっているセルは、もとの値通りに対応づける。このことにより、様々な形で取り扱う領域を限定することが可能となる。

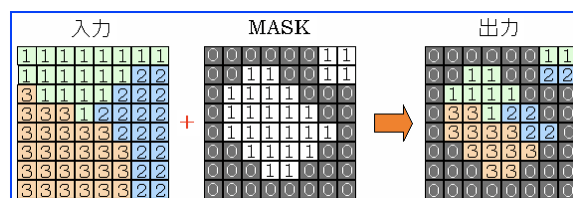


図1 MASKの概念図

3. GRASSの計算コマンドであるr.mapcalcを使って流域面積及び総河川長を計算する。
4. 河川上に任意に数点取りDEMを利用し標高を調べ、上流からの距離を計算する。
5. 流域に対し指定した点の標高より高い地点の面積を計算し、全流域に対する割合を計算する。
6. 3.で得られた流域面積及び河川長をGRDCの提供する流域面積、河川長に合わせる。その倍率に合わせ4.5.で得られたデータに対し変換を行う。

3.2 GRDC 流域界を利用した河道データ

GDBDの属性情報のPfaffstetter code[3]を利用してデータセットを作成する。

1. Microsoft Accessより対象流域の流域界及び河道位置データの属性情報を抽出する。
2. 流域界の属性情報で、最下流域のDwn_Pfa_Codeは-1であるので、Dwn_Pfa_Codeが-1である単位流域を見つけ、GDBD_IDと、Accum_Areaを取り出す。ここで最下流域のAccum_Areaは流域全体の面積を示している。
3. 最下流域のPfa_codeに等しいDwn_Pfa_Codeをもつ流域界を見つける。Pfaffstetter_Codeの性質上Pfa_codeに等しいDwn_Pfa_Codeをもつ流域界は複数存在するが、そのうちでAccum_Areaが大きいものを主流として考え、その流域界に対して同様なプロセスで上流域界を追跡する。Pfa_Codeに対応するDwn_Pfa_Codeが存在しなければその上流域界が存在しない最上流域となり、そこで終了する。それぞれの流域界に対してGDBD_IDと、Accum_Areaを取り出し、それぞれのAccum_Areaに対して作業2で得られたAccum_Areaに対する割合を計算する。
4. 河道位置データの属性情報で、作業2、3で得ら

れた GDBD_ID に対応する Shape_Length を取り出し、最上流域からの累積河川長を計算する。

GDBD_ID	Region_NO	SubRegion_NO	Basin_NO	Pfa_Code	Dwn_Pfa_Code	Accum_Area
63534	6	1	6	10000000	-1	1.75E+10
63535	6	1	6	20000000	10000000	2.44E+09
63536	6	1	6	30000000	10000000	1.25E+10
63537	6	1	6	40000000	30000000	1.86E+09
63538	6	1	6	50000000	30000000	9.49E+09
63542	6	1	6	70000000	50000000	4.77E+09
63539	6	1	6	61000000	50000000	3.76E+09
63541	6	1	6	63000000	61000000	2.08E+09
63540	6	1	6	62000000	61000000	1.05E+09
63544	6	1	6	90000000	70000000	1.79E+09
63543	6	1	6	80000000	70000000	1.56E+09
63545	6	1	7	10000000	-1	5.37E+09

図 2. Pfafstetter Code の利用

以上の手法によりデータセットを作成した。

Amazon 流域に対しては 107 回の Pfa_Code の追跡により最上流域へたどり着いた。これは、Amazon 流域界を 108 分割したことにつながる。本研究で選択した 11 河川では、49~124 分割したデータセットを得た。

