

地域水文特性を考慮した陸域地表面の水・熱収支に関する研究

地球環境研究室 上米良秀行

指導教官 早川 典生

陸 旻叡

熊倉 俊郎

1 背景と目的

我々の社会的・経済的活動の基盤にある水資源の変動機構の解明とその将来予測は、社会的重要性の高い課題の一つであり、陸域水循環の全球的な挙動の定量的理解が求められている。大気-陸面間のエネルギー・水循環過程は、大気場と陸面とが相互作用する複雑系であり、観測による広域的かつ定量的な解析が困難である。この問題に対するアプローチとして、大気陸面結合モデルを用いた数値実験が有効な手段として挙げられる。

陸面モデルはバケツモデル (Manabe, 1969) のようなシンプルなものから、BATS (Dickinson *et al.*, 1993) や SiB (Sellers *et al.*, 1986) といった植生過程や土壌過程を陽に取り扱った高度なモデルまで数多くある。これら陸面モデルの相互比較、全球レベルの検証と土壌水分量の時空間分布推定を目的として、GEWEX (全球エネルギー・水循環研究計画) / ISLSCP (衛星による地表面気候値推定の国際研究計画) では GSWP (全球土壌水分プロジェクト) が計画・運営された (Dirmeyer *et al.*, 1999)。GSWPでは共通のモデル強制力のもと、各陸面モデルによる数値実験が行われた。図1は GSWP 参加機関の各モデルによる算定結果から、全球陸面平均の年蒸発散量・年流出量を示している。年蒸発散量・年流出量の RSD (相対標準偏差=標準偏差/平均値) はそれぞれ 0.09, 0.17 であり、共通の外力を与えたにも関わらず、GSWP 各モデル間で算定結果が大きく異なることが分かる。故に、全球・大陸スケールでの陸面モデル検証が不十分であることが指摘されている (Oki *et al.*, 1999)。

陸面モデル検証を考えた場合、実質的には、河川流量として間接的に観測値が得られる流出量が唯一の検証データであるといえる。また、年水収支では流出量 $R \approx$ 降水量 $P -$ 蒸発散量 E となるため、 P が適切であれば R の検証は E の検証を兼ねる。よって、モデル検証データとして観測河川流量に着目し、モデル算定流出量を正しく見積ること、より現実的な地表面水収支を評価することを研究目的とした。

流出量を正しく見積るという観点から、大気陸面結合モデル陸面水文過程スキームに、流域流出モデルとして実績のある新安江モデル (Zhao, 1992) を適用した。本モデルは、本来、流域一様のモデルパラメータを長期の観測流量情報に基づいて同定し適用されるため、流量情報の入手が困難な地域では適用不可能である。そこで本研究では、対象流域を格子状に分割し、地域の

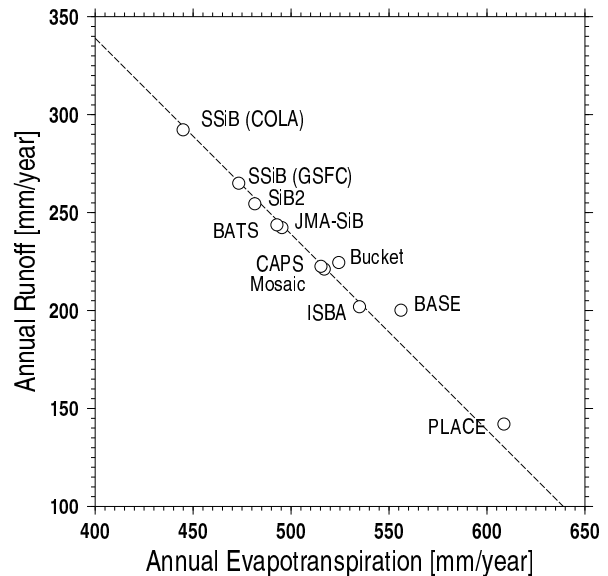


図1 GSWP 各モデル算定の年蒸発散量・年流出量 1987年, 1988年2年平均の全球陸面平均値。年蒸発散量の平均値・標準偏差はそれぞれ 514 mm/year, 44 mm/year, 年流出量の平均値・標準偏差はそれぞれ 229 mm/year, 40 mm/year である。鎖線は年降水量 $P = E + R = 740$ mm/year を満たす水収支線である。

