

## 大気中二酸化炭素濃度漸増モデル実験による 降水量極値に関する解析

岩嶋樹也・久保田拓志\*・鬼頭昭雄\*\*

\* 京都大学大学院理学研究科  
\*\* 気象庁気象研究所気候研究部

### 要 旨

大気中の二酸化炭素増加にともなう全球的な降水量極値の変化について、気象研究所 全球大気・海洋結合モデル数値実験結果を用いて解析した。二酸化炭素の増加に伴い、年最大日降水量などの極値の発生頻度は、全球的に、また南北両半球それぞれにおいても増加している。ただし、北半球の方が南半球より極端な降水の発生頻度増加の傾向が強い。降水量極値の変動傾向の空間的な差異をみると、アジアモンスーン域や赤道域の平均降水量が大きい地域で極値が大きくなることに加え、平均降水量が小さい地域においても、ユーラシア大陸北部のような特定の地域で、極端な雨が降る傾向を示している。

キーワード：二酸化炭素濃度，漸増モデル実験，降水量極値

### 1. 序

二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) を初めとする温室効果気体の増加に伴う全球的気候変化が懸念されている。2001 年の IPCC(気候変動に関する政府間パネル) 第 3 次報告書 (IPCC, 2001) は、20 世紀の間に、降水量が増加している地域では統計的に有意な水準で激しい降水の頻度が増え、降水量が減少している地域では強い降水が減少したことを指摘している。この特徴は、アメリカ合衆国 (Karl and Knight, 1998; Trenberth, 1998; Kunkel et al. 1999) や日本 (Iwashima and Yamamoto, 1993; Yamamoto and Sakurai, 1999) などの観測データで確認されている。しかし、地球上の多くの領域についての調査はまだ不十分であり、降水量極値の変化に関する特徴を明らかにするためには、多くの課題が残されている。大きな問題は、観測網が陸上に偏っていること、さらに極域・山岳域などでは観測点が極端に少なく、このような地域での正確な降水量・蒸発量の見積りが極めて困難であ

ることなどである。人工衛星などによる観測が期待されるが、まだ全球的に長期にわたって精確に観測することは極めて難しい状況である。すなわち现阶段では、直接観測による全球にわたって整合性のある精確な降水量の把握は極めて困難である。

これに対して、数値モデルの場合には、陸上・海上に関わらず全地球的に精粗なく観測点を設定できる。従って、整合性のある数値モデルによるシミュレーション実験結果の解析は、不十分な観測網による解析を補い、有効かつ有用な参考情報を与えるものと期待される。観測データとはいえないが、整合性のあるデータという点では、過去の大気場のデータに大気大循環モデルを適用して降水量を求めている NCEP の再解析データなどの利用が考えられる(このデータ解析結果は別途に述べる)。ただし、このような数値モデルによる格子点毎の降水は、格子点間隔に相応する広い領域を代表する平均的降水であり、現実世界で個々の観測箇所を観測されて

いる降水とは必ずしも対応しないことに注意しておかねばならない。

前報 (佐藤・岩嶋・鬼頭, 2002) では, 気象研究所大気・海洋結合モデルによる数値実験結果を利用して, 大気中の CO<sub>2</sub> 濃度を徐々に増加させた場合, 水収支の半球毎の特徴とそれがどのように変化するかについて調べた。また, 降水量極値の発生頻度や降水日数の変化についても解析した。上記をふまえ, 本研究では, 年最大日降水量や年最大時間降水量などの極値についてさらに詳しく検討し, CO<sub>2</sub> 漸増実験における降水量極値の全球スケールでの時空間的な傾向を調べる。

## 2. 使用した数値モデルとその実験設定

### 2.1 数値モデルの概要

気象研究所大気・海洋結合モデル MRI-CGCM1 による数値実験結果の降水量データを用いた。以下にモデルの概略を記す (佐藤・岩嶋・鬼頭, 2002 参照; MRI-CGCM1 の仕様の詳細は, Kitoh et al., 1995, Tokioka et al., 1995 を参照)。

モデルの大気部分 (AGCM) は格子点方式のモデルであり, 水平解像度は,  $5^\circ(\text{経度}) \times 4^\circ(\text{緯度})$ , 鉛直方向には 15 層を設け, 1 hPa が最上層である。モデルにはエアロゾルの効果を除くほとんどの物理過程が含まれている。雲の種類は, 診断的に, 対流圏上部まで達する積雲, 中層の対流性の雲, 境界層の層雲, 大規模凝結によって生じる雲, そして巻雲やかなとこ雲の 5 種類に決められる。モデル内の降水には, 荒川-シュバート積雲対流, 湿潤対流調節, 大規模スケールの凝結の 3 種類が存在する。