4. TOPMODEL

本章では、流量の計算に使用した流出モデルと入力データについて説明する。本研究では流出モデルとして TOPMODEL を利用した。

4.1 TOPMODEL の概要

流出解析は大きく分布定数型と集中定数型に分けられ、前者は流域の物理的特性をある程度考慮できるという特長を持ち、後者は計算が比較的簡便であるという特長をもつ。本研究ではその両特長を併せ持つ準分布型モデルである TOPMODEL[4]を用いた。TOPMODEL では地表流出および地下水涵養までを含めた土壌部分は面的に分割されたグリッドごとに分布定数型で計算し、植物の根などが存在している表層、および地下水貯留部の水収支は集中定数型で計算する。このモデルの特長は、流域を二次元グリッドで分割し、各グリッドの標高から得られる DEM(Digital Elevation Map)をもとに計算される各グリッドの地形指標から地表流型の変動流出寄与域を割り出し、流出量を空間的に算定できる点にある。

4.2 TOPMODEL の基礎式(Bevenet *et al.*, 1995)

地表下における地下水の流れは次式で表現できるものとする。

$$q_i = T_{0,i} e^{-\frac{S_i}{m}} \tan \beta_i \quad (1)$$

$$T_i = T_{0,i} e^{-\frac{S_i}{m}}$$

ここで、 q_i : 単位等高線長あたりの斜面地中流速度 [m^2/h]、 T_i : 地点 i の側方の透水量係数 [m^2/h]、 $T_{0,i}$: 地点 i の側方の飽和透水量係数 [m^2/h]、 S_i : 地点 i の土壌の不足貯留量 [m]、 m : モデルパラメータ [m] 流出に寄与する流域の有効土層の厚さを表す。この 2 式は①地下水水位は地表勾配と平行であること、②透水量係数は貯留不足量と指数関数の関係があることを意味している。各時間ステップにおいて疑似的に定常状態が成立すると考え、単位等高線長あたりの集水面積を $a[m]$ 、空間的に均質な涵養速度を $r[m/h]$ とすれば、

$$q_i = r a_i \quad (3)$$

式(1)と(3)より次式が得られる。

$$S_i = -m \ln \frac{r a_i}{T_{0,i} \tan \beta_i} \quad (4)$$

流域の平均貯留不足量 \bar{S} は、上式を全流域面積 $A[m^2]$ について積分し、 A で除すると次式のようになる。

$$\bar{S} = -\frac{1}{A} \sum \left(-m \ln \frac{r a_i}{T_{0,i} \tan \beta_i} \right) \quad (5)$$

この式は湛水状態 ($S_i < 0$) でも成立すると仮定する。 r は流域全体に渡って一定であると仮定すると、式(4)、(5)より r を消去して、次式を得る。

$$\bar{S} = S_i - m \left(\gamma - \ln \frac{a_i}{T_{0,i} \tan \beta_i} \right) \quad (6)$$

ここで、 $\ln \frac{a_i}{T_{0,i} \tan \beta_i}$ は地質・地形指標であり、

$$\gamma = \frac{1}{A} \sum \left(\ln \frac{a_i}{T_{0,i} \tan \beta_i} \right) \quad \text{である。}$$

また、流域全体の平均的な側方浸透量係数 T_e は次式のように定義される。

$$\ln T_e = \frac{1}{A} \sum (\ln T_{0,i}) \quad (7)$$

この式を用いると、式(6)は次式のように表される。

$$\frac{\bar{S} - S}{m} = \left(\ln \frac{a_i}{\tan \beta_i} - \gamma \right) - (\ln T_0 - \ln T_e) \quad (8)$$

ここに、 $\lambda = \frac{1}{A} \sum \left(\ln \frac{a_i}{\tan \beta_i} \right)$ であり、流域全体の平均的な地形指標を表している。

式(8)は、流域の任意の地点 i における貯留不足量が、地形指標の偏差と局所的な透水量係数の偏差で説明されることを示している。仮に透水量係数が空間的

に均質であれば、式(8)の右辺第2項($\ln T_0 - \ln T_e$)=0となり、局所的な貯留不足量が右辺第1項の地形指標のみで表されることになる。

TOPMODEL の計算手順

TOPMODEL はメッシュごとに根群域(root zone)、不飽和域(unsaturated zone)、飽和域(saturated zone)の3つの貯留部分をもつ。実際のモデル計算では計算時間短縮の観点から適当な階級に地形指標を分類し、各階級ごとに計算を行う。