気候, 植生, 土壌等の水文特性を考慮することで、観測流量情報に拠ることなく新安江モデルのパラメータ空間分布を推定した。

2 使用データ

2.1 数値実験で用いる外部強制力データ

本研究では、大気数値モデルと切り離れた大気-陸面間の相互作用のない数値実験を行うため、GSWPでも用いられた ISLSCP Initiative I CD-ROM (Meeson *et al.*, 1995) に収録されたデータセットを外部強制力として用いる。これらは全球1度の水平解像度を持つグリッドデータで、収録期間は1987年, 1988年の2年間である。気温, 露点温度, 風速, 地表面気圧は、ECMWF (ヨーロッパ中期予報センター) の4DDA (4次元データ同化) 解析で得られた6時間毎の値が収録されている。地表面の下向き短波および長波放射量については、NASA/LaRC (アメリカ航空宇宙局ラングレー研究センター) による月平均値に対して、ECMWFの4DDAで得られた6時間毎の解析値による重み付けを行うことで、6時間毎のデータが作成されている。降水量は、地

上雨量計観測値を基に GPCP (全球降水気候計画) が作成した月降水量データと一致するように、NCEP (アメリカ環境予測センター) の再解析で得られた 6 時間毎の値を比例調整し作成されている (Mitchell and Lin, 1994)。年スケールの変動周期を持つ地表面のアルベドおよび粗度については、24 か月分の月平均値が収録されている (Sellers *et al.*, 1996a, b)。なお、冬季から春季にかけての積雪の影響は含まれていない。実際に数値実験で用いる際には、計算時間ステップに応じた線形補間を行った。

2.2 新安江モデルのパラメータ推定に用いるデータ

葉面積指数 単位面積あたりに存在する植生葉面の総面積を葉面積指数 (LAI) という。ISLSCP CD-ROM に収録されている 24 か月分の月平均値を平均化しグリッドデータを作成した。

植生被覆率 植生被覆率 F_{veg} は葉面積指数 LAI と次の関係を持つ (Eagleson, 1982)。

$$F_{veg} = 1 - \exp(-\mu LAI) \quad (1)$$

ここで、 μ は低減係数であり、森林で $\mu = 0.6$ 、低木・草地で $\mu = 0.5$ であるとされる (Smith *et al.*, 1993; Roujean *et al.*, 1997)。この関係式に基づき、先の葉面積指数データを基に水平解像度 1 度のグリッドデータを作成した。

植生根系の最大深さ GSWP や PILPS (陸面過程パラメタリゼーションスキームの相互比較計画) (Pitman *et al.*, 1999) では、森林、草地、水体という 3 タイプに植生区分を単純化して、それぞれに対して根系の最大深さを設定している。本研究においてもこれに準じ、水平解像度 1 度のグリッドデータを作成した。植生被覆分類は GSWP と同様の ISLSCP CD-ROM に収録のものを用いた。

有効容水量 土壌水分は地域の水・熱収支気候の形成にとって重要な要素である。土壌間隙のすべてが水で満たされたときの水分量を飽和体積含水率 θ_s という。十分な降水があったとき、土壌水分は θ_s に近くなるが、すぐに重力の作用により排水され、圃場容水量 θ_f の状態となる。土壌の乾燥が進み、植物が吸水できずに枯死するような水分状態をしおれ点水分量 θ_w という。単位体積土壌に占める植物が利用可能な $\theta_f - \theta_w$ に相当する水分容量を有効容水量 (AWC) という。 θ_f , θ_w については、Global Gridded Surfaces of Selected Soil Characteristics (Global Soil Data Task, 2000) の、水平 5 分グリッドのものをリサンプリングして、水平 1 度のグリッドデータを作成した。

気候湿潤度 気候湿潤度 WI は、次式で定義される。

$$WI = P/E_p \quad (2)$$

すなわち、年降水量 P と年ポテンシャル蒸発量 E_p との比である。この WI を用いることで、地域の気候は水・熱収支的観点から表 1 のように区分することができる。近藤・徐 (1997) の手法に基づき、ISLSCP CD-ROM に収録された 6 時間毎の気温、露点温度、風速、短波・長波放射量を用いて、1987 年、1988 年 2 年平均の年ポテンシャル蒸発量 E_p を、そして年降水量 P を