モデルの海洋部分 (OGCM) は気象研究所で開発された海洋大循環モデル (Nagai et al., 1992) をさらに改良したもので, 海底地形は現実に近いものである。東西方向の解像度は  $2.5^\circ$  とし, 鉛直方向には 21 層とり, そのうち 11 層が水深 300m までの深さにある。また南北方向の解像度は緯度によって異なり, 緯度  $12^\circ$  より極側では  $2.0^\circ$  の格子点間隔をとり, 赤道側ではエルニーニョをよりよく再現するために  $0.5^\circ$  と狭くしている (Yukimoto et al., 1993)。さらに, 現実的な海面水温 (SST) と海面塩分濃度 (SSS) を再現するために海面フラックス補正法を用

いており, 海面において大気からの水フラックスとエネルギーフラックスを加えている。また海氷モデルも組み込まれており, 北極や南極周辺でも観測結果に近い海氷の分布や厚さの季節変動を再現できる (Tokioka et al., 1996)。

上記のように, このモデルの AGCM と OGCM の間で解像度が異なる。さらに, 海洋にあたる各格子点において海氷の空間的被覆率を予報する。したがって, 大気の一格子点あたりの地表エネルギーフラックスは, 大気とその下にある地表要素 (陸地・氷のない海・海氷のいずれか) の間で交換されるエネルギーフラックスから面積に応じた重みをつけた合計として算出する。海岸や島に相当する格子点では, 部分的に陸地が存在すると考えている。

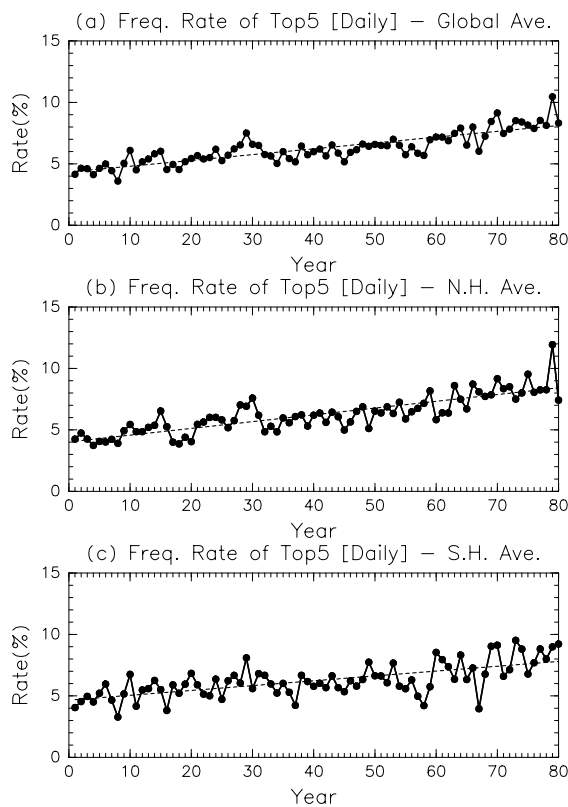
### 2.2 CO<sub>2</sub> 濃度の設定

CO<sub>2</sub> 濃度を 345ppm に固定した制御実験, 年 1% ずつ複利型で増加させた漸増実験の 2 種類について, 150 年間の時間積分を行った。漸増実験の CO<sub>2</sub> 濃度は, 70 年後に 2 倍, 140 年後に 4 倍とし, 140 年から 150 年の CO<sub>2</sub> 濃度は 4 倍で一定としている。なお, 本研究では, 80 年までの結果を使用して解析を行った。

## 3. 極値発生割合の長期変化

本節では, CO<sub>2</sub> 濃度の増加にともなう極端な降水発生傾向を調べる。漸増実験の 80 年目までの期間における年最大日降水量の上位 5 位に入る年を各格子点ごとに抽出し, 各年ごとに上位 5 位に入った格子点数を数え, 全格子点数に対する比率を計算した。日降水量については前報で既に示しているが, 回帰直線を追加して再提示する。Fig. 1 は, 全球, 北半球, 南半球における極値発生比率を示し, 図中の点線は線型回帰直線である。それぞれ直線の傾きは, a) 0.47, b) 0.55, c) 0.39 (%/10 years) であり, 有意水準 99% ですべて有意である。

