

GAME再解析データを用いた 1998年長江・松花江洪水の流出解析

RUNOFF ANALYSIS ON THE 1998 FLOOD IN CHINA USING THE GAME RE-ANALYSIS DATA

上米良 秀行¹・陸 旻皎²・早川 典生³

Hideyuki KAMIMERA, Minjiao LU and Norio HAYAKAWA

¹学生会員 工修 長岡技術科学大学 大学院工学研究科 (〒940-2188 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

²正会員 工博 長岡技術科学大学助教授 環境・建設系 (〒940-2188 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

³フェロー会員 Ph.D. 長岡技術科学大学教授 環境・建設系 (〒940-2188 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

The objective of this study is to investigate the applicability of re-analysis data in hydrological forecasting. In this study, flood runoff analysis of the historical 1998 floods occurred in Changjiang and Songhua Jiang river basins, China has been carried out by using the GAME re-analysis data (version 1.5). For these two continental river basins, distributed hydrological models with spatial resolution 0.5 by 0.5 degree are built by using our distributed modeling system. For each basin, calculated hydrographs are derived at three hydrological stations. They are compared with the observed ones. It is shown that the flood volume and timing of peak discharge are well represented. This shows that GAME re-analysis data is fully applicable. And this also implies the possibility to apply re-analysis data to hydrological forecasting of the continental scale river basins.

Key Words : distributed hydrological model, continental scale river basins, flood forecasting, re-analysis data, GAME

1. はじめに

1998年夏, 中国の長江・松花江では未曾有の大規模洪水が発生した. 同年11月, 洪水被害調査のため土木学会水理委員会(現水工学委員会)は長江, 松花江両流域に調査団を派遣した¹⁾²⁾. こうした洪水災害の予測可能性を考えた場合, なかでも長江・松花江のような大陸スケールの大規模河川流域を取り扱う場合, 気象予測モデル等による大気場の変動予測と, その結果を入力とする分布型水文モデルの併用が有効な手段の一つとして考えられる. このとき, 気象モデルによる大気場の時空間分布の予測精度の重要性もさることながら, 分布型水文モデルを用いて過去事例に対する流出解析を行い, 実測河川流量を用いてその再現性を検証することが非常に重要である.

本研究では, GCMなどの気象モデルとの連携を念頭にし, 緯度経度0.5度という比較的粗い空間解像度へと内挿処理を施したGAME再解析データ³⁾を入力データとして用い, 大陸スケールの河川流域である長江・松花江を対象として, 既存の分布型水文モデルによる流出解析を行い河川流量の再現性を検証するとともに, 大陸スケール流域における洪水予測への再解析データの利用可能性を検討することを研究目的とした. なお, 本研

究で対象とする流域のスケールとは異なるが, GAME再解析データその他の入力データを用いた同様の解析は, 中国淮河流域において既に成されている⁴⁾.

2. 対象流域の特徴

(1) 長江流域

図-1に示すように, 長江(Changjiang)は流域面積約181万km²の中国第一の大河である. 流域面積は国土面積の約19%を占め, 流域には中国総人口の約1/3が居住している. とりわけ, 区間にして宜昌からポーン湖の出口にあたる湖口までとされる中流域は, 広大な大平原が広がり, 世界有数の穀倉地帯が形成されている. ひとたび洪水が発生すれば, その被害の甚大さは想像を絶する規模である.

(2) 松花江流域

図-1に示すように, 松花江(Songhua Jiang)は中国北東部に位置し, 中国とロシアとの国境を流れる黒龍江(アムール川)に注ぐ支川である. 流域面積約55万km²の流域中央に広がる松嫩平原は, 河床勾配1/10000という極めて緩やかな地形であり, かつ, 河道は著しく蛇行している. 都市部を除いては河川整備が充分でないこともあり, 洪水が発生する度に, 流域に暮らす人,