表 1 気候湿潤度 WI による気候区分

$WI \leq 0.1$	乾燥域
$0.1 < WI \leq 0.3$	半乾燥域
$0.3 < WI \leq 1.0$	亜湿潤域
$1.0 < WI$	湿潤域

表 2 新安江モデルの入出力および予報変数

入力変数	正味降水量 (P_n) ポテンシャル蒸発量 (E_p)
出力変数	蒸発散量 (E) 流出量 (R)
予報変数	土壌水分量 ($W_u \cdot W_l \cdot W_d$)

算定し、 WI の水平 1 度のグリッドデータを作成した。気候値として用いるには集計期間がいささか短期すぎるが、1987 年、1988 年の 2 年間に限定した指標として用いる分には、有効であると考えられる。

2.3 観測河川流量データ

本研究では、USACE/MVD (アメリカ陸軍工兵隊 Mississippi 流域部門) が管理する Mississippi 川 Memphis 観測点の 1987 年、1988 年 2 年分の日流量データを検証用データとして用いる。故に、実験領域は Mississippi 川 Memphis 上流域とした。

3 新安江モデル

新安江モデルでは地表面水収支過程のみを取り扱っており、入力変数・出力変数・予報変数は表 2 に示す通りである。ただし、正味降水量 $P_n =$ 降水量 $P +$ 融雪量 M である。また、表 3 には新安江モデルのパラメータを示す。モデルの特徴として、上層・下層・深層から成る多層モデルであること、サブグリッドスケールの現象を考慮していることが挙げられる。

新安江モデルでは、水平方向に離散化された各グリッド内の土壌水分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。

$$F(W'_m) = 1 - (1 - F_{imp}) \left[1 - \frac{W'_m}{W_{mm}} \right]^b \quad (3)$$

ここで、 b は点貯水容量の空間分布を支配するパラメータ、 F_{imp} はグリッド内不透水域面積率、 W_{mm} は最大点貯水容量である。また、最大点貯水容量 W_{mm} は、グリッド内平均点貯水容量 W_m と次の関係にある。

$$W_{mm} = \frac{1 + b}{1 - F_{imp}} W_m \quad (4)$$

図 1 に示すように、ある時刻のグリッド内の土壌水分量を W と考えれば、 W' 以下の貯水容量を持つ点で

は土壤水分が飽和状態にある。

$$W' = W_{mm} \left[1 - (1 - W/W_m)^{\frac{1}{1+b}} \right] \quad (5)$$

このとき、 P_n の降水があれば、流出量 R は、

$$R = \int_{W'}^{W'+P_n} F(W'_m) dW'_m$$

$$= \begin{cases} P_n - W_m + W + W_m \left[1 - (W' + P_n)/W_{mm} \right]^{1+b} & W' + P_n < W_{mm} \\ P_n - W_m + W & W' + P_n \geq W_{mm} \end{cases} \quad (6)$$

となり、

$$\Delta W = P_n - R \quad (7)$$

が新たに土壤水分として補給される。

新安江モデルでは、(6)式で見積った流出量を、表面流出、中間流出、地下水流出の流出3成分に分離させることで、中間水・地下水涵養の効果を考慮している。流出3成分の分離は、不透水域を除く流出発生域 F_R 内において考慮される。

$$F_R = F(W' + P_n) - F_{imp} \quad (8)$$

そこで、次のような重力水点貯水容量 S_m の分布関数 $F'(S'_m)$ を用いる。

$$F'(S'_m) = \left[1 - (1 - S'_m/S_{mm})^{b'} \right] F_R \quad (9)$$

ここで、 b' は流出発生域における点貯水容量の分布パラメータである。重力水最大点貯水容量 S_{mm} は、 F_R 領域内平均点貯水容量 S_m と次の関係にある。

$$S_{mm} = (1 + b') S_m \quad (10)$$

また、 S' 以下の貯水容量を持つ点では重力水が飽和状態にある。

$$S' = S_{mm} \left[1 - (1 - S/S_m)^{\frac{1}{1+b'}} \right] \quad (11)$$

このとき、 P_n の降水があれば、表面流出量 R_s は、

$$R_s = P_n F_{imp} + R'_s \quad (12)$$

$$R'_s = \int_{S'}^{S'+P_n} F'(S'_m) dS'_m$$

$$= \begin{cases} \left[P_n - S_m + S + S_m \left[1 - (S' + P_n)/S_{mm} \right]^{1+b'} \right] F_R & S' + P_n < S_{mm} \\ \left[P_n - S_m + S \right] F_R & S' + P_n \geq S_{mm} \end{cases} \quad (13)$$