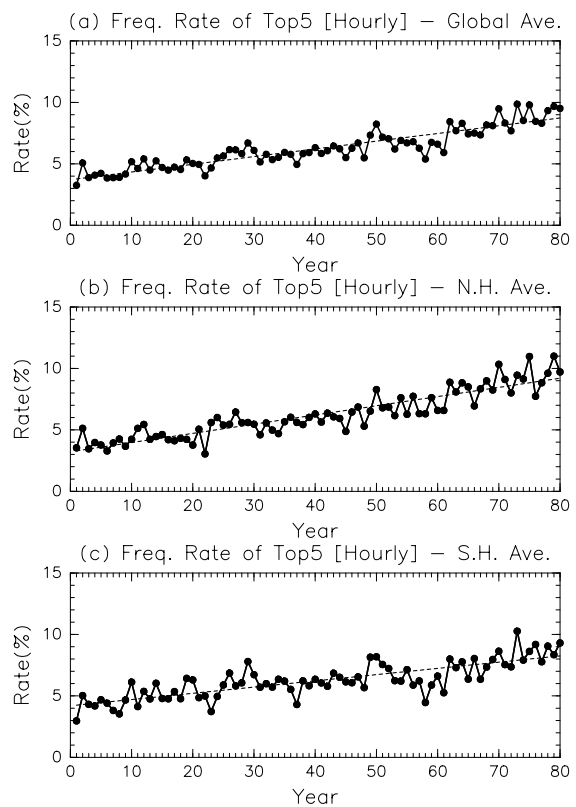
全球平均 (Fig. 1a) は, 発生頻度が増加傾向にあることを示しており, 極端に大きな日降水量が CO<sub>2</sub> 濃度の増加にともない, 発生しやすくなることを示している。この傾向は, 南北両半球に共通している。



**Fig. 1** Time evolution of the ratio (%) of number of the grid points, where extremes of maximum daily precipitation rates are recorded in each year, to the total number for a) globe, b) the Northern and c) the Southern Hemisphere. The dashed lines are obtained by a linear least-square regression.

両者を比べると、北半球の値が南半球の値より大きく、CO<sub>2</sub>濃度の増加にともない、北半球の方が南半球より、極端な日降水量発生傾向が強いことを示している。なお、詳細に見ると、南半球では、60年前後で増加傾向に差異が見られる。

Fig. 2は、年最大時間降水量の発生頻度の年々変化と80年間の変化傾向を示した図である。回帰係数はそれぞれ、a) 0.63, b) 0.75, c) 0.51 (%/10 years)であり、有意水準99%ですべて有意である。CO<sub>2</sub>濃度の増加にともない、全球で増加傾向を示しており (Fig. 2a)、極端な時間降水量の発生頻度が大きくなることを意味している。この増加傾向は、南北両半球にみられるが、南半球ではやや弱い。また日降水量と同様、南半球では60年前後の増加傾向に変化が見られる。年最大時間降水量においても、年最



**Fig. 2** The same as in Fig. 1, except for maximum hourly precipitation rates.

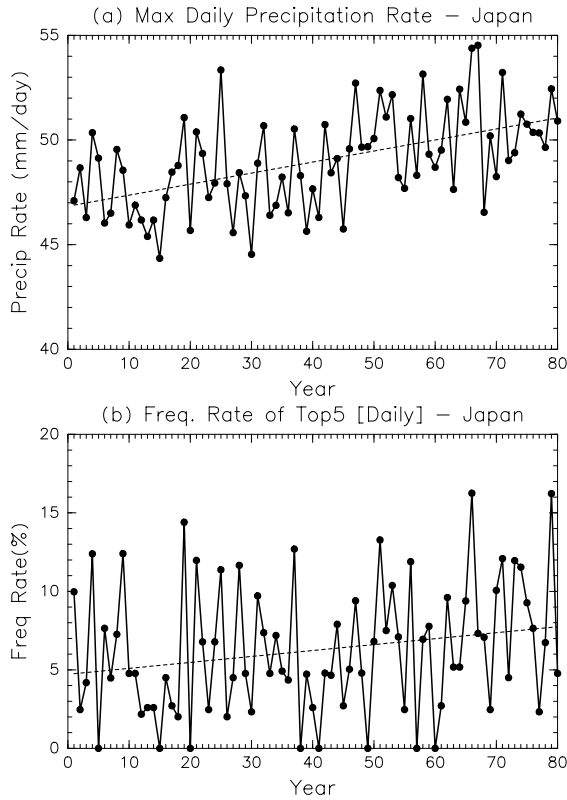
大日降水量と同様、全球の値と比べて、北半球の値は大きく (Fig. 2b)、南半球の値は小さい (Fig. 2c)。

