

20世紀の世界陸域水文量の長期変動

Long-term Variation of World Terrestrial Water Cycle in 20th Century

平林由希子¹・鼎信次郎²・沖大幹³

Yukiko HIRABAYASHI, Shinjiro KANAE and Taikan OKI

¹正会員 工博 山梨大学大学院 医学工学総合研究部 (〒400-0015 山梨県甲府市武田4-3-11)

²正会員 工博 総合地球環境学研究所 (〒602-0878 京都府京都市上京区丸太町河原町西入高島町335)

³正会員 工博 東京大学大学院 生産技術研究所 (〒153-8505 東京都目黒区駒場4-6-1)

Long-term simulation of terrestrial water cycle is estimated using a Land Surface Model (LSM). There are no observations long enough to drive LSM except for monthly precipitation and monthly temperature; therefore daily atmospheric forcing which is indispensable to run the LSM is statistically and/or empirically constructed from monthly precipitation and monthly temperature. High correlations of annual runoff variations are obtained at many basins globally, however, the correlations of annual runoff are low in dry areas and cold regions. It was also showed that the model successfully replicated the annual snow covered area in North America and summer soil moisture in Mongolia. Flood and drought indices are then extracted from the estimated 100-year river discharge and compared with those extracted from available runoff observations at large basins. Results showed that the historical large drought and flood were well simulated in the model.

Key Words : Global, LSM, global water cycle, flood and drought

1. はじめに

数十年に一度といった確率で生じる大規模な渇水や洪水の直接の原因となる降水は、数年周期のエルニーニョや十数年周期、及びそれ以上のスケールで振動(変動)する気候と共に変動する物理量である。したがって期間の短い観測データから渇水や洪水を抽出する際には、その期間が降水の変動周期のどこに位置するかによって得られる極値の再帰確率が大きく変わってしまう。また、将来の気候変化によってこれまでに蓄積したデータの統計的性質が将来には適用することができなくなる可能性もあるため、過去の観測データのみから求めた統計的性質から洪水・渇水の将来予測をすることは困難であると言える。

一方、過去の観測データのみを用いずに将来の渇水・洪水を予測する手法として、気候モデルから物理的に求められる現在及び将来の気候変動の予測結果を入力値として、陸面の水熱収支を解く陸面モデル(Land Surface Model: LSM)を駆動し、モデルから算出される長期間の水文量から大規模な渇水及び洪水の極値変動を求めることが挙げられる。近年、気候モデルによる過去の再現実験や、地球温暖化実験による将来の渇水や洪水の変化予測などといった図が散見されるようになってきた。しかし、それらのモデルから示される渇水や洪水の頻度や

規模の変動のシグナルが実際に20世紀の後半に確認されているのか、それらが過去の自然変動の範囲を逸脱した20世紀後半に特有の傾向であり、温暖化による影響を考慮しないと説明できない変動であるのかというような議論は、過去の長期間の渇水・洪水のデータがない場所ではほとんど行われていない。さらに、積雪量や土壌水分量といった水文量は河川流量以上に長期の観測データを得ることが困難であるため、その長期変動や将来予測に関して議論することが難しい状況である。

そこで本論文では、陸域水文量の長期変動を議論するために必要な過去の長期間の水文データセットを、世界全域において作成することを目的とする。具体的には、温暖化実験に用いられるような気候モデルに結合されたLSMに、気候モデルの出力値ではなく、なるべく観測値を用いて作成した大気外力を与えるオフライン実験を行う。観測値に近い値を与えるオフライン実験を行うことにより、気候モデルの大気モデルの精度に依存しない、全球の長期陸域水文量が作成されることが期待される。対象期間は1901年から2000年の100年間とし、積雪量や土壌水分量などの広域にわたる継続的な観測の困難な水文量の長期変動や、新聞記事などの記録に残るような大規模な渇水・洪水をLSMで再現することを試みた結果を報告する。