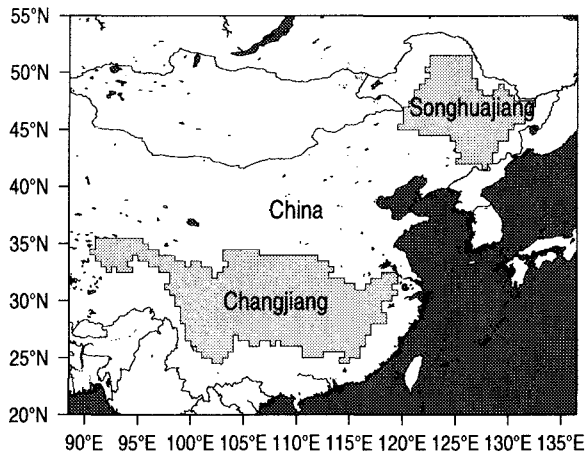


図-1 長江 (Changjiang) および松花江 (Songhuajiang) 流域の位置

社会、経済に甚大な被害をもたらしている。松花江における大規模な洪水は10年に1度以上という驚異的な頻度で発生していることから、本研究で取り扱うような課題が重要視されている。

3. 分布型水文モデル

本研究で用いた分布型水文モデルは、対象流域を格子状領域に分割し、おのおのの領域における流出量を評価するメッシュ水文モデルと、各領域間を結ぶ仮想河道群として構成される擬河道網を介して任意点での河川流量を評価する河道追跡モデルから構成されている。以下では、各モデルを概説する。

(1) メッシュ水文モデル

各領域での流出量の評価モデルには、中国での適用実績があり、かつ良好な結果を得ている新安江モデル⁵⁾⁶⁾を用いた。入力変数は降水量およびポテンシャル蒸発量、出力変数は実蒸発量および流出量、予報変数は貯水量である。新安江モデルでは各領域内での貯水容量の空間分布を考慮するために、次式で表される点貯水容量 W'_m の分布関数を用いている。

$$F(W'_m) = 1 - (1 - F_{imp}) \left[1 - \frac{W'_m}{W_{mm}} \right]^b \quad (1)$$

ここで、 b は点貯水容量の空間分布を決定するパラメータ、 F_{imp} は領域内に占める不透水域の面積率、 W_{mm} は領域での最大点貯水容量である。また、最大点貯水容量 W_{mm} は、領域平均の点貯水容量 W_m と次の関係にある。

$$W_{mm} = \frac{1+b}{1-F_{imp}} W_m \quad (2)$$

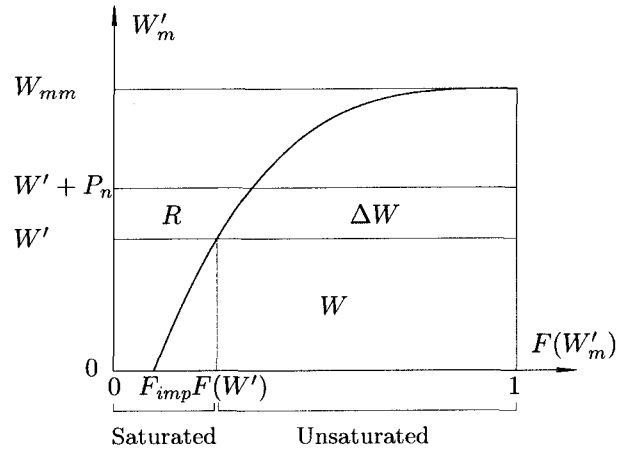


図-2 新安江モデルの概念。領域内における貯水容量の空間分布を示している。

図-2 に示すように、ある時刻における領域内の貯水量を W と考えれば、 W' 以下の貯水容量を持つ点では貯水量が飽和状態にある。

$$W' = W_{mm} \left[1 - (1 - W/W_{mm})^{1/(1+b)} \right] \quad (3)$$

このとき、 P_n の降水があれば、流出量 R は次式で与えられる。

$$R = \int_{W'}^{W'+P_n} F(W'_m) dW'_m = \begin{cases} P_n - W_m + W + W_m \left[1 - (W' + P_n)/W_{mm} \right]^{1+b} & W' + P_n < W_{mm} \\ P_n - W_m + W & W' + P_n \geq W_{mm} \end{cases} \quad (4)$$