次に地域の特徴を見るために、日本付近について日降水量・時間降水量極値の変化傾向を調べた。なお、ここでは、日本付近を120E-150E・30N-50Nと領域設定している。

Fig. 3aは、CO<sub>2</sub>濃度が増加した際に、日本付近で平均した年最大日降水量が増加する傾向を示しており、線型回帰係数は、0.63(mm/day/10 years)で統計的に有意である。

日本付近の極値発生頻度 Fig. 3bはわずかに増加しているが、Fig. 1の北半球全域の回帰係数(0.55)に比べて小さく(0.38)、統計的に有意水準99%では有意でない。すなわち、日本付近では、CO<sub>2</sub>濃度の増加にともなって年最大日降水量が増加傾向にあるが、極値の発生頻度の増加傾向は弱い。

日本付近で平均した年最大時間降水量 (Fig. 4a) の回帰係数は0.11 (mm/hour/10 years) (有意水



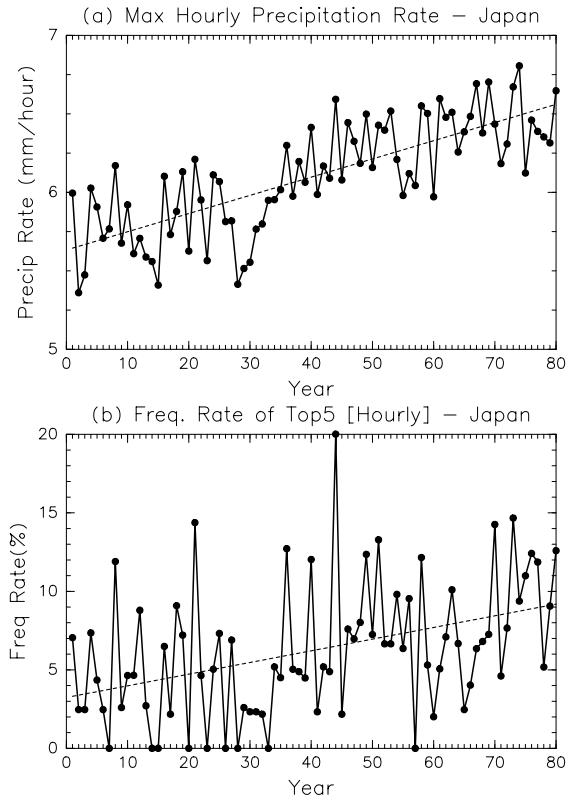
**Fig. 3** Time evolution of a) mean maximum daily precipitation rates (mm/day) and b) the occurrence frequency ratio (%) around Japan.

準 99%を上回る)であり,  $\text{CO}_2$  濃度の増加に伴って, 増加傾向を示している。極値発生頻度 (Fig. 4b) は北半球全域の値 (0.75) とほぼ同じ大きさ (0.74) で, 有意水準 99%で統計的に有意である。

以上より,  $\text{CO}_2$  濃度の増加にともない, 日本付近で, 年最大日降水量と年最大時間降水量の平均値が増加し, 年最大時間降水量の発生頻度が増加する傾向がわかった。ただし, 年最大日降水量の発生頻度の傾向にはほとんど大きな変化はなく, 日本付近では,  $\text{CO}_2$  濃度が増加した際に, 短期間に多く降水する特徴が顕著である。

#### 4. 降水量極値変動の空間的な傾向の違い

$\text{CO}_2$  濃度の増加にともなう降水量極値の発生に関して, 各地域における時間的特徴とともに, 空間的特徴を検討することは重要である。本節では, 漸増実験と制御実験の結果から, 特定の再現期間に対する極値を算定して, 降水量極値変動の空間的な特



**Fig. 4** The same as in Fig. 3, except for maximum hourly precipitation rates (mm/hour).

徴を調べる。

#### 4.1 特定の再現期間に対する極値の推定

極値分布の累積分布関数  $G(x)$  は次式で与えられる (春日屋, 1986):

$$G(x) = \exp[-\exp\{-(x - \mu)/\sigma\}]$$

与えられた超過確率に対応する降水量  $x_u$  を求めるには, 上式に含まれる 2 つの定数  $\mu$  (Location Parameter) と  $\sigma$  (Scale Parameter) を推定する必要がある。