(a)根群域(root zone)

降水量、実蒸発散量の収支は根群域のみで考える。ここで過剰になった水分は、ただちに不飽和域に供給される。ここで S_{rz} は根群域貯留不足量(m)、 S_{rmax} は根群域水分利用可能量(m)、 P は降水量(m/h)、 E は蒸発散量

$$S_{rz+\Delta t} = S_{rz} + (E - R)\Delta t \quad (9)$$

(b)飽和域(saturated zone)

飽和域の水分貯留は流域単位の集中量として扱われる。流域全体からの地下水流出量 q_b (m/h)は次式によって計算される。

$$q_b = T_e e^{-\gamma} e^{-\frac{S}{m}} \quad (10)$$

(c)不飽和域(unsaturated zone)

不飽和域は根群域と飽和域を結ぶ領域で、一時的な水の貯留場となる。

$S_{u,i}$ は不飽和域の水分量(m)、 S_i は貯留不足量(m)、 $q_{v,i}$ は不飽和域から飽和域への水分供給量[m/h]、 i は地形指標の各階級クラスを表す添え字である。この領域は分布型として計算される。計算開始時点の流域平均貯留不足量 S は(4.10)式から初期観測流量を Q_0 とすると次式で与えられる。

$$S_i = -m \ln \left(\frac{Q_0}{T_e e^{-\gamma}} \right) \quad (11)$$

この式と(8)式から地形指標をもとに各クラスの S_i が計算され、 $S_i < 0$ であればそのクラスは飽和とみなされる。したがって根群域からの流入水は復帰地表流 q_0 , f , i となる。 S_i が正の場合には、根群域からの流入水はいったん $S_{u,i}$ に加えられる。不飽和帯から飽和帯への鉛直方向のフラックス(地下水涵養量) $q_{v,i}$ [m/d]は次式で計算される。

$$q_{v,i} = \frac{S_{u,i}}{S_i T_d} \quad (12)$$

ここで、 t_d は滞留時間を意味するパラメータ[m/h]である。

(d)地表流

地表流の追跡計算は、次式によって行う。

$$T_p = \sum \frac{x_i}{RV \tan \beta_i} \quad (13)$$

ここで T_p は流域内の任意の地点 P からの地表流が流域末端まで到達するのに要する時間、 RV は地表流の流下速度を表す定数[m/h]、 N は流下グリッド数、 x_i は地表流の流下方向に含まれているグリッドでの最大傾斜方向 k への距離[m]である。

以上の計算時刻 t で行い、飽和域の水収支から次の時刻 $t + \Delta t$ における流域平均貯留不足量を次式で計算する。

$$\bar{S}_{t+\Delta t} = \bar{S}_t - \sum q_{v,i} + q_b \quad (14)$$

入力データとパラメータ

本節では流出モデルに必要な入力データおよびパラメータについて説明する。

水文データ

必要となるデータは雨量、蒸発散量、観測流出量である。本研究ではモデルのキャリブレーション用に雨量として CRU(Climate Research Unit)の提供している解像度 0.5 度 x 0.5 度、月単位のデータの CRU TS 2.1 を利用する。蒸発散量は Penman 法を用いて推定を行った。将来計算用には NIES, NCAR, UKMO による GCM モデル出力結果を利用する。詳しくは 6.1 節にて説明する。

観測流量は GRDC の提供している観測データを用いる。

地形データ

必要となるデータは地形指標 $\ln(a/\tan \beta)$ と河川の源流からの距離とその上流面積比である。河川の源流からの距離とその上流面積比は(3.2)節で作成したものを用いる。