なお、 $P_n = P - E_p$ であり、降水量 P に比べてポテンシャル蒸発量 E_p が大きい場合は流出は発生しない。

(2) 河道追跡モデル

河道追跡については、長江・松花江の中下流域において河床勾配が非常に小さく、河道流の拡散効果が大きいことを考慮し、開水路流れの St. Venant 式を拡散波近似する Muskingum-Cunge 法⁷⁾を適用した。

$$Q_{j+1}^{n+1} = C_1 Q_j^{n+1} + C_2 Q_j^n + C_3 Q_{j+1}^n, \quad (5)$$

ここで、添え字 j, n はそれぞれ空間インデックス、時間インデックスである。追跡係数 C_1, C_2, C_3 は次式で与えられる。

$$C_1 = \frac{-1 + C + D}{1 + C + D}, \quad (6)$$

$$C_2 = \frac{1 + C - D}{1 + C + D}, \quad (7)$$

$$C_3 = \frac{1 - C + D}{1 + C + D} \quad (8)$$

表-1 河川流量観測点

流域	観測点名	緯度経度	集水面積
長	宜 昌	111.18°E, 30.83°N	$98.5 \times 10^4 \text{ km}^2$
	沙 市	112.30°E, 30.29°N	$10.2 \times 10^5 \text{ km}^2$
江	漢 口	114.78°E, 30.43°N	$14.9 \times 10^5 \text{ km}^2$
松	富拉爾基	123.58°E, 47.17°N	$15.2 \times 10^4 \text{ km}^2$
花	大 賚	124.28°E, 45.53°N	$25.4 \times 10^4 \text{ km}^2$
江	哈爾濱	126.67°E, 45.78°N	$43.4 \times 10^4 \text{ km}^2$

ここで、 C は Courant 数、 D は cell Reynolds 数である⁸⁾。Courant 数は次式で与えられる。

$$C = c \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (9)$$

ここで、 c は洪水波の水理伝播速度である。また、cell Reynolds 数は次式で与えられる。

$$D = \frac{Q}{SBc\Delta x} \quad (10)$$

ここで、 Q は平均流量、 B は河道幅、 S は河床勾配である。平均流速は Manning の抵抗則に従うとし、河道断面を広幅矩形と考えた場合、洪水波の水理伝播速度は次式のように近似的に求まる。

$$c = \frac{5 S^{3/10} Q^{2/5}}{3 n^{3/5} B^{2/5}} \quad (11)$$

ここに、 n は Manning の粗度係数である。なお、ここでは平均流量 Q は 4 点平均収束法⁹⁾により求めた。

4. 使用データ

(1) 擬河道網

擬河道網データは、HYDRO1k をソースとし最適化された緯度経度 0.5 度サイズの河道流下方向データである DDM30¹⁰⁾ を用いた。これに対応する地形情報として緯度経度 30 秒サイズの GTOPO30 を用いて単位河道毎の河道長、河道幅、河床勾配等の河道情報を作成した。図-3 に DDM30 から抽出した長江 (Changjiang) および松花江 (Songhuajiang) 流域の擬河道網とともに、各流域における 3 つの流量観測点を示す。また、表-1 に長江・松花江流域における流量観測点の緯度経度および集水面積を示す。

(2) 入力データ

本研究では GAME 再解析データ³⁾ ver.1.5 を用いた。これは、1998 年 4 月から 10 月までの 7 か月間 (GAME IOP) での高層ゾンデ観測等の特別強化観測データを用いた 4 次元同化解析データで、6 時間毎のグリッドデータが利用可能である。特に降水場は他の再解析データよりも高精度とされる。緯度経度 1.25 度の全球物理量データに含まれる降水量、短波・長波放射量データ、緯度経度 0.5 度のアジア域解析値に含まれる気温、比湿、気圧、風速データをもとに、時空間内挿処理を施し、1 時間毎、緯度経度 0.5 度の入力データを作成した。