2. 100年大気外力の作成

(1) CRUデータの利用とその精度

100年の大気外力を作成するための基礎データとしては、CRU(Climatic Research Unit) version TS 2.0¹⁾ による月毎の降水日数、月平均の降水量、最高気温、最低気温の観測データを使用した。CRUは100年間という長期間に一貫した手法で作成されたグローバルデータとして非常に有用だが、データ欠損地点に気候値が入れられているなどの欠点がある。本論文では原則的にオリジナルのCRUの値をそのまま用いることとするが、雨量計の補正率に関する簡易な降水量補正をLegates and Willmott (1990)⁴⁾ による月平均降水量の気候値を用いて行い、また、Oki et al. (1999)⁵⁾ を参考に上流の流域面積当りの観測密度が $30 \times 10^6 \text{ km}^2$ 以下の場所は結果に対する信頼度が低いとして渇水・洪水の算定に用いないこととした。

(2) 日降水データの作成

降水の生起に関しては1次のMarkovモデル、降水量に関してはガンマ分布法を用いて日降水データを作成した。

a) Markovモデルによる降水日数の月内配置

1次のMarkovモデルでは、その日の降水の有無の確率は前日の降水の有無によって決定される。すなわち、 $P_i(W/W)$ は、前日の*i*-1日に降水がありかつ*i*日も降水がある確率を示し、 $P_i(W/D)$ は*i*-1日に降水がない時に*i*日には降水が生じる確率を示す。 $P_i(D/W)$ を*i*-1日が降水で*i*日に降水が無く、 $P_i(D/D)$ を*i*-1日に降水がなくかつ*i*日にも降水が無い時の確率とすると、それらは上記の $P_i(W/W)$ と $P_i(W/D)$ を用いて以下のように表わされる。

$$P_i(D/W) = 1 - P_i(W/W)$$

$$P_i(D/D) = 1 - P_i(W/D) \quad (1)$$

これらの降水生起パラメータはGPCP-1DD(Global Precipitation Project-1Degree Daily)からグリッド格子ごとに作成し、その数年分の平均値を100年間に適用した。降水の生起は、生起パラメータと乱数によってランダムに判定されるが、求めた1ヶ月の降水日数がCRUの降水日数と一致するまで繰り返し計算を行った。

b) ガンマ分布法による日降水量の作成

月降水量から日降水量を分配するには、ガンマ分布法⁶⁾を用いた。ガンマ分布関数にはscale parameter(λ)とshape parameter(η)の2つのパラメータが必要である。既往の研究より η は時空間に関して比較的安定なパラメータであるということが過去の日降水量のデータから示されている^{7,8)}ため、本論文ではGPCP-1DDより月ごとの η を全球1度格子で作成し、その値が過去約100年の降水の特徴を表わしているものと仮定して100年間一定値を用いることとした。 λ はCRUによる各年の月降水量に応じて η から作成することとし、全球1度ごとのグリッドごとの、100年分の月平均値が作成された。

(3) 下向短波放射、最高気温、最低気温の作成

Richardson(1981)⁶⁾を参考としたStochastic Weather Generator(SWGモデル)を構築し、CRUから作成した日降水量と、CRUの月平均の最高気温・最低気温データから日単位の下向短波放射($S[\text{W}/\text{m}^2]$)及び最高気温($T_{\max}[\text{K}]$)、最低気温($T_{\min}[\text{K}]$)を求めた。本論文で構築したSWGモデルの概要は以下である。

ある年*p*のある月*m*の*i*日目の $T_{\max}(X_{p,m,i}(j=1))$ 、 $T_{\min}(X_{p,m,i}(j=2))$ 及び $S(X_{p,m,i}(j=3))$ は、降水($Y_{p,m,i}$)の有無(Wet/Dry)ごとに観測値から定めた平均値($\bar{X}_m^W(j)$, $\bar{X}_m^D(j)$)と標準偏差($\sigma_m^W(j)$, $\sigma_m^D(j)$)を用いて以下のような式で作成される。

$$X_{p,m,i}(j) = \bar{X}_m^W(j) + x_{p,m,i}(j) \cdot \sigma_m^W(j) \quad (Y_{p,m,i} > 0)$$

$$X_{p,m,i}(j) = \bar{X}_m^D(j) + x_{p,m,i}(j) \cdot \sigma_m^D(j) \quad (Y_{p,m,i} = 0) \quad (2)$$