となる。また、中間流出量 R_i および地下水流出量 R_g は次式で評価される。

$$R_i = S K_i F_R \quad (14)$$

$$R_g = S K_g F_R \quad (15)$$

ここで、 K_i 、 K_g はそれぞれ、中間流出、地下水流出各

表 3 新安江モデルのパラメータ

蒸発散に寄与するパラメータ	
W_{um}	= 上層土壤水分貯水容量 [kg/m ²]
W_{lm}	= 下層土壤水分貯水容量 [kg/m ²]
c	= 深層土壤水分の蒸発効率 [-]
流出に寄与するパラメータ	
W_m	= 全層土壤水分貯水容量 [kg/m ²]
(W_{dm}	= 深層土壤水分貯水容量 [kg/m ²])
b	= W_m 空間分布パラメータ [-]
F_{imp}	= 不透水域面積率 [m ² /m ²]
流出3成分の分離	
S_m	= 自由水貯水容量 [kg/m ²]
b'	= S_m 空間分布パラメータ [-]
K_i	= 中間流出分離パラメータ [-]
K_g	= 地下水流出分離パラメータ [-]
流出集中過程の考慮	
C_i	= 中間流出線形貯水池パラメータ [-]
C_g	= 地下水流出線形貯水池パラメータ [-]

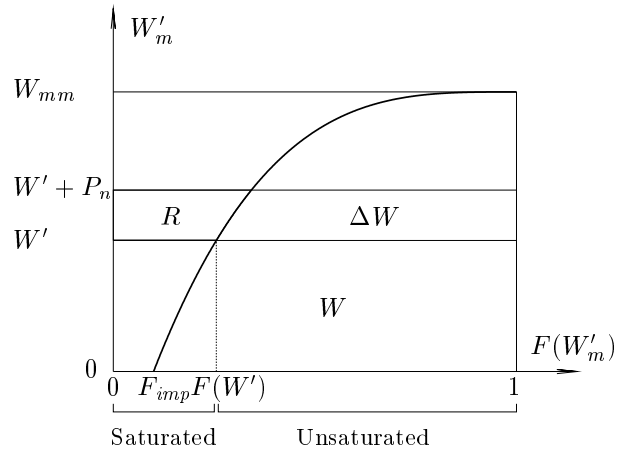


図 2 土壤水分点貯水容量のグリッド内空間分布

成分の分離パラメータである。さらに、グリッド内の流出集中過程を考慮するために、線形貯水池理論を適用する。すなわち、

$$R'_i(t) = C_i R'_i(t - \Delta t) + (1 - C_i) R_i(t) \quad (16)$$

$$R'_g(t) = C_g R'_g(t - \Delta t) + (1 - C_g) R_g(t) \quad (17)$$

ここで、 C_i 、 C_g はそれぞれ、中間流出、地下水流出各成分の線形貯水池パラメータである。以上のように、流出3成分に分離し、中間水・地下水涵養の影響を考慮することにより、各グリッドの流出量 R は最終的に次のように評価される。

$$R = R_s + R'_i + R'_g \quad (18)$$

また、貯水層を上層、下層、深層の3層に分割し、降

雨・融雪による土壌水分の補給量と、蒸発散による土壌水分の消費量を評価する。上層、下層、深層の貯水容量をそれぞれ、 W_{um} , W_{lm} , W_{dm} とし、各層に保持される土壌水分量をそれぞれ、 W_u , W_l , W_d と記述する。

(7) 式の降雨・融雪による水分補給は上層から下層、深層へと順次貯水容量を満たしていく。また、蒸発散による土壌水分の消費量は次の3層モデルで評価される。上層、下層、深層からの蒸発散評価量 E_u , E_l , E_d は

$$E_u = \begin{cases} E_p & E_p < W_u \\ W_u & E_p \geq W_u \end{cases} \quad (19)$$

$$E_l = \begin{cases} \max(W_l/W_{lm}, c)(E_p - E_u) & E_p > W_u \\ 0 & E_p \leq W_u \end{cases} \quad (20)$$

$$E_d = \begin{cases} c(E_p - E_u - E_l) & E_p > E_u + E_l \\ 0 & E_p \leq E_u + E_l \end{cases} \quad (21)$$