パラメータ

本研究で使用するパラメータについて説明する。

$\ln T_0$:側方への飽和透水量係数の自然対数

m :モデルパラメータ

Sr_0 :根群域(root zone)の初期空容量

Sr_{max} :根群域(root zone)の貯留最大値

T_d :飽和域(saturated zone)への鉛直方向の排水の遅れ時間を表すパラメータ

V_{ch} :水路の流速

V_t :斜面表面流の流速

地形解析

地形指標 $\ln(a/\tan \beta)$ を流域の標高データをもとに算

定する。計算には multiple flow direction algorithm[5]を用いた。このアルゴリズムでは、各正方形グリッドは 8 個の隣接するグリッドを持ち、そのうち当該グリッドから下り勾配をもつすべての周囲グリッドに分配して落水すると考える。図(1)のように各グリッドの流下方向は直行方向と対角方向の 2 種類に分けられる。

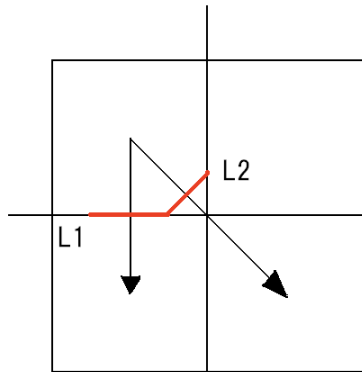


図 3 multiple flow direction algorithm における 2 種類の落水方向

隣接する 2 つのグリッド間の標高差を ΔE 、正方形グリッドの辺長を d とし、グリッド i の流下方向 $k(k=1 \sim 8)$ への局所勾配 $\tan \beta$ を次式で与える。

$$\tan \beta_{ik} = \frac{\Delta E}{d} \quad (15)$$

$$\tan \beta_{ik} = \frac{\Delta E}{\sqrt{2}d} \quad (16)$$

ここで、(4.15)式は直行方向(4.16)式は対角方向の勾配を示している。流下方向 k への流下成分の集水面積 ΔA_{ik} はグリッド i における全集水面積 A_i を用いて、次式で定義する。

$$\Delta A_{ik} = A_i \frac{\tan \beta_{ik} L_k}{\sum (\tan \beta_{ij} L_j)} \quad (17)$$

j は流下方向を表す添え字、 L_j は流下方向 j への重みである。 L_j は流下方向 j への重みである。 L_j は流下方向の等高線幅に相当し、図(1)における $L1$ 、 $L2$ に対応する。 L_j は次式で定義される。

$$L_j = L1 = \frac{d}{2} \quad (18)$$

$$L_j = L2 = \frac{\sqrt{2}}{4} d \quad (19)$$

以上を用いると、当該グリッド i における平均勾配 $\tan \beta_i$ は次式で与えられる。

$$\tan \beta_i = \frac{\sum (\tan \beta_{ij} L_k)}{\sum L_j} \quad (20)$$

このグリッド i の地表面勾配 $\tan \beta_i$ から、地形指標は次式で求められる。

$$\ln \left(\frac{a_i}{\tan \beta_i} \right) = \ln \frac{A_i}{\sum (\tan \beta_{ij} L_k)} \quad (21)$$

5. 将来予測

キャリブレーションにより得られたパラメータを利用して将来計算を行う。

入力データ

IPCC(気候変動に関する政府間パネル)第4次評価報告書(AR4)のプロジェクト IPCC Data Distribution Center の配布している AR4 GCM data から、NIES(National Institute for Environmental Studies)による GCM モデル MIROC 3.2 medres と UKMO(UK Met. Office)による GCM モデル HadGEM1 と NCAR(National Centre for Atmospheric Research)による GCM モデル CCSM3 の 3 つの出力結果を用いる。シナリオは SRES の分類の高成長型社会シナリオ A1 のなかで、各エネルギー源のバランスを重視する A1B を用いる。対象とした年は 2003 年から 2099 年までの 97 年とした。

比較に用いる観測データは GRDC の提供する各河川の各月の平均流量を用いる。ここでいう平均とは、表 5.1 に示す GRDC 提供する流量データの各月平均であり、各河川対象年月は異なっている。

各流域ごとのシミュレーション結果と考察ここではそれぞれの流域に関してシミュレーション結果について考察を行う。

掲載したグラフに関しては、平均観測流量を青色、2010 年から 2019 年までの各月平均流量を赤色、2090 年から 2099 年までの各月平均流量を 2090 年から 2099 年までの各月平均流量を黄緑色で示している。