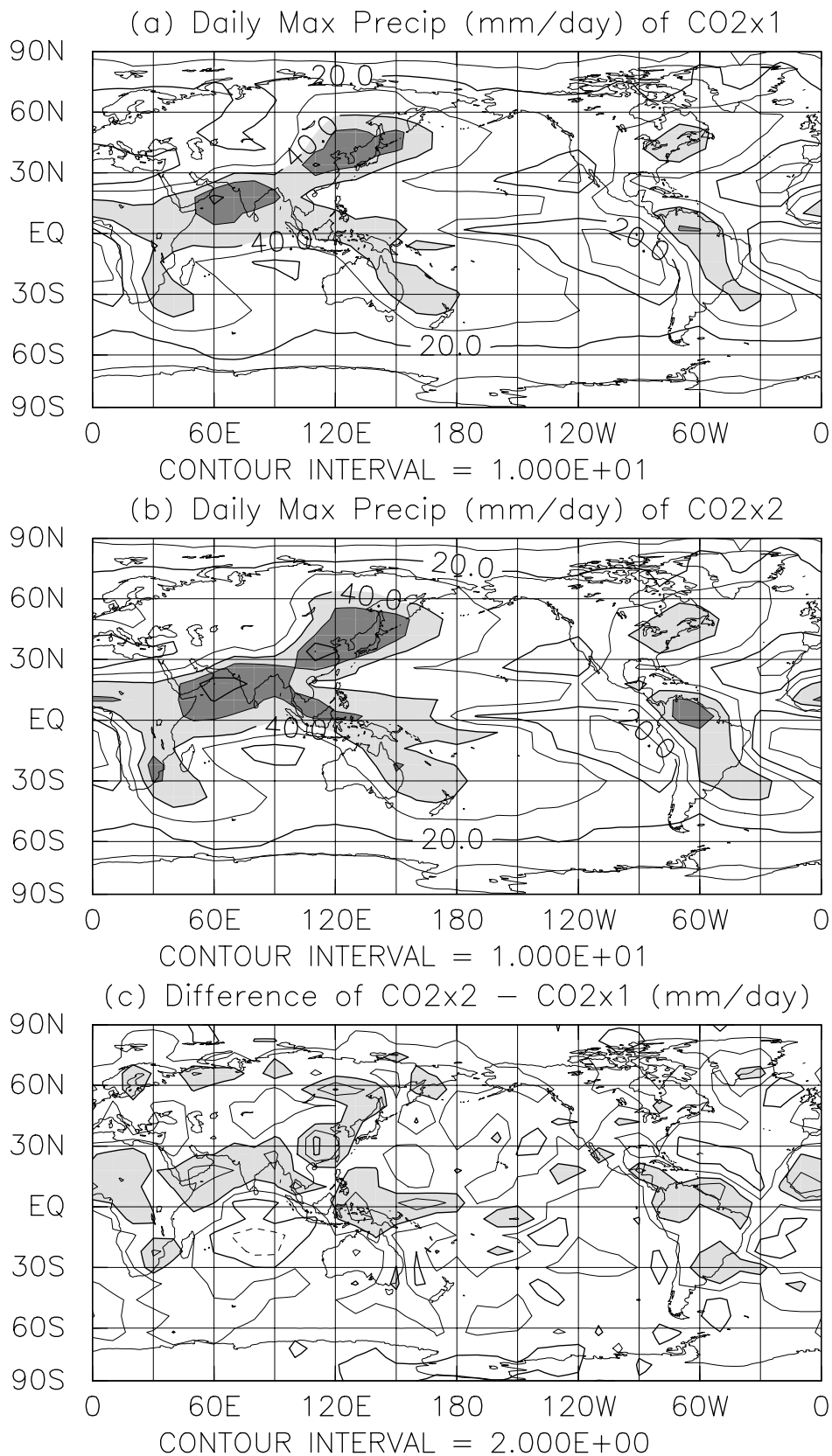
再現期間  $T$  が与えられたとき, これに対応する降水量が求める  $x_u$  であって, 変数  $x$  が  $x_u$  を超える確率すなわち超過確率  $W(x_u)$  は次式で与えられる:

$$W(x_u) = 1/T$$

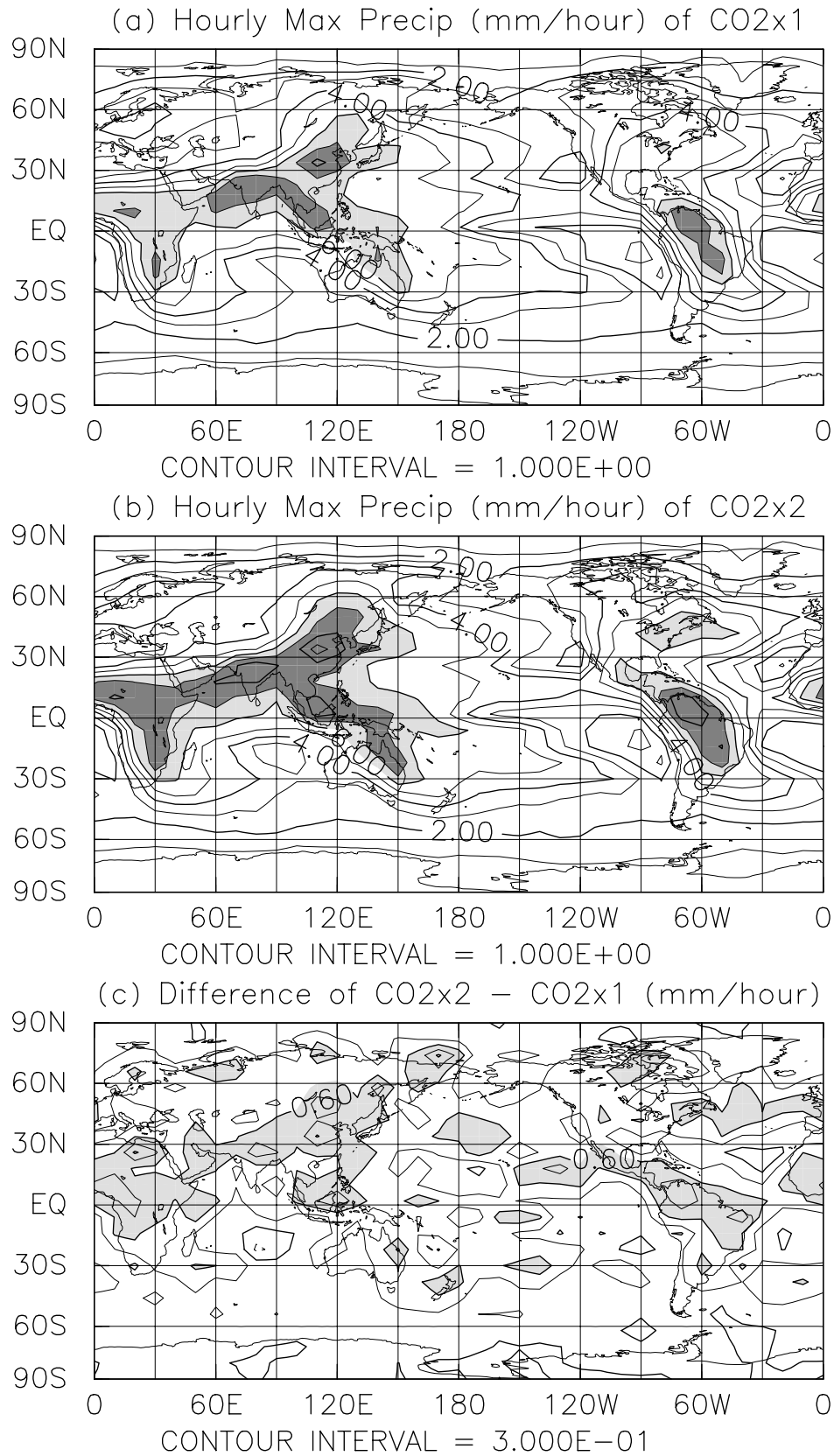
従って,

$$G(x_u) = 1 - W(x_u) = 1 - 1/T$$

である。



**Fig. 5** Global distribution of estimated maximum daily precipitation rates (mm/day) for the return period  $T$  of 10 years: **a)** the control experiment, **b)** 1% CO<sub>2</sub> increasing experiment, **c)** differences of increasing- and control-experiment (**b** - **a**).