となる。ここで、 c は深層からの蒸発効率である。時間ステップ毎のポテンシャル蒸発量 E_p に応じて、上層から下層、深層へと順次蒸発能力を消費しながら、蒸発散していく。

4 新安江モデルパラメータの空間分布推定

表3に示す新安江モデルの12のパラメータを整理すると、蒸発散・流出・土壌水分の絶対量に直接影響するのは、 W_{um} , W_{lm} , W_m および b である。従って、本研究ではこの4つのパラメータに絞って議論を進める。

地上に降ってきた雨は、まず植生葉面によって遮断され、残りが土壌面へ到達し、そして土壌中へと浸透する。植生葉面上や土壌表層近傍では、絶えず大気場との水交換が行われるため水分量の時間変動が激しい。新安江モデルにおける W_{um} もまた、時間変動の激しい表層水分の貯水場としての役割を担っていると考えられる。すなわち、 W_{um} について次の推定式が考えられる。

$$W_{um} = 0.2LAI + D_s(\theta_f - \theta_w) \quad (22)$$

ここで、右辺第1項は植生葉面貯水容量であり、葉面積指数 LAI に対して線形な値をとる (Sellers *et al.*, 1986)。なお、 LAI は本来季節変化する物理量であるが、本研究では、 W_{um} 自体を季節変化させないために、1987年、1988年2年平均値を用いることとした。右辺第2項では、土壌表層の深さ D_s に $\theta_f - \theta_w$ を掛けることで、土壌の物理的深さから貯水容量へと換算している。大気場との水交換が顕著な、この土壌表層の深さ D_s は、経験的に50 mm程度であるとされるため (Eagleson, 1982)、本来 D_s は地域毎に異なり空間的な分布を持つと考えられるが、正確に与えることは困難であるため、本研究では一様に $D_s = 50$ mmを用いた。

W_{lm} は、植生根系の吸水に伴う蒸散作用により、水

分量の時間変動がもたらされる貯水層としての役割を担うと考えられる。すなわち、 W_{lm} について次の推定式が考えられる。

$$W_{lm} = \begin{cases} (D_r - D_s)(\theta_f - \theta_w) & D_r > D_s \\ 0 & D_r \leq D_s \end{cases} \quad (23)$$

ここで、 D_r はグリッド平均の植生根系の深さである。一般に、植生根系の密度は空間的に一様ではなく、深さ方向につれて粗となる鉛直プロファイルを持つとされている。そこで本研究では、根系密度は植生被覆率に依存して深さ方向に線形に減少すると仮定した。この仮定により、グリッド平均の植生根系の深さ D_r を次のように定義した。