Amazon River

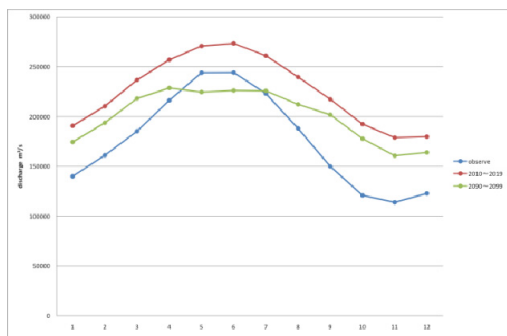


図 4.1 Amazon HadGEM1

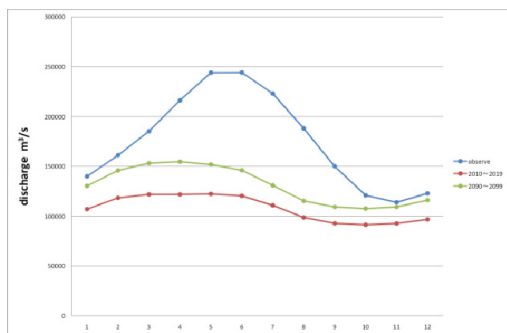


図 4.2 Amazon MIROC3.2medres

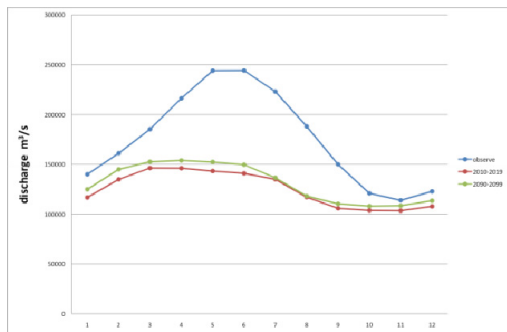


図 4.3 Amazon CCSM3

Amazon の E_m は 0.77 であった。3つのグラフを比較すると、HadGEM1 では 2010-19 年は常に観測値より大きい値をとり 2090-99 年は 5 月 6 月において観測値より少なく、全体的に 2010-2019 年よりも流量は少ない。MIROC3.2medres と CCSM3 ではともに計算流量は観測値より常に小さく、3-9 月において流量が増えない。2010-19 年より 2090-2099 年の方が流量が多い。すべての GCM において全体的に月毎の流量変動が緩やかである。