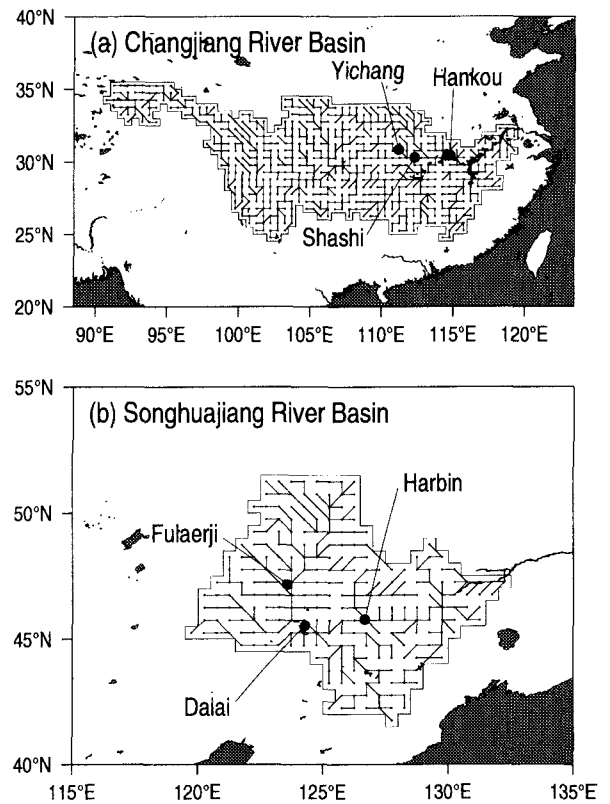


図-3 (a) 長江 (Changjiang) 流域の擬河道網。3 つの黒丸は上流からそれぞれ、宜昌 (Yichang)、沙市 (Shashi)、漢口 (Hankou) を示す。(b) 松花江 (Songhuajiang) 流域の擬河道網。3 つの黒丸は上流からそれぞれ、富拉爾基 (Fulaerji)、大賚 (Dalai)、哈爾濱 (Harbin) を示す。

新安江モデルの入力変数は降水量およびポテンシャル蒸発量であり、ポテンシャル蒸発量は気温、比湿、気圧、風速、短波・長波放射量データを用いて算定した (算定方法は後述する)。なお、メッシュ水文モデルとして用いる新安江モデルのコンセプト上、実蒸発量は新安江モデルによって評価されるべきことと、さもなくば、モデル内での地表面水収支が閉じないケースが生じることから、本研究では GAME 再解析データに含まれる実蒸発 (散) 量データは用いていない。

図-4 は、哈爾濱 (Harbin) における降水量、気温、風速について、時系列変化を GAME 再解析値と観測値とで比較したものである。解析値である気温、風速は観測時系列と良く一致するが、降水量については、観測値に比べて全体的に降雨ピークが小さめであり、時間分布もあまり一致しているとはいえない。

5. 流出解析方法

長江ならびに松花江における洪水流出解析は、GAME 再解析データがカバーする 1998 年 4 月から 10 月の 7 か月間について行った。計算時間間隔は $\Delta t = 3600 \text{ s}$

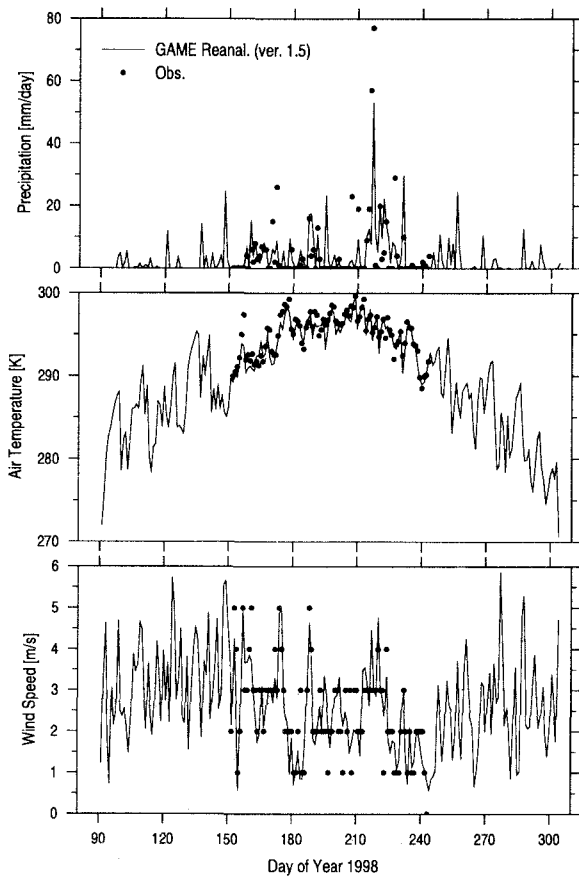


図-4 哈爾濱 (Harbin) における降水量, 気温, 風速の時系列変化。実線は GAME 再解析値, 黒丸は観測値を示す。

とした。以下, 計算に際して必要となるデータ作成について簡単にまとめる。

(1) モデルパラメータの設定

新安江モデルのパラメータは, 経験的な値として $W_m = 120 \text{ mm}$, $b = 0.3$, $F_{imp} = 0.02$ を用いたため, 計算に際して特別なパラメータチューニングは行っていない。

