

大気中二酸化炭素濃度漸増モデル実験における 全球的水収支と降水量極値に関する解析

佐藤 伸亮*・岩嶋 樹也・鬼頭 昭雄**

* 京都大学大学院理学研究科

** 気象研究所気候研究部

要 旨

二酸化炭素が増加した時、全球の水収支や降水量極値の発生頻度がどのように変化するのか、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、「南半球では降水量より蒸発量が、北半球では蒸発量より降水量が多い」という特徴がより強まる。また、流出量 (= 降水量 - 蒸発量) は、南半球の低緯度帯の海上で減少し、赤道付近からその北にかけての陸上で大幅に増加する。日降水量極値の出現頻度は二酸化炭素の増加とともに増加する傾向が確認された。

キーワード：二酸化炭素漸増実験、全球水収支、降水量極値

1. はじめに

近年、大気中の二酸化炭素 (CO_2) の増加による全球的な気候の変化が問題となっている。そのため様々な大気・海洋結合モデルを用いて多くの数値実験が実施され、気候変化の予測と議論がなされている。その代表的なものが IPCC(気候変動に関する政府間パネル) によってまとめられている。2001 年の第 3 次報告書では、複数の温室効果ガスとエアロゾルの排出シナリオに沿った多くのモデル実験結果を総合し、21 世紀の気候の変化について詳細な予測をしている。

しかし、 CO_2 増加に伴う気候システムの変化についてこのように数多くの研究が既に存在するにも関わらず、水収支がどう変化するかの詳細についてはこれまでのところあまり調べられていない。降水量、蒸発量といった水収支に関する量は全球的に整合性のある長期観測が困難であるため、モデル実験結果に基づく解析が有効、有用である。

次に、これまでの研究を幾つか振り返り、残された課題や問題点について述べる。Roeckner *et al.* (1999) の数値実験結果では、陸海別に平均した降水量、蒸発量を調べたところ CO_2 増加時は海から陸への水蒸気輸送が増え、陸上での水循環が活発になっていた。

また、赤道付近のごく狭い緯度帯で、水蒸気フラックスの収束が非常に強まるために降水量が大きく増加し、その周辺の亜熱帯では補償下降流が生じて、水蒸気フラックスの発散が卓越するために降水量が減少していた。しかし、陸・海それぞれの緯度帯で、水収支がどのように変化するかについては明らかにしていない。Dai *et al.* (2001) は、降水は高緯度帯で大きく増加し、低緯度帯では降水量より蒸発量が増えることから、 CO_2 増加時は低緯度から高緯度への大気による水蒸気輸送が増え、全球的な水循環が活発になると予測した。しかし、赤道から南北 30 度までを低緯度帯としており、その中に Roeckner *et al.* (1999) が示したような緯度帯毎の細かな特徴や、陸・海別にどのような差があるかについては検討していない。

半球毎の水収支には、北半球では蒸発量よりも降水量が多く、南半球では逆に蒸発量の方が多いという特徴が知られている。大気中の CO_2 濃度を徐々に増加させた場合の地上気温については、北半球のほうが南半球よりも早く気温の上昇が始まり、最終的な上昇幅も大きいという特徴が多くの数値実験の結果に共通して得られている (Stouffer *et al.*, 1989; Tokioka *et al.*, 1995; Boer *et al.*, 2000 等) が、水収支の半球毎

の特徴が CO₂ 増加時にどう変化するかということについて調べた研究は少ない。Boer *et al.*(2000) によれば、蒸発量は気温と同様に北半球で大きく増加し、降水量の変化の半球毎の違いはそれほど大きくない。もしそうなら、半球別の降水と蒸発の差は小さくなるか、あるいは逆転するはずだが、そのことについては述べていない。また、Boer *et al.*(2000) の実験においては、降水量は海上で増加しているものの、陸上ではむしろ減少している。このような、彼等の研究における降水量蒸発量の半球別の特徴は、他の多くのモデルでは見られない。

本研究では、上記の残された課題を考慮しながら、気象研究所大気・海洋結合モデルの数値実験結果を利用して、CO₂ 増加時の水収支の変化をより詳細に探っていく。また、降雨状態の変化も検討するために、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を行った。なお、この解析では、(流出量)=(降水量)-(蒸発量)と定義する。ここでは広い空間、長期間にわたる平均を考えるのでこの近似を用いることができる (Peixoto *et al.*,1991)。流出量が正であれば、大気の運動によって他の場所からその場所へと水蒸気が運ばれてきていることを意味し、負であれば、逆に他の場所に水蒸気を供給していることになる。

2. モデルと解析データ

解析には、気象研究所大気・海洋結合モデル (MRI-CGCM1) の数値実験結果を用いる。以下にモデルや実験の概要について述べる (Kitoh *et al.*,1995; Tokioka *et al.*,1995)。

2.1 気象研究所大気海洋結合モデル MRI-CGCM1

このモデルの大気部分 (AGCM) は Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) で用いられたものと同じ格子点モデルである。AGCM の水平解像度は、5° (経度) × 4° (緯度) で、鉛直方向には 1hPa を最上層として 15 層が考えられている。このモデルはエアロゾルの効果を除くほとんどの物理過程を含んでいる。雲の種類は、診断的に、対流圏上部にまで達する積雲、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雲の 5 種類に決定される。モデル内の降水は、荒川-シュート積雲対流、湿潤対流調節、大規模スケールの凝結の 3 種類である。

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) に改良を加えており、現実に近い海底地形が組み込まれている。また緯度によって南北方向の解像度が異なる。緯度 12° より極側の格子間隔は 2.0° であるが、

それより赤道側ではエルニーニョをより良く再現するために 0.5° に狭めている。このモデルは、エルニーニョと似た 3~6 年周期の現象を再現している (Yukimoto *et al.*,1996)。東西方向の解像度は 2.5°、鉛直方向には 21 層あり、うち 11 層が水深 300m までの深さに存在する。そして現実的な海面水温 (SST) と海面塩分濃度 (SSS) を得るために海面フラックス補正を用いている。ここでは海面に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。

海氷モデルも組み込まれており、Tokioka *et al.*(1996) によると、観測結果に近い海氷の分布や厚さの季節変動を、北極だけでなく南極周辺においても再現できる。

この気候モデルの解像度は、AGCM と OGCM の間で異なる。さらに、上記のように、海洋にあたる格子の各点において海氷の空間的被覆率が予報される。したがって、大気の一つの格子点あたりの地表の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を、面積に応じた重みをつけて合計して算出する。海岸や島の存在する格子点では、部分的に陸地が存在すると考えている。

2.2 実験

CO₂ 濃度を 345ppm に固定した制御実験と、年 1% づつ複利型で増加させた漸増実験の 2 種類を行っている。現実大気では CO₂ に加えていくつかの温室効果気体の増加によって放射強制が増していくわけだが、CO₂ の年 1% の増加でおおまかには表現できると考えており、他の研究でもこの方法が用いられている (Stouffer *et al.*, 1989; Manabe *et al.*, 1991; Murphy, 1992)。どちらの実験も 150 年間にわたる時間積分を行い、漸増実験においては、CO₂ 濃度が 70 年後に 2 倍、140 年後に 4 倍になり、それ以降の CO₂ 濃度は一定とした。

なお、漸増実験と制御実験における 131~150 年目の 20 年間の平均値を、それぞれ CO₂ 濃度 4 倍時の気候値と制御実験の気候値として水収支の解析に用いた。

3. モデル性能の検証

二酸化炭素増加時の水収支を調べる際に、CO₂ 濃度を一定にした制御実験結果が現実の水収支をある程度再現していることが前提条件なので、観測値との対応について検討する。しかし、ここで注意すべきは、観測値が現実世界を充分表現していない可能性があるという点である。降水量は小さなスケールの地形や気象現象の影響を強く受けるにもかかわらず、その観測網は不十分で、海上や極域、山岳地域な

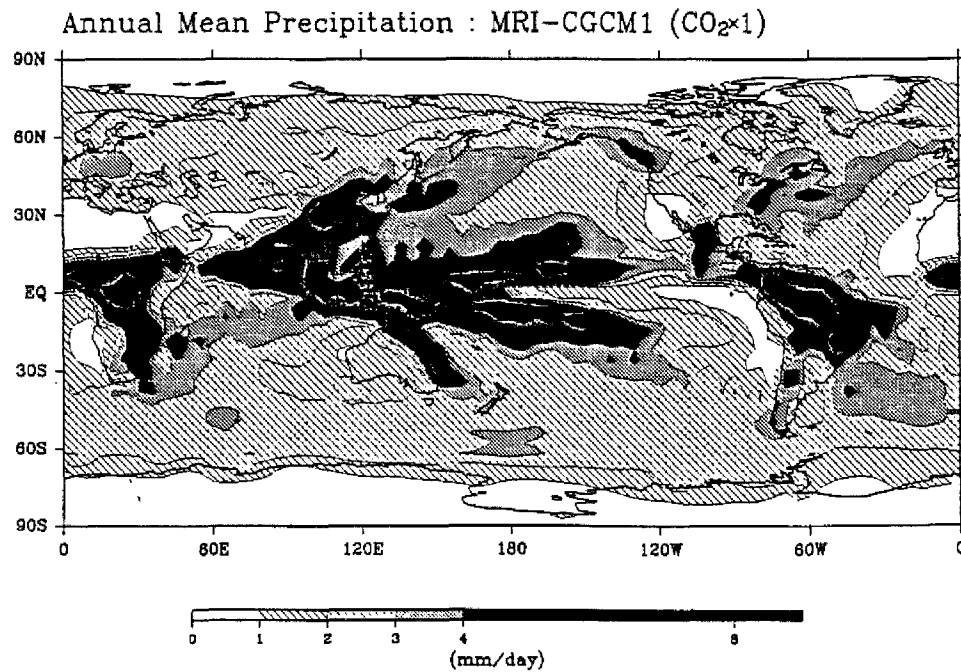


Fig. 1 Distributions of the annual mean precipitation (mm/day) simulated by the MRI-CGCM1 control experiment.