**Fig. 6** The same as in **Fig. 5**, except for maximum hourly precipitation rates (mm/hour).

2つの定数 $\mu$ と $\sigma$ を推定する方法のうち、Gumbelの第1法とよばれるものは、標本分散 $s_x^2$ で分散 $\sigma^2$ を推定し、標本平均 $\bar{x}$ で平均 $\mu$ を推定する方法である。その結果、

$$\mu = \bar{x} - 0.4500 s_x$$

$$\sigma = 0.7797 s_x$$

となり、代入して次式を得る：

$$x_u = \bar{x} + \left\{ -0.7797 \ln \left( \ln \frac{T}{T-1} \right) - 0.4500 \right\} s_x$$

#### 4.2 制御実験と漸増実験で推定された極値の全球分布

年最大日降水量を用いて求めた再現時間10年に対する $x_u$ の全球分布がFig. 5である：a) 制御実験、b) 漸増実験に対する結果、c) 漸増実験と制御実験の差である。計算は61年から80年までのデータで、このときの漸増実験のCO<sub>2</sub>濃度はほぼ2倍である。なお、大規模な特徴を捉えるため、空間平均することで5°(経度)×4°(緯度)から10°(経度)×8°(緯度)に水平解像度を減らした後、再現期間 $T$ に対する降水量極値の計算を行った。

まず、年最大日降水量(Fig. 5a, b)の両方に共通する特徴は、熱帯において赤道アフリカ・南アジア・インドネシアからオーストラリア東部・赤道アメリカで、中緯度において東アジア域と北アメリカ大陸の東岸で値が大きいことである。この特徴は平均的な降水量分布と類似のパターンである。平均降水量では熱帯に比べて中緯度の値は小さいが、極値の場合には、インド付近(50mm/day)と同等の大きな値が、東アジア域(日本付近)で見られる。すなわち、東アジア域では、平均的な降水量が相対的に小さく、極端な降水量は熱帯とほぼ同等である。

漸増実験と制御実験の差(Fig. 5c)は、ほとんどの領域で正の値であるが、その大きさは一様ではなく、インド洋からアジアモンスーン域などの特定地域においてより大きい。差が大きな地域は、同一ではないが、年最大日降水量が大きな地域(Fig. 5a)にほぼ相当している。特に、年最大日降水量が小さいロシアなどのユーラシア大陸北部において、差が大きい(4mm/day)。これは、CO<sub>2</sub>濃度の増加にと

もなって、年最大日降水量の多い地域でその値が強まることに加え、年最大日降水量が小さい地域でも、地域によっては極端な雨が降る傾向を示している。

次に、年最大時間降水量に対する回帰時間の全球分布について検討する(Fig. 6)。年最大日降水量の場合と似たパターンを示しているが、日本周辺に注目すると、日降水量と比べて、東アジアから大きな値の領域があまり広がっていない。漸増実験と制御実験の差(Fig. 6c)は、ほとんどの領域で正の値を示しており、年最大日降水量と同様、一様に増加するのではなく、特定地域において傾向が強い。年最大時間降水量が大きいアジアモンスーン域や赤道アフリカ・アメリカ域などに加え、年最大時間降水量が小さいユーラシア大陸北部で、0.6mm/hourの値が見られる。すなわち、CO<sub>2</sub>濃度の増加にともなって、年最大時間降水量の多い地域でその値が強まることに加え、年最大時間降水量が小さい地域でも、地域によっては極端な雨が降る傾向がある。

#### 5. まとめ

CO<sub>2</sub>濃度の増加にともなう全球的な降水量極値の変化について、気象研究所大気・海洋結合モデルの数値実験結果を用いて解析した。漸増実験の80年目までの期間において、各格子点ごとに年最大日降水量と年最大時間降水量が上位5位に入る年を抽出し、各年ごとに上位5位に入った格子点数の全格子点数に対する割合を計算した。その結果、CO<sub>2</sub>濃度が増加するにつれ、極端に大きな日降水量と時間降水量の発生頻度が増える傾向があることがわかった。この傾向は、南北両半球で共通しているが、北半球の方が南半球より、極端な降水量の発生傾向が強い。

CO<sub>2</sub>濃度が増加した際に、日本付近でみると、日降水量と時間降水量の極値が増加することがわかった。しかし、年最大日降水量極値の発生頻度にはほとんど大きな変化はなく、年最大時間降水量の頻度の増加傾向は北半球と同等であった。

特定の再現期間に対する極値を推定し、漸増実験と制御実験の結果の比較により、空間的な降水量極値変動傾向の違いを調べた。その結果、CO<sub>2</sub>濃度の増加にともなって、年最大日降水量や年最大時間降