$x_{p,m,i}(j)$ はresidual elements(残余)と呼ばれるものであり、日々の気象要素の「ゆらぎ」を表現する。 $x_{p,m,i}(j)$ は観測値からデータの一定期間の平均値と標準偏差を除いたものに相当し、モデルの中では乱数を用いてランダムに作成される。また、 $T_{\max}$ 、 $T_{\min}$ 、 S の相互相関関係を反映させるためMatalas(1967)⁹⁾による1次線形自己回帰モデルを用いた。 $T_{\max}$ 、 $T_{\min}$ 、および S のラグ0及びラグ1(前日)の相互相関係数を要素とする線形自己回帰モデルの分散マトリクスの係数パラメータは、 $T_{\max}$ 、 $T_{\min}$ 、 S の過去の観測値から求められる。全球を対象としたSWGモデルを作成したVEMAPモデル¹⁰⁾では、Richardson and Wright (1984)¹¹⁾で求められた北アメリカ全域の平均のSWGモデルパラメータ値を全球の他の地域にも適用可能であるとして用いている。本研究においても同様に、VEMAPモデルで用いられているものと同じパラメータを全球に対して適用することとした。

(4) 比湿の作成

日平均の比湿 $q[\text{kg}/\text{kg}]$ と下向長波放射 $L[\text{W}/\text{m}^2]$ は、近似式によって日単位の $T_{\max}$ 、 $T_{\min}$ 、 S から作成する。比湿と長波放射を求めるためには露点温度 T_{dew} が必要となるため、 $T_{\min}$ から計算を開始して T_{dew} が収束するまで以下のような繰り返し計算をおこなった。経験式の都合上、式(3)から(6)までの $T_{\max}$ 、 $T_{\min}$ の単位は $[\text{C}]$ を用いる。

1) $T_{\min} = T_{\text{dew}}$ と仮定して計算を始める。

2) 近藤(2000)の近似式¹²⁾より、 $T_{\text{dew}}[\text{C}]$ から水蒸気圧 $e[\text{hPa}]$ を算定し、 e と地表気圧 $ps[\text{hPa}]$ から q を求める。 ps はISLSCP2¹³⁾の地表気圧と降水量を用いて、日降水量が $0.2[\text{mm}/\text{day}]$ 以上のwet dayとdry dayごとに気圧の月平均値の、1983年から1995年までの平均値を使用した。

3) 日平均気温 $T_m[\text{K}]$ と e からBras(1990)の近似式¹⁴⁾を用いて大気放射率(atmospheric emissivity) $E_a[-]$ を計算し、 T_m と E_a から日平均の L を求める。ただし T_m は $T_{\min}$ と $T_{\max}$ の平均値とする。 E_a の上限値は既往の観測値を参考に0.9と

し、それを越える場合は0.9とした。 σ はステファン・ボルツマン定数 ($5.67 \times 10^{-8} [\text{W}/\text{m}^2/\text{K}^4]$) である。

$$T_m = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} + 273.15 \quad (3)$$

$$E_a = 0.7 + 5.95 \times 10^{-5} e \cdot \exp\left(\frac{1500}{T_m}\right) \quad (245 \leq T_m \leq 325, 3 \leq e \leq 28)$$

$$E_a = 0.74 + 0.0049e \quad (\text{上記の範囲外}) \quad (4)$$

$$L = E_a \cdot \sigma T_m^4 \quad (5)$$

4) $T_{\max}$, $T_{\min}$ から Murray (1967)¹⁵⁾ の式を用いて飽和水蒸気圧 vps [hPa] の気温に対する変化率 Δ [Pa/K] を求める。

$$vps_{\max} = 6.1078 \cdot \exp \frac{17.269 T_{\max}}{237.3 + T_{\max}}$$

$$vps_{\min} = 6.1078 \cdot \exp \frac{17.269 T_{\min}}{237.3 + T_{\min}}$$

$$\Delta = (vps_{\max} - vps_{\min}) / (T_{\max} - T_{\min}) \times 100 \quad (6)$$

5) S と E_a , T_m , アルベド A [-] から日平均の正味放射 R_n を求める。 A は ISLSCP2 による月平均値を、1983年から1995年の期間において平均したものを用いる。 A は1983年から1995年の平均値を100年間一定として用いる。また、地表大気気温と地表気温が等しいと仮定した。

$$R_n = (1.0 - A) \cdot S + (1 - E_a) \cdot \sigma T_m^4 \quad (7)$$

6) Priestley-Taylor式¹⁶⁾ から可能蒸発量 E_p [kg/m² /s] を求める。ただし、 λ [J/kg] は水の蒸発による潜熱であり、0 [°C] の時の値である 2.5×10^6 [J/kg] を用いる。

$$E_p = 1.26 \times [\Delta / (\Delta + 0.66)] \times 0.9 R_n / \lambda \quad (8)$$