$$D_r = \frac{1}{2}F_{veg}D_{r,max} \quad (24)$$

ここで、 F_{veg} は植生被覆率、 $D_{r,max}$ は、植生根系の最

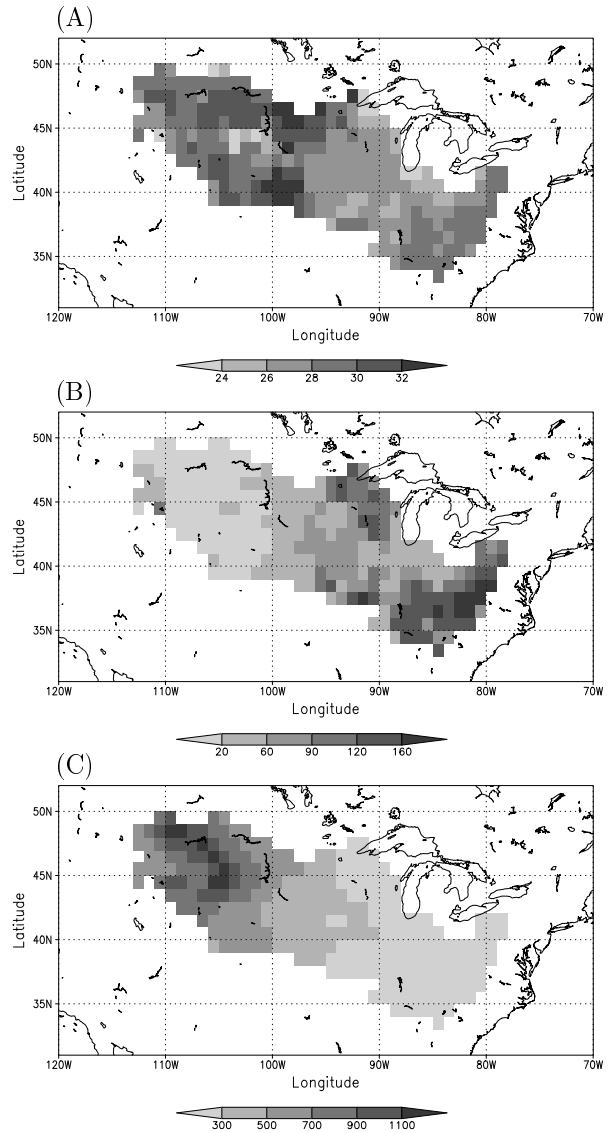


図3 各貯水容量のMississippi川Memphis上流域分布 (A) 上層水分容量 W_{um} , (B) 下層水分容量 W_{lm} , (C) 全層水分容量 W_m の推定空間分布。単位はいずれも mm である。

大深さである。

W_m は既往の研究から、地域の気候湿潤度 WI に依存して、次のような関係を持つことが確認されている(夏, 1994)。

$$W_m = \alpha / WI \quad (25)$$

ここで、 α は各気候帯に固有な値を持つと考えられるパラメータで、中緯度湿潤域では $\alpha = 160 \text{ mm}$ とされており、本研究の実験領域である Mississippi 川 Memphis 上流域については、 $\alpha = 160 \text{ mm}$ を直接用いても差し支えないと考えられる。ただし、この関係式は W_m の分布パラメータ $b = 0.3$ を流域一様に与えるという条件のもとで考案されたため、 b の効果が陰に含まれている。 W_m と b とは独立ではなく、また、 b は地形や地下水面の分布特性と関係することが予想されるが、 W_{um} 、 W_{lm} のように容易に定式化することができないため、地域的水文特性と関連づけて b のみを独立に推定することは困難である。このような理由から、現在のところは一様に $b = 0.3$ を適用し、 W_m の推定には (25) 式を用いた。

W_{um} 、 W_{lm} についてはある程度物理的根拠に基づいた推定を行っているが、 W_m に関しては既往の研究で得られた経験式を直接用いている。明らかに、両者の推定手法に一貫性がないため、例えば熱帯・亜熱帯域では、 $W_{um} + W_{lm} > W_m$ となるケースも想定され不整合が生じる。また、雨季・乾季が明確か否か、雨季は何か月程度続くのかなど、降水特性が異なる地域に対しては、本研究のパラメータ推定手法は適用できない可能性がある。現状では、Mississippi 川流域あるいは中緯度湿潤域のみ適用可能であると考えられる。従って、計算対

表 4 数値実験条件

積分時間	1987年 20 サイクル (予備実験) 1987年, 1988年の 2年間 (本実験)
時間ステップ	3 時間
水平解像度	緯度経度 1度グリッド
実験領域	Mississippi 川 Memphis 上流域