Muskingum-Cunge モデルのパラメータは, 河道長 L , 河床勾配 S , 河道幅 B , Manning の粗度係数 n である。 L , S については, 擬河道網データとこれに対応する標高データに基づき算定した。地点 (i, j) における $B_{i,j}$, $n_{i,j}$ はその地点での集水面積 $A_{i,j}$ に応じて, 次の関係式¹¹⁾に従い算定した。

$$B_{i,j} = B_0(A_{i,j}/A_0)^\alpha \quad (12)$$

$$n_{i,j} = n_0(A_{i,j}/A_0)^\beta \quad (13)$$

ここで, A_0 は基準点における集水面積である。 B_0 , n_0 は基準点における河道幅, Manning の粗度係数である。それぞれ, $B_0 = 2500 \text{ m}$, $n_0 = 0.03 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$ とした。このとき, $\alpha = 0.5$, $\beta = -0.314$ とした¹¹⁾。

(2) 初期値の作成

貯水量や河川流量等, モデルの初期状態量については, ISLSCP Initiative I CD-ROM¹²⁾ に収録されている緯度経度 1 度, 6 時間毎, 1987 年 1 月から 1988 年 12 月までの気温, 露点温度, 地表面気圧, 風速, 降水量, 地表面下向きの短波・長波放射量の各グリッドデータを用いて, 1987 年, 1988 年それぞれについて, 12 月 31 日 24Z におけるすべてのグリッド状態量が, 1 月 1 日 00Z の値に対して相対誤差 1% 以内になるまで繰り返し計算し, 両者の 4 月平均値をさらに平均し初期状態量とした。

(3) ポテンシャル蒸発量の算定

メッシュ水文モデルとして用いた新安江モデルが必要とするポテンシャル蒸発量は, 次の地表面熱収支式を収束計算することで算定した。

$$R_n = H + lE + G \quad (14)$$

ここで, R_n は正味放射量, H , lE , G はそれぞれ顕熱, 潜熱, 地中伝導熱フラックスである。正味放射量は,

$$R_n = (1 - A)S^\downarrow + L^\downarrow - \epsilon\sigma T_s^4 \quad (15)$$

ここで, $S^\downarrow$, $L^\downarrow$ は下向きの短波・長波放射量, ϵ は射出率, σ は Stefan-Boltzmann 定数, A はアルベド, T_s は地表面温度である。顕熱, 潜熱フラックスは, パルク式を用いて,

$$H = \rho c_p C_H |v| (T_s - T_a) \quad (16)$$

$$lE = l\rho\beta C_H |v| (q_s - q_a) \quad (17)$$

ここで, T_a は気温, q_s , q_a は地表面および大気の水蒸気, ρ は大気密度, l は蒸発潜熱, c_p は定圧比熱, β は蒸発効率, $|v|$ は風速強度, C_H バルク輸送係数である。このときバルク輸送係数 C_H は, Louis¹³⁾ の手法に基づいて設定した。ここで, 蒸発効率を $\beta = 1$ とし与えたときの E をポテンシャル蒸発量とした。

また, 地中伝導熱フラックスは便宜的に次式で近似した。

$$G = G_0 \cos(\omega t + \frac{\pi}{4}) \quad (18)$$

$$G_0 = \Delta T_s \omega^{1/2} (c_g \rho_g \lambda_g)^{1/2} \quad (19)$$

ここで, ΔT_s は地表面温度の日変化振幅, c_g は土壌比熱, ρ_g は土壌密度, λ_g は土壌熱伝導率であり, ここでは, $\omega = 2\pi/86400 \text{ s}^{-1}$, $c_g \rho_g \lambda_g = 2 \times 10^6 \text{ J s}^{-1} \text{ K}^{-2} \text{ m}^{-4}$ とした。

6. 結果および考察

図-5 に長江流域における計算結果を示す。上から順に宜昌 (Yichang), 沙市 (Shashi), 漢口 (Hankou) におけるハイドログラフである。また, 図-6 に松花江流域における計算結果を示す。上から順に富拉爾基 (Fulaerji),

表-2 各流量観測点におけるピーク流量およびNS係数. ピーク流量の上段は計算流量, 下段は観測流量, 括弧内はピーク生起時刻.