7) Kimball et al. (1997)¹⁷⁾ の近似式を用いて可能蒸発量 E_p , 日照時間 t_{day} [sec], 年降水量 P_n [mm] から1日の可能蒸発量による最大潜熱量と年降水量による潜熱の比 EF を求め、 EF と $T_{\max}$, $T_{\min}$ から T_{dew} を求める。ただし ρ_w は水の密度であり、1000 [kg/m³] を用いる。 t_{day} は Running and Coughlan (1988)¹⁸⁾ より緯度 LAT [度, 北緯が+, 南緯が-] と1月1日からの1年の日付 (doy) [day] から求める。

$$t_{\text{day}} = \exp(7.42 + 0.045 LAT) \times 0.0172 \ln(\text{doy} - 79) \times 24 \quad (9)$$

$$EF = \left(\frac{E_p}{\rho_w} \right) \times t_{\text{day}} / P_n \quad (10)$$

$$T_{\text{dew}} = T_{\min} \cdot (-0.127 + 1.121(1.003 - 1.444 EF + 12.312 EF^2 - 32.766 EF^3) + 0.0006(T_{\max} - T_{\min})) \quad (11)$$

T_{dew} の値が収束するまで2) から7) を繰り返し計算する。

(5) 気温、長波放射の作成

日単位の最高・最低気温から3時間単位の気温 T [K] を作成するには、近藤 (2000)¹⁹⁾ による南中時刻を基準とした日変化の式を使用した。南中時刻はその経度における12

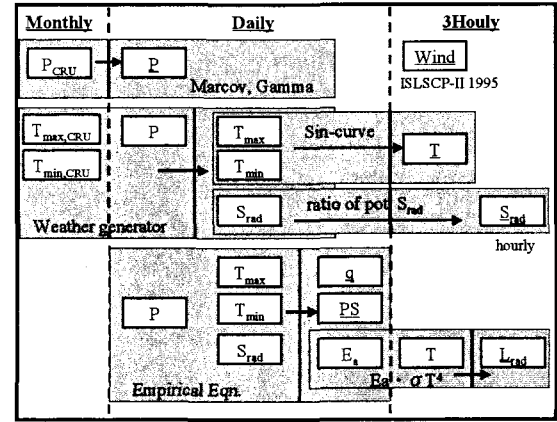


図-1 100年大気外力の作成手法の概念図。CRUによる月単位の降水 P , $T_{\max}$, $T_{\min}$ から日単位以下の大気外力 (下線を引いた変数) を作成した。

時0分とし、季節変化による数分のずれ (均時差) は考慮しない。

$$T = T_m + B_1 \cos\left(\omega t - \frac{\pi}{4}\right) + B_2 \cos\left(2\omega t - \frac{\pi}{4}\right)$$

$$B_1 = -0.478 \cdot (T_{\max} - T_{\min})$$

$$B_2 = -0.2 B_1 \quad (12)$$

3時間単位の L は T と E_a (1日中一定) を用いて求める。

$$L = E_a \cdot \sigma T_m^4 \quad (13)$$

(6) 土地被覆の作成

過去の土地被覆に関しては、耕地面積の歴史的な変化を考慮した土地利用分類データを作成した。具体的には、Ramankutty and Foley (1999)²⁰⁾ による1700年から1992年までの全球0.5度の耕作面積率データを用いて、現在のUSGSによる1992年時点の土地被覆分類の耕地部分を過去の耕作率にあわせて減少させた。このため、過去に耕作地であった場所が現在は耕作地でなくなっているような場合には、耕作地が存在しない現在の土地被覆が続くこととなる。ただし、アメリカなどで見られる過去に耕作地であった場所が放置されるような耕作地の減少は考慮しない。1992年以降の土地被覆分類はほとんど変化しないとして同じ分類を用いた。

LAIはGSWP2が提供するISLSCP2¹⁹⁾ の月平均値の10年平均 (1986-1995) を用いるが、土地被覆が耕作地から潜在植生におきかえられたグリッドに関しては同じ緯度帯 (南北5度) の潜在植生と同じ土地被覆タイプのLAIの平均値を用いた。以上のデータの作成手順は図1に模式的に表わされる。