Brahmaputra River

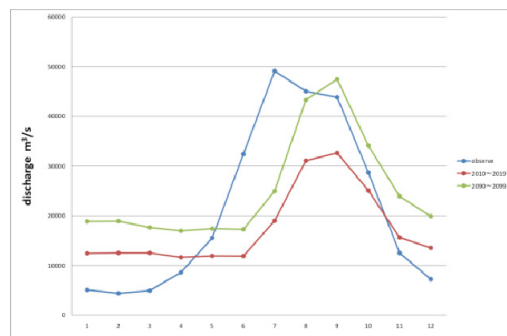


図 5.1 Brahmaputra HadGEM1

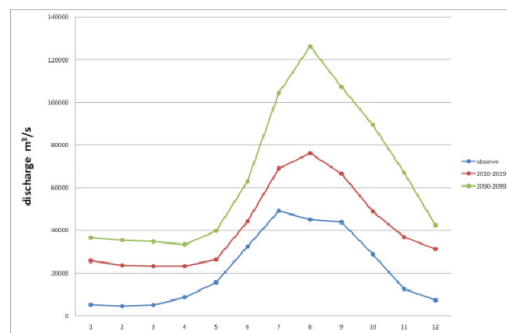


図 5.2 Brahmaputra MIROC3.2medres

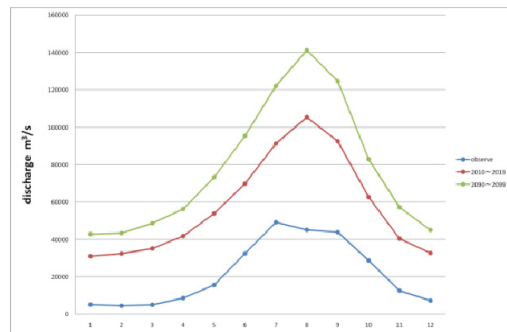


図 5.3 Brahmaputra CCSM3

3 種の結果すべてに対し 2-3 月において観測値より大きい値をとっており 2010-19 年より 2090-99 年のほうが流量が増加していることが言える。個々の GCM モデルの特徴として HadGEM1 では 6-9 月の値が観測値より小さく、MIROC3.2medres と CCSM3 では 1 年を通して、特に 7-9 月に流量が大きくなっていることがいえる。