流域	観測点名	ピーク流量 [m ³ s ⁻¹]	NS 係数
長	宜昌 (Yichang)	50134 (98/08/11)	0.543
		61000 (98/08/16)	
	沙市 (Shashi)	52148 (98/08/12)	0.465
江	漢口 (Hankou)	53300 (98/08/17)	0.817
		74276 (98/08/21)	
松	富拉爾基 (Fulaerji)	72300 (98/08/20)	0.682
		11040 (98/08/14)	
花	大 賚 (Dalai)	7300 (98/08/14)	0.682
		11040 (98/08/14)	
江	哈爾濱 (Harbin)	10660 (98/08/19)	0.778
		14560 (98/08/18)	
		16285 (98/08/25)	0.520
		17400 (98/08/21)	

大賚 (Dalai), 哈爾濱 (Harbin) におけるハイドログラフである.

また, 実測ハイドログラフに対する計算ハイドログラフの一致度を定量的に表す統計学的指標として, Nash and Sutcliffe¹⁴⁾ の効率係数 (以降, NS 係数と呼ぶ) e を用いる. すなわち,

$$e = 1 - \Sigma(Q_o - Q_s)^2 / \Sigma(Q_o - \bar{Q}_o)^2 \quad (20)$$

ここで, Q_s は各時間ステップの計算流量, Q_o は実測流量, そして $\bar{Q}_o$ は実測流量の平均値である. NS 係数が 1 に近いほど計算結果は良好であることを意味する.

表-2 に各流量観測点におけるピーク流量とその生起時刻, および NS 係数を示す. いずれの結果についても洪水ピークの生起時刻は良く再現されている. また, 洪水ピーク時の流量はより下流の点で実測に近づくことが分かる. 長江流域についてはより下流の点でハイドログラフの再現性が良好であり, 集水面積が大きくなると河道追跡モデルによる積分効果が顕著になるという従来の結果⁴⁾には反しない. 松花江流域については最下流の哈爾濱 (Harbin) での再現性は 3 点で最も良くないが, これについては, 現実には大賚 (Dalai) から哈爾濱 (Harbin) にかけて洪水時に発生した大規模な河川氾濫の影響がモデルでは考慮されていないことが一因であると考えられる.

7. 結論

本研究では, GAME 再解析データを入力データとして用い, 中国長江・松花江流域を対象に緯度経度 0.5 度の空間解像度での分布型水文モデルによる流出解析を行った. 各流域ともにそれぞれ 3 つの流量観測点において, 計算ハイドログラフと実測ハイドログラフを比較したところ, いずれの結果についても洪水ピークの生起時刻は良く再現された. また, 洪水ピーク時の流