3. 100年陸域水文量のシミュレーション

前章までに作成した大気外力を全球を対象としたLSMであるMATSIROモデル²⁰⁾ に与えたオフライン実験を行い、地表面の水熱収支を算定した。MATSIROモデルは植生過

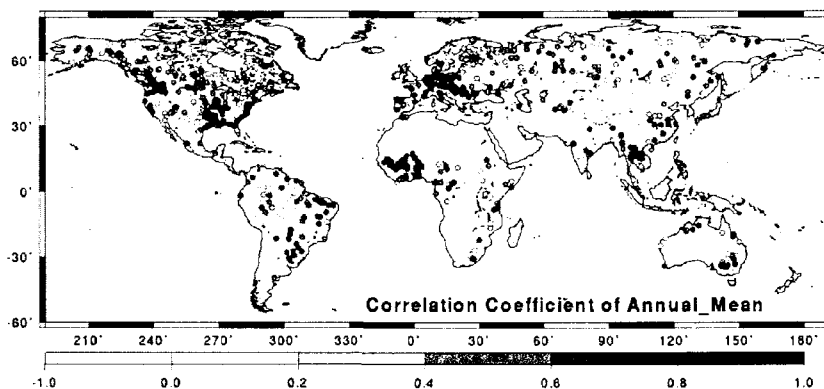


図-2 年流量の観測値とモデルの相関係数.

程についてはSiB2の光合成回路を導入したマクロ生態系モデル、水文流出過程は簡易型TOPMODELを用いたLSMである。土壌層に関してはデフォルトで5層、積雪層に関しては積雪量に応じて層数が最大3層までであるため、土壌と積雪に関する変数はそれぞれの鉛直層ごとに計算される。空間解像度は全球1度格子である。植生パラメータは土地被覆分類に応じてSiB2のパラメータを与え、土壌パラメータはGSWP2による土壌タイプおよびそのタイプに応じたパラメータを与えた。アルベドはISLSCP2による一定値が基礎データとして与えられるが、積雪量やLAIに対応した値がモデル内部でその都度計算される。また、MATSIROから算出されるグリッド流出はTRIPモデル²¹⁾を用いて流域単位に0.5m/sの等流速で集計した。

(1) 河川流量

図2には観測値とモデルの年流量の相関係数を示す。用いた流量データはGlobal Runoff Data Centerを基礎とし、タイやブラジル、ロシアなどのデータを加えたものである。北アメリカの東海岸やアフリカのサヘル地域、インドシナ半島、ヨーロッパなどで0.6以上の高い相関の地点が数多く見られる。一方、オーストラリアや北アメリカの中部などの乾燥域と、カナダやロシアの多くの河川など北半球の高緯度では年流量の相関が非常に悪いことが判明した。

北半球高緯度において年流量の相関が低い原因としては、積雪、河道や湖周辺の凍結、凍土などによる越年の貯水効果が再現できていないことが原因として考えられる。また、乾燥域において相関が低い原因としては、年河川流量が少ない乾燥地域ではダムによる越年貯水のような人間活動が年流量に及ぼす影響が他の地域と比べて大きいのではないかとと思われる。これらのほかにも蒸発散量や土壌水分量の気候の変化の感度などいくつかの原因が考えられ、作成した大気外力の精度と合わせてモデルの過程を詳しく調べる必要があることが判明した。

これまで、特定の流域を対象とした研究では数値モデルにおける河川流量の年々変動の再現性を検証した例は数多く存在し、2年程度の短い期間では河川流量の誤差の分布をグローバルに示した研究も存在する。しかし本論文のように数十年の河川流量の変動の再現性をグロー

バルな分布として示した例はなく、LSMを数十年以上積分することで流量の年々変動をグローバルに検証することにより、特定の流域を見るだけでは判別できないモデルの特性（欠点）を顕わにすることができることを示した。本研究のように物理プロセスにもとづく観測が可能なパラメータのみをチューニングせずに全球の河川で同時に試す手法は、今後観測値のない流域へ適用するモデル