Indus River

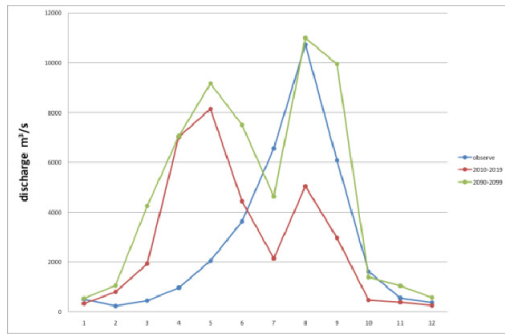


図 6.1 Indus HadGEM1

Niger River

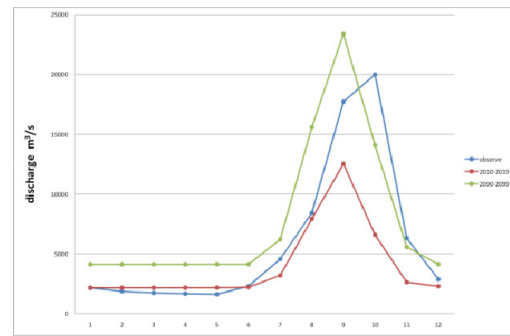


図 7.1 Niger HadGEM1

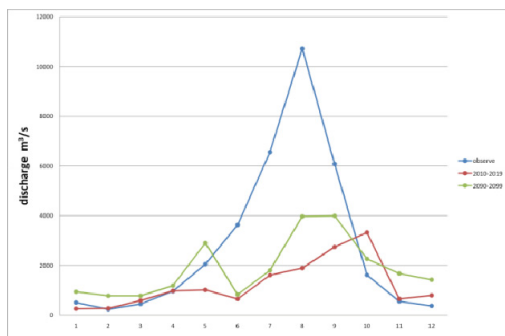


図 6.2 Indus MIROC3.2medres

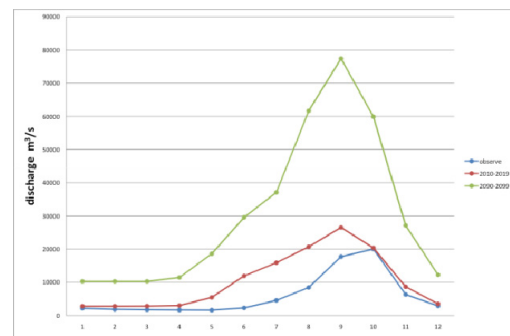


図 7.2 Niger MIROC3.2medres

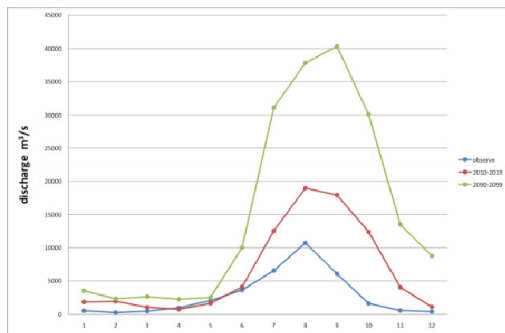


図 6.3 Indus CCSM3

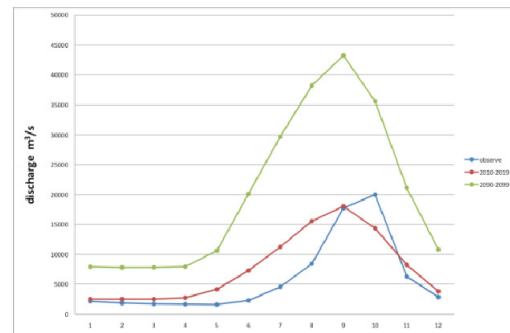


図 7.3 Niger CCSM3

HadGEM1 と CCSM3 において増加傾向がある。HadGEM1 は、4、5 月にもうひとつのピークが表れている。CCSM3 は、8、9 月の観測値のピークがさらに増加する傾向がみられる。MIROC3.2medres では観測値における 6 月から 9 月のピークが緩やかになっており観測値より少ない。

3 種ともに 2090-99 年において 9、10 月のピークとなる流量が多くなっている。また、2010-19 年は観測流量に近い値をとっている。

Parana River

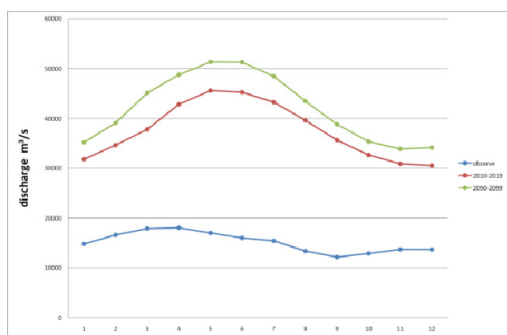


図 8.1 Paraná HadGEM1

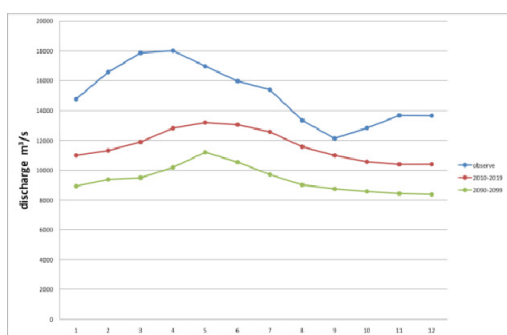


図 8.2 Paraná MIROC3.2medres

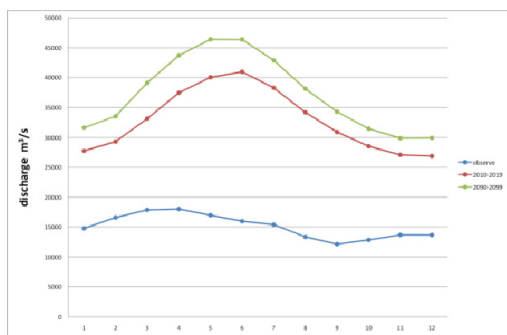


図 8.3 Paraná CCSM3

HadGEM1、CCSM3 では1年を通して観測流量より多くなっており、MIROC3.2medres では逆に1年を通して観測流量よりも小さい値をとっている。また、HadGEM1、CCSM3 では2090-99年の方が流量が大きくなるのに対し、MIROC3.2medres では逆に2090-99年の方が流量が小さくなっている。