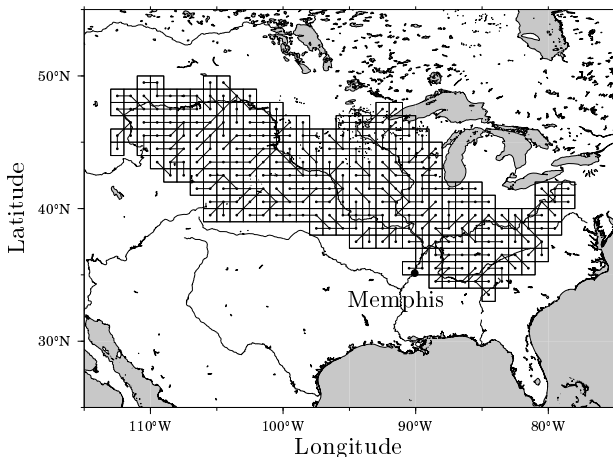


図 4 数値実験領域

象とした Mississippi 川流域における W_{um} 、 W_{lm} 、 W_m の空間分布を図 3(A) から (C) に示す。

5 数値実験方法

新安江モデルでは地表面水収支過程のみを取り扱うため、大気-陸面間の水・熱交換過程を統合的に記述するためには、別途、熱収支過程、積雪・融雪過程等を評価するスキームが必要となる。そこで本研究では、東京大学気候システム研究センター (CCSR) および国立環境研究所 (NIES) 共同開発の大気大循環モデル CCSR/NIES AGCM (Numaguti *et al.*, 1995) version 5.6 の地表面過程ルーチンに新安江モデルを組み込んだ陸面過程モデルを構築し、大気側と切り離れたオフラインでの数値実験を行う。その際、実験条件は表 4 のように定めた。実際の計算は、1987年 1年間について 20 サイクルの予備実験を行った後、得られた土壌水分量や積雪量を初期値として 1987年, 1988年の 2年間について時間積分を行い、その出力を解析した。観測河川流量による検証に際しては、数値実験で得られたグリッド流出量を擬河道網 (本田, 1999) を通じて、Muskingum-Cunge 法を基礎とする MMMC (Multi-step, Multi-reach Muskingum-Cunge) スキーム (陸ら, 1999) を適用し河道追跡計算することで河川流量を得た。

6 実験結果および考察

観測流量時系列に対するモデル算定流量時系列の統計学的な有意性の判定指標として、Nash and Sutcliffe (1970) の効率係数 (以下、N-S score と呼ぶ) e を用いる。すなわち、

$$e = 1 - \Sigma(Q_o - Q_s)^2 / \Sigma(Q_o - \bar{Q}_o)^2 \quad (26)$$

ここで、 Q_s は各時間ステップのモデル算定流量、 Q_o は観測流量、そして \bar{Q}_o は観測流量の平均値である。N-S score の値は $-\infty$ から 1 の範囲にあり、 $e = 1$ でパーフェクト、 $e \geq 0.8$ を満足すればシミュレーション結果は良好であるとされる。

数値実験では、従来通りパラメータを流域一様に与えた実験 (XAJ1)、および、本研究の推定手法によりパラメータを分布させた実験 (XAJ2) を併せて行った。表 5 は、Mississippi 川 Memphis 上流域平均の年水収支を示している。表中括弧内の値が N-S score である。観測流量に対する算定流量の相対誤差は、XAJ1 で 9%、XAJ2 で 7% であり、総量的にはほぼ同程度の算定精

表 5 Mississippi 川 Memphis 上流域の年水収支

	XAJ1	XAJ2	Obs.
降水量	606	606	—
蒸発散量	494	490	—
流出量 (河川流量)	114 (0.669)	118 (0.808)	127
土壌水分変化率	-2	-2	—

単位: mm/year

度が得られた。図5は、Mississippi川 Memphisにおける河川流量の経時変化を示している。これによると、時系列的には XAJ1よりも XAJ2の結果が良好であることが分かる。特に夏季から秋季にかけて観測流量時系列を非常に良く再現している。N-S scoreで比較しても XAJ1の $e = 0.669$ に対して XAJ2は $e = 0.808$ と、良い成績を見せている。1987年、1988年2年平均では、流域年降水量 606 mm/year に対して年間流量観測値 127 mm/year であることから、現実的な流域年蒸発散量 ≈ 479 mm/year と見積れば、XAJ1, XAJ2 実験による流域年蒸発散量 494 mm/year および 490 mm/year という算定結果はそれぞれ誤差 3% および 2% の再現精度であると考えられる。

7 まとめ

実験領域とした Mississippi川 Memphis 上流域について、本研究で明らかとなったのは以下の通りである。

- 本来、新安江モデルは長期の観測河川流量に基づいて流域一様のモデルパラメータを同定し適用されるため、流量情報の入手が困難あるいは不可能な地域においては、本モデルの適用は事実上不可能であった。こうした現状を踏まえ、本研究では流域を格子状に分割し、地域の水文特性を考慮す