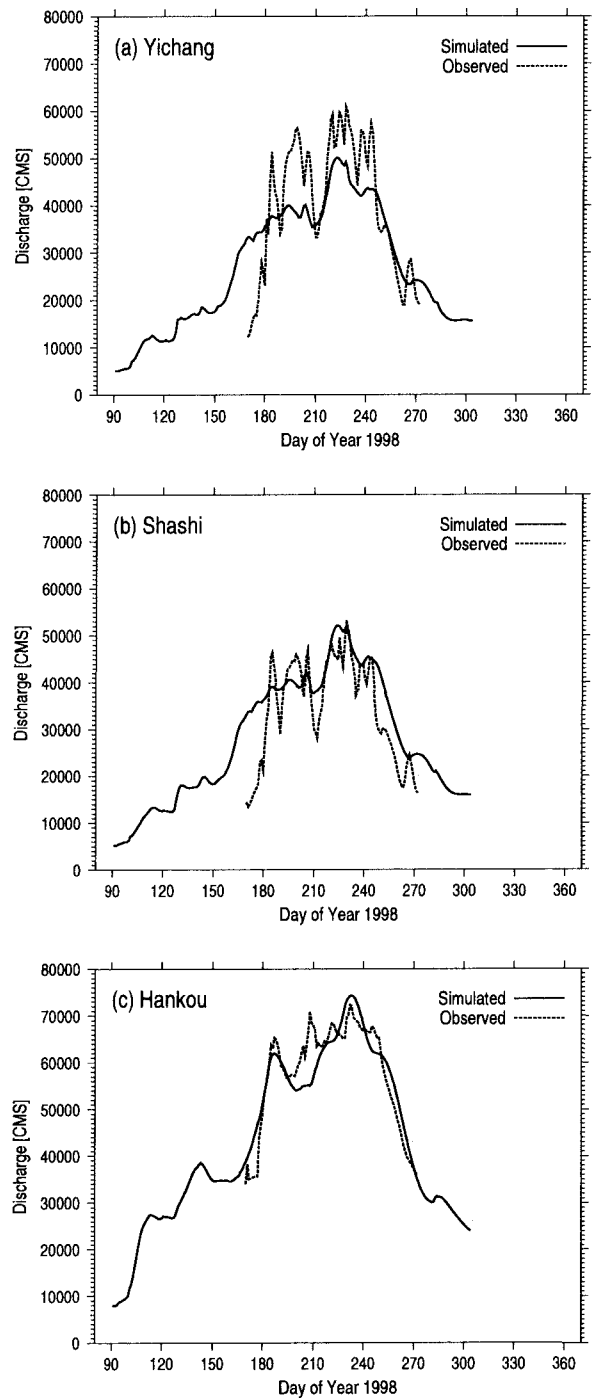


図-5 長江流域での計算結果. (a) 宜昌 (Yichang), (b) 沙市 (Shashi), (c) 漢口 (Hankou), 各点におけるハイドログラフ. 実線は計算値, 鎖線は観測値を示す.

量はより下流の点で実測に合うことが示された.

洪水予測の観点からは, 洪水ピークがどのようなタイミングで出現し, そのときの流量はどの程度であるかを知ることが重要である. この意味においては, 本研究の結果は, 大陸スケール流域における洪水予測への再解析データ利用可能性に肯定的な示唆を与えるものと考えられる.

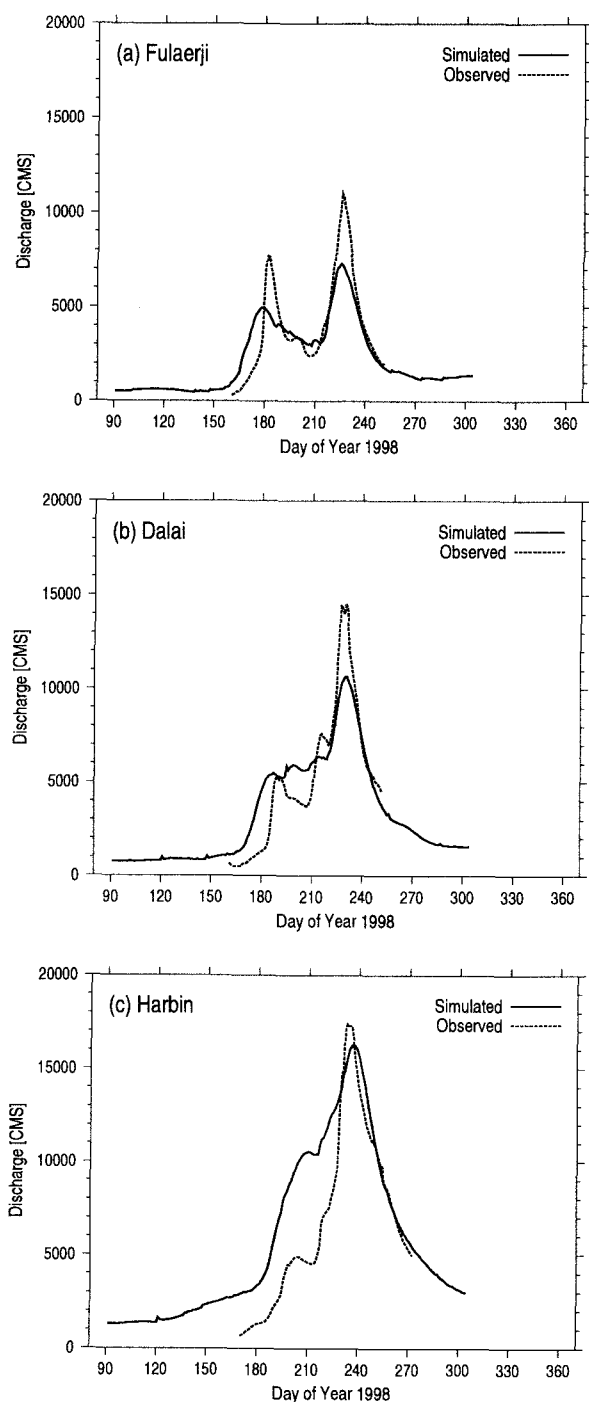


図-6 松花江流域での計算結果。(a) 富拉爾基 (Fulaerji), (b) 大賚 (Dalai), (c) 哈爾濱 (Harbin), 各点におけるハイドログラフ。実線は計算値, 鎖線は観測値を示す。