水量の多いアジアモンスーン域や赤道アフリカ・アメリカ域でその値が強まることに加え、年最大日降水量や年最大時間降水量が小さい地域でも、ロシアなどのユーラシア大陸北部の特定の地域で、極端な雨が降る傾向があることがわかった。

上記のような数値モデル実験から得た特徴に着目した観測データの解析が次の課題として期待される。

#### 謝辞

図の作成には地球流体電脳ライブラリを使用した。

#### 参考文献

- 春日屋 伸昌 (1986): 水文統計学概説, 鹿島出版会, 126pp.
- 佐藤 伸亮・岩嶋 樹也・鬼頭 昭雄 (2002): 大気中二酸化炭素濃度漸増モデル実験における全球水収支と降水量極値に関する解析, 京都大学防災研究所年報, 第 45 号 B, pp. 245-259
- IPCC(2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, [Houghton, J.T., Ding Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., and Johnson, C.A. (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, UK
- Iwashima, T. and Yamamoto, R. (1993): A statistical analysis of the extreme events: Long-term trend of heavy daily precipitation, J. Met. Soc. Japan, 71, pp. 637-640
- Karl, T.R. and Knight, R.W. (1997): Secular trends of precipitation amount, frequency and intensity in the USA, Bull. Am. Met. Soc., 79, pp. 231-241
- Kitoh, A., Noda, Y., Nikaidou, T. Ose and T. Tokioka (1995): AMIP simulations of the MRI GCM, Pap. Meteor. Geophys., 45, pp. 121-148.
- Kunkel, K.E., Andsager, K. and Easterling, D.R. (1999): Long-term trends in extreme precipitation events over the conterminous United States and Canada, J. Climate, 12, pp. 2515-2527
- Nagai, T., T. Tokioka, M. Endoh and Y. Kitamura (1992): El Niño-Southern Oscillation simulated in an MRI atmosphere-ocean coupled general circulation model, J. Climate, 5, pp. 1202-1233
- Tokioka, T., Noda, A., Kitoh, A., Nikaidou, Y., Nakagawa, S., Motoi, T., Yukimoto, S. and Takata, K. (1995): A transient CO<sub>2</sub> experiment with the MRI CGCM -Quick report-, J. Meteor. Soc. Japan, 73, pp. 817-826.
- Tokioka, T., Noda, A., Kitoh, A., Nikaidou, Y., Nakagawa, S., Motoi, T., Yukimoto, S. and Takata, K. (1996): A transient CO<sub>2</sub> experiment with the MRI CGCM -Annual mean response-, CGER's Supercomputer Monograph Report Vol. 2, CGER/NIES, Tsukuba, 86pp.
- Trenberth, K.E. (1998): Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates with climate change, Clim. Change, 39 pp. 667-694
- Yamamoto, R. and Sakurai, Y. (1999): Long-term intensification of extremely heavy rainfall intensity in recent 100 years, World Resource Rev., 11, pp. 271-281
- Yukimoto, S., Endoh, M., Kitamura, Y., Kitoh, A., Motoi, T., Noda, A. and Tokioka, T. (1996): Interannual and decadal variabilities in the Pacific in an MRI coupled GCM, Clim. Dyn., 12, pp. 667-683.



# Frequency of Precipitation Extremes at Times of Increased Atmospheric CO<sub>2</sub> Simulated in the MRI Coupled Atmosphere-Ocean Model

Tatsuya IWASHIMA, Takuji KUBOTA\*, Akio KITO<sup>H</sup>\*\*

\*Graduate School of Science, Kyoto University

\*\*Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

## Synopsis

Possible changes in precipitation extremes due to increased atmospheric CO<sub>2</sub> are investigated using the data from an MRI atmosphere-ocean coupled general circulation model. As in the increased CO<sub>2</sub> climate, the occurrence frequencies of maximum daily precipitation rates remarkably increase in the globe, the Northern and the Southern Hemispheres. Extremes of precipitation occur more frequently in the Northern Hemisphere than in the Southern Hemisphere. Spatial trends of precipitation extremes shows larger values in such an area with a small amount of precipitation as the Northern Eurasia, as well as in the Asian monsoon and the equatorial regions with heavy precipitation, followed by increasing of CO<sub>2</sub> concentration.

**Keywords :** CO<sub>2</sub>; precipitation extremes; Gumbel distribution