ることで、観測流量情報に依存しないモデルパラメータ推定手法を提案し、良好な結果を得た。今後、他流域・他気候帯での検証作業を重ねて、パラメータ推定手法の普遍性を検証する必要がある。また、流域平均的には良好な結果が得られたが、対象流域の空間スケールが大きい場合、グリッドスケールでも現実的な評価が成されているか否かは明らかでない。より小規模スケールでの検証も併せて必要である。

- 観測流量による検証の結果、夏季から秋季にかけての暖候期では、モデル算定流量は観測流量時系列を非常に良く再現されたが、冬季から春季にかけての積雪・融雪期に、観測流量に対してモデルの算定流量は過小評価となった。過小評価を生ずる理由として、外力として与えた降水量が陰に含む誤差の影響と、モデル算定蒸発散量の過大評価の影響が考えられる。

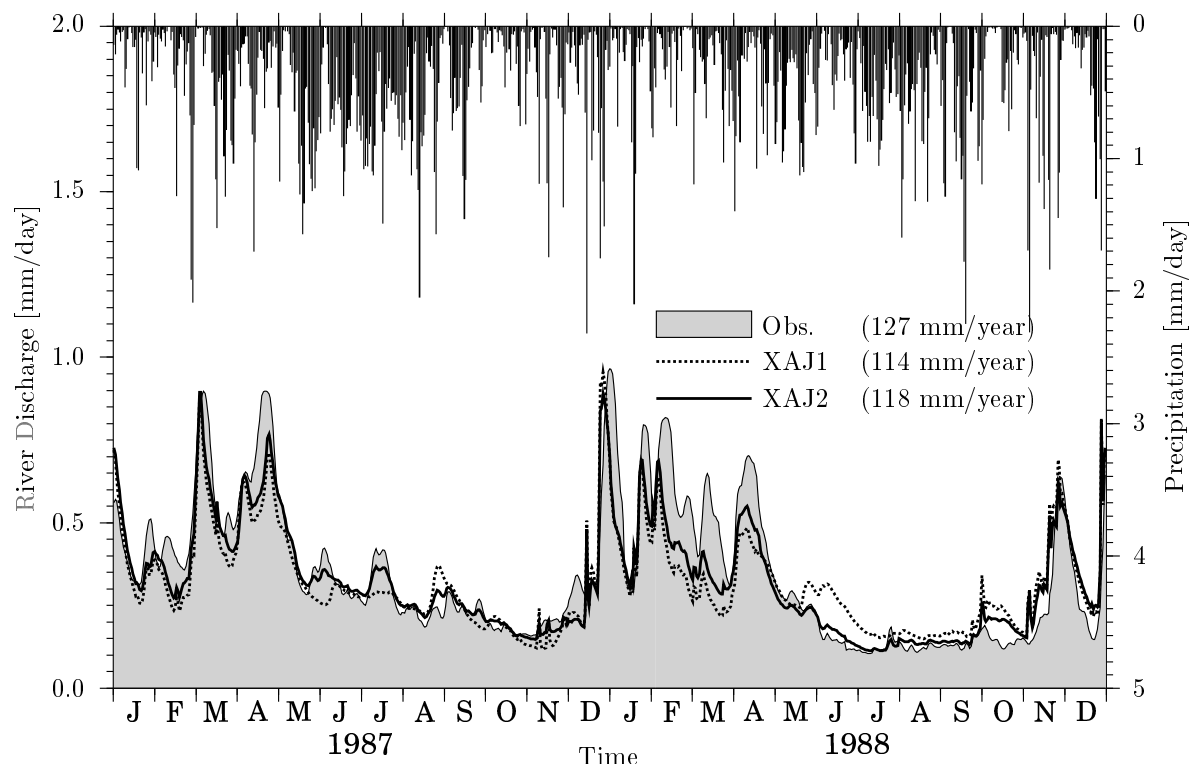


図5 Mississippi川 Memphisにおける河川流量および流域降水量の経時変化

図中上部の棒グラフは流域平均降水量の経時変化を示している。ハッチングを施した時系列は観測流量、鎖線は従来通りパラメータを流域一様に与えた実験 (XAJ1)、および実線は本研究の推定手法によりパラメータを分布させた実験 (XAJ2) の算定結果である。凡例括弧内は年間流量である。新安江モデルの2つの結果は、総量的にはほぼ同程度、時系列的には XAJ2 実験の結果が、特に夏季から秋季にかけて観測流量を良く再現している。