の開発につながる有力な手段である。

(2) 積雪面積

積雪「量」に関してはグローバルな観測値は限られているが、「面積」であれば、衛星リモートセンシングによる面的な情報が1970年代後半から得ることができる。そこで、MATSIROモデルによる積雪面積と衛星観測値との比較を行う。MATSIROでは、グリッド内の雪被覆面積率は以下の式を用いて積雪量から算定される。

$$A_{sn} = \min[\sqrt{S_n / S_{nmax}}, 1] \quad (14)$$

A_{sn} はグリッド内に占める雪被覆の割合（最小0.0、最大1.0）、 S_n はモデルで算出された積雪量[kg/m²]である。 S_{nmax} は全球一定に100[kg/m²]を用いる。図3は北アメリカ大陸における春（4～5月）の積雪面積の年々変動のモデルと衛星観測データとの比較である。年々変動はモデルと観測で概ね一致しており、相関係数は0.731であった。モデルの積雪面積の方が過小であるが、任意に決められた式(14)のパラメータ S_{nmax} を変動させれば観測値に近くなることや、降雨・降雪判別のしきい値を0度から2度まで変化させることで大きく変化することがわかっており、モデルのパラメタリゼーションから調整が可能である。

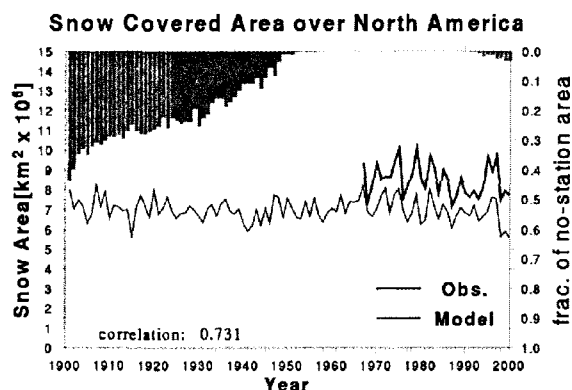


図-3 北米における春（4～5月）の積雪面積。棒グラフは降水観測が無い格子の対象地域に対する面積比。

(3) 土壌水分量

図4にはモンゴルにおける土壌水分量の観測値²³⁾とモデルによる算定値の比較を示す。変動の幅や年々変動が

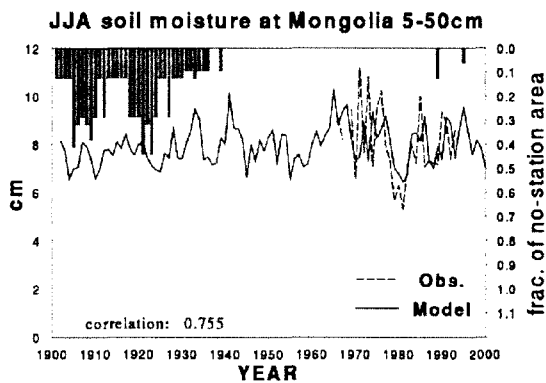


図-4 モンゴルにおける45cm深さの土壌水分量。棒グラフは図-3と同様。

モデルでよく再現されていることがわかる。土壌水分のモデルと観測値の年々変動の相関係数は0.755であった。

4. 渇水・洪水の検出

(1) 流量データからの人為的影響の除去

本論文では取水や貯水などの人為的影響は考慮しない自然系のモデルでの極値の再現性を対象とする。そこで、年流量データの時系列解析を行うことでデータの入手できる期間内で流況が不自然に大きく変化したギャップを沖、虫明(1999)²⁴⁾の統計検定手法を用いて抽出し、人為的影響の大きい流量観測地点の検出を行った。その結果、日流量観測データを揃えた723地点のうち、欠測を除く全期間において、年流量の統計的性質にギャップが1回以上存在した観測所は約6割の457地点存在した。この流況が大きく変化した後のデータは渇水インデックスの作成には用いないこととした。

(2) 渇水の抽出

渇水は洪水と異なり、一時期の極値を抽出するような、いわゆるイベント主体の手法では定義できない。そこで本研究では、渇水指標にはVariable Threshold Level Method (VTL法)²⁵⁾を用いる。VTL法は長期間の日流量データから渇水のしきい値を日単位(365個)で作成することが特徴である。VTL法による日毎の渇水流量を用いることにより、過去の長期間に対して季節ごとにその年が