謝辞: GAME 再解析データの利用に際しては, 気象庁 気象研究所の山崎信雄博士に便宜を図っていただいた。また, データの取得には, 東京大学生産技術研究所の FTP サーバを利用した。本研究で用いた DDM30 データは, Kassel 大学環境システム研究センターの Petra Döll 博士より提供を受けた。検証に用いた河川流量実測データは, 松花江流域の富拉爾基, 大賚については,

中国黒龍江省水文水資源勘测局より, 松花江流域の哈爾濱, 長江流域の宜昌, 沙市, 漢口のデータは, 千葉大学環境リモートセンシング研究センターの近藤昭彦助教授を通じて, 中国水利部の李紀人博士より提供を受けた。本論文をまとめるにあたり, 熊倉俊郎先生ならびに 3 名の査読者から貴重な御意見をいただいた。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 中川 一・玉井 信行・沖 大幹・吉村 佐・中山 修: 1998 年中国長江の洪水災害について. 京都大学防災研究所年報, **42**(B-2), 273-290, 1999.
- 2) 早川 典生・富所 五郎・宇治橋 康行・高村 誠・武田 臣弘・坂上 三雄・王 本徳・趙 偉民・段 立忠: 中国松花江における 1998 年洪水調査報告. 長岡技術科学大学研究報告, **21**, 173-182, 1999.
- 3) 山崎 信雄・釜堀 弘隆・谷田貝 亜紀代・高橋 清利・植田 宏昭・青梨 和正・隈 健一・竹内 義明・多田 英夫・福富 慶樹・五十嵐 弘道・藤波 初木・梶川 義幸: GAME 再解析データの公開. 天気, **47**(9), 659-663, 2000.
- 4) Shrestha, R., Y. Tachikawa and K. Takara: Effects of forcing data resolution in river discharge simulation. *Annual J. Hydraulic Eng., JSCE*, **46**, 139-144, 2002.
- 5) Zhao, R.-J., Y.-L. Zuang, L.-R. Fang, X.-R. Liu and Q.-S. Zhang: The Xinanjiang model. *Hydrological Forecasting, Proceedings of the Oxford Symposium*, IAHS Publ. **129**, 351-356, 1980.
- 6) Zhao, R.-J.: The Xinanjiang model applied in China. *J. Hydrol.*, **135**, 371-381, 1992.
- 7) Cunge, J. A.: On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method). *J. Hydraulic Res.*, **7**, 205-230, 1969.
- 8) Ponce, V. M.: Engineering Hydrology. Prentice-Hall, 1989.
- 9) Ponce, V. M. and P. V. Chaganti: Variable-parameter Muskingum-Cunge method revisited. *J. Hydrol.*, **162**, 433-439, 1994.
- 10) Döll, P. and B. Lehner: Validation of a new global 30-min drainage direction map. *J. Hydrol.*, **258**, 214-231, 2002.
- 11) 陸 旻皎・小池 俊雄・早川 典生・益倉 克成: 分布型流出モデルのための河道特性の評価. 水工学論文集, **35**, 161-166, 1991.
- 12) Meeson, B. W., F. E. Corprew, J. M. P. McManus, D. M. Myers, J. W. Closs, K.-J. Sun, D. J. Sunday and P. J. Sellers: ISLSCP Initiative I — Global Data Sets for Land-Atmosphere Models, 1987-1988. Volumes 1-5, Published on CD-ROM by NASA, 1995.
- 13) Louis, J.-F.: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound. Layer Meteor.*, **17**, 187-202, 1979.
- 14) Nash, J. E. and J. V. Sutcliffe: River flow forecasting through conceptual models. Part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.*, **10**, 282-290, 1970.

(2003 年 9 月 30 日 受付)