本研究においては、3つの異なる GCM アウトプ

ットを用いて河川毎の近未来(2010-2019)と将来(2090-2099)における流量の月毎の平均値の比較を行った。その際、比較データとして過去 10-30 年の GRDC 観測データの月平均値を用いた。それぞれの GCM におけるアウトプットの傾向が大きく異なり、全体の傾向については述べにくいものの、目立ったのは世界における2大 GCM といわれる HadGEM1 (イギリス/ハドレーセンター) と CCSM3 (アメリカ/国立大気圏研究センター) の傾向が大きく異なることである。CCSM3 はソースコードを公開しており、日本においては地球シミュレータを用いて電力中央研究所と共同で温暖化計算を行なっている。一方ハドレーセンターのモデルは有名であるがソースは非公開で、詳細な物理過程などは不明な点が多い。いずれも IPCC レポートにおいてはそれぞれ最も信頼のおけると考えられるモデルである。しかしアマゾン川においては HadGEM1 においては現状流量とあまりかわらない結果がでたが、CCSM3 と MIROCの結果においては流量が現状値よりおおきく減少している。逆に Brahmaputra 川においてはハドレーでは減少しているが CCSM3 と MIROC3.2 では大きく増加している。これらのモデルの解像度は、IOD や ENSO を解析するには荒く、このようなモデルの傾向についての物理的解釈は困難である。しかしながらこれらの GCM 毎のアウトプットの違いの傾向をユーザーに提供し、その上で適切な結果の解釈を行なってゆく事が必要であろう。ただし Mekong 川流域や Mississippi 川流域のようにそれぞれの GCM アウトプットの傾向が近いものも存在する。

これらの結果を三つのモデルの平均値を用いて解釈するのは困難であり、これらの特徴が相殺されてしまう。従って、もしこれらの結果から一つのメッセージを出す必要があるとすれば、平均値とモデル毎の変動値およびその物理的解釈を適切に行なってゆく事が重要である。

Yuji Masutomi, Inui Yusuke, Kiyoshi Takahashi, and Yuzuru Matsuoka (2007) Development of highly accurate global polygonal drainage basin data. *Hydrological Processes*.

Yuji Masutomi, Inui Yusuke, Kiyoshi Takahashi, and Yuzuru Matsuoka(2007):Global Drainage Basin Database(GDBD) User's Manual.

Pfaffstetter,O.(1989):Classification of Hydrographic Basins: Coding Methology. Unpublished Manuscript, DNOS, August18, 1989, Rio de Janeiro; Translated by J.P.Verdin,U.S.Bureau of Reclamation, Brasilia, Brazil, September 5,1991.

Beven, K., et al. : Ch.18 TOPMODEL, Computer Models of Watershed Hydrology (Edited by Singh, V.P.), WRP, pp.627-668 (1995).

Wolock, D.M., McCabe Jr., G.J., 1995. Comparison of single and multiple flow directional algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL. *Water Resources Research*, 31(5): 1315-1324.

Mitchell T. D. and P. D. Jones. 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology* 25, 693-712.

Nash, J. E. and J.V.Sutcliffe(1970):River flow forecasting through conceptual models part 1 A discussion of principles, *Journal of Hydrology*,10(3),282-290.

IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. I. Johnson(eds.)]. Cambridge University Press, UK, 881pp.

Continental Runoff Analysis through the use of Global Drainage Basin Database

Yosuke YAMASHIKI*, Roberto V. DA SILVA **, Tetsuya SUZUKI***, Kenichiro TATSUMI* and Kaoru TAKARA*

*Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

**Department of Urban and Environmental Engineering, Kyoto University

***Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The goal of this study is to develop global-scale river basin model to forecast the river discharge under the climate change scenario of SRES A1B. In this study we select 11 large rivers, Amazon, Brahmaputra, Congo, Danube, Indus, Mekong, Mississippi, Orinoco, Parana, Niger, and Rhine considering the magnitude of average discharge and the importance for human activities for the region. For the continental-scale hydrological model, the TOPMODEL, converted into the open GIS system, is employed and linked with the Global Drainage Basin Database (GDBD) network developed by NIES and Kyoto University. Calibration has been carried out using the CRU precipitation dataset and GRDC observed discharge. The resulting Nash coefficient improved significantly by using GDBD river dataset in comparison with that of GRDC river drainage mapset. The monthly discharge set has been calculated for SRES A1B scenario using three GCM outputs (HadGEN, MIROC and CCSM) and compared with the current discharge obtained by GRDC. The outputs using three GCM datasets results differsignificantly. Even though the averaged discharge for all three normalized in such cases, the message from each GCM output should be transferred in appropriate manner to obtain better adaptation mean for those basins.

Keywords: GDBD, CRU, GCM, SRES, TOPMODEL