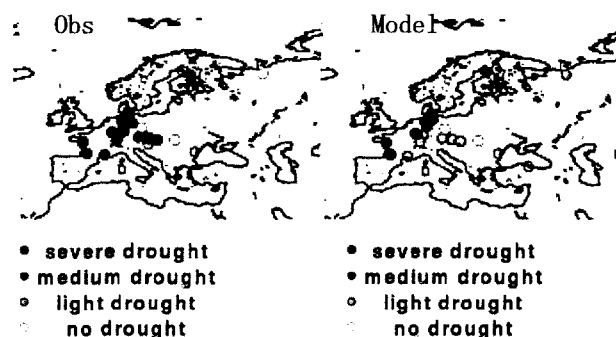


図-5 1976年ヨーロッパ渇水時の渇水指標。

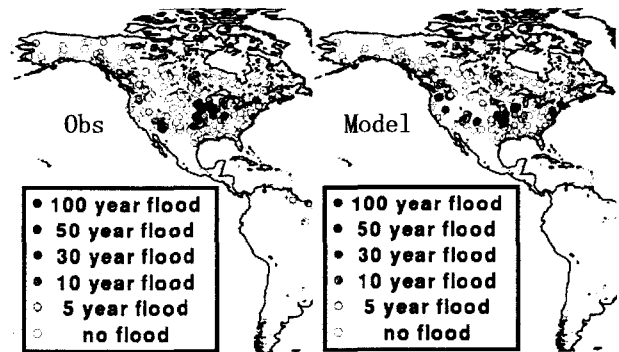


図-6 1993年ミシシッピ洪水時の洪水指標。

渇水であるかどうかを判定することができる。ここではVLT法で求めたQ90流量(過去のデータの90%以上がその流量を上回る渇水流量)の回数が150日以上を深刻な渇水、60日以上150日未満を中規模、20日以上60日未満を軽度の渇水として定義した。

図5にはヨーロッパで大規模な渇水の生じた1976年における、流量観測値とモデルから作成した渇水指標を示す。図から、観測値とモデルの両方においてヨーロッパの多くの河川流域で渇水が生じていることがわかる。特にドナウ川河口では、年150日以上渇水流量である深刻な渇水が観測値とモデルの双方において見られ、モデルによる100年オフライン実験が過去の渇水を適切に再現できていることがわかる。

(3) 洪水の抽出

洪水インデックスは長期流量データから求めた再帰確率流量を超えるかどうかで定義した。洪水の再帰確率は対象期間における日最大流量を抽出し、モーメント法を用いてガンベル分布²⁶⁾にあてはめて算定した。観測値による洪水の再帰確率は、1901年から2000年までの間に観測されたデータをできるかぎり全て用いて算定する。ただし、以下の条件を有する観測値を対象とする。1) 5年の再帰確率を計算するには5年以上のデータを有する。2) 10年の再帰確率を計算するには10年以上のデータを有する必要がある。3) 30, 50, 100年の再帰確率を計算するには20年以上のデータを有する。

図6には洪水が再現されている例として1993年ミシシッピ川流域の洪水指標を示す。観測値とモデルの両方において、ミシシッピ川の中・上流域において洪水が生じていることがわかる。

5. まとめ

本研究では全球を対象としたLSMにより、世界の陸域水文量の長期データセットを作成することを目的とし、1901年から2000年までの100年間を対象としたオフライン実験を行った。大気外力は得られるグローバルデータから統計手法を用いて作成し、全球1度格子の陸域水文量をMATSIROモデルを用いて算定した。その結果得られ

た河川流量, 積雪面積, 土壌水分量などの各水文量の長期変動は, 比較的よく観測値と対応していることが判明した。また, 100年河川流量から大河川における渇水および洪水を抽出したところ, 過去の災害の時期・規模や発生箇所などを忠実に再現できていることが確認された。

今後は河川流量の年々変動の再現性が低い地域および渇水や洪水を適切に再現できていない地域を対象とし, 作成した外力とモデルの双方をさらに詳細に吟味していく必要があると思われる。

謝辞: 本研究は総合地球環境学研究所の成果の一部である。また, 科学技術振興調整費「わが国の国際的リーダーシップの確保」に支援を受けた。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) Mitchell, T. D., T. Carter, P. Jones, M. Hulme and M. New, 2003: A comprehensive set of climate scenarios for high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100). *J. Climate*, submitted.
- 2) New, M., M. Hulme and P. Jones, 1999: Representing twentieth century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961-1990 mean monthly terrestrial climatology. *J. Climate*, 12, 829-856.
- 3) New, M., M. Hulme and P. Jones, 2000: Representing twentieth century space-time climate variability. Part II: Development of 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate. *J. Climate*, 13, 2217-2238.
- 4) Legates, D. R. and C. J. Willmott, 1990: Mean seasonal and spatial variability in gauge corrected, global precipitation. *Internat. J. Climatol.*, 10, 111-127.
- 5) Oki, T., T. Nishimura and P. Dirmeyer, 1999: Assessment of annual runoff from land surface models using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP). *J. Meteor. Soc. Japan*, 77, 235-255.
- 6) Richardson, C. W., 1981: Stochastic simulation of daily precipitation, temperature and solar radiation. *Water Resour. Res.*, 17, 182-190.
- 7) Groisman, P. Y., T. R. Karl and R. W. Knight, 1994: Changes of snow cover, temperature and radiative heat balance over the northern hemisphere. *J. Climate*, 7, 1633-1656.
- 8) Groisman, P. Y., T. R. Karl, D. R. Easterling, R. W. Knight, P. F. Jamason, K. J. Hennessy, R. Suppiah, C. M. Page, J. Wibig, K. Fortuniak, V. N. Razuvaev, A. Douglas, E. Forland and P. Zhai, 1999: Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change. *Climatic Change*, 42, 243-283.
- 9) Matalas, N. C., 1967: Mathematical assessment of synthetic hydrology. *Water Resour. Res.*, 3, 937-945.
- 10) VEMAP Members, 1995: Vegetation/ecosystem modeling and analysis project: Comparing biogeography and biogeochemistry models in a continental-scale study of terrestrial ecosystem responses to climate change and CO₂ doubling. *Global Biogeochem. Cycles*, 9, 407-437.
- 11) Richardson, C. W. and D. A. Wright, 1984: WGEN: a model for generating daily weather variables. ARS Report, U.S. Dep. of Agric., Agric. Res. Ser., 8, reproduced by National Technical Information Service, U. S. Dep. of Commerce, Springfield, VA, 22161.
- 12) 近藤純正, 1994: 水環境の気象学. 朝倉書店
- 13) Dirmeyer, P. A., X. Gao and T. Oki, 2002: The Second Global Soil Wetness Project science and implementation plan, IGPO Publication Series.
- 14) Bras, R. A., 1990: Hydrology, an introduction to hydrologic science. Addison-Wesley.
- 15) Matalas, N. C., 1967: Mathematical assessment of synthetic hydrology. *Water Resour. Res.*, 3, 937-945.
- 16) Priestley, C. H. B. and R. J. Taylor, 1972: On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather. Rev.*, 100, 81-92.
- 17) Kimball, J. S., S. W. Running and R. Nemani, 1997: An improved method forestimating surface humidity from daily minimum temperature. *Agric. For. Meteorol.*, 85, 87-98.
- 18) Running, S. W. and J. C. Coughlan, 1988: A general model of forest ecosystem processes for regional applications I. Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. *Ecol. Modelling*, 41, 125-154.
- 19) 近藤純正, 2000: 地表面に近い大気の科学. 東京大学出版会.
- 20) Takata, K., S. Emori and T. Watanabe, 2003: Development of the Minimal Advanced Treat ments of Surface Interaction and Runoff. *Global and Planetary Change*, 209-222.
- 21) Oki, T. and Y. C. Sud, 1998: Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) - A global river channel network. *Earth Interactions*, 2.
- 22) Bamzai, A. S. and J. Shukla, 1999: Relation between Eurasian snow cover, snow depth, and the Indian summer monsoon. *J. Climate*, 12, 3117-3132.
- 23) Robock, A., K. Y. Vinnikov, G. Srinivasan, J. K. Entin, S. E. Hollinger, N. A. Speranskaya, S. Liu and A. Namkhai, 2000: The Global Soil Moisture Data Bank. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 1281-1299.
- 24) 沖大幹, 虫明功臣, 1999: グローバルな河川流量データセットの構築と年河川流出量の変動特性の解析. 水工学論文集, 43, 151-156.
- 25) Hisdal, H., K. Stahl, L. M. Tallaksen and S. Demuth, 2001: Have streamflow droughts in Europe become more severe or frequent? *Int. J. Climatol.*, 21, 317-333.
- 26) Gumbel, E. J., 1941: The return period of flood flows. *Ann. Math. Stat.*, 12, 163-190.

(2004.9.30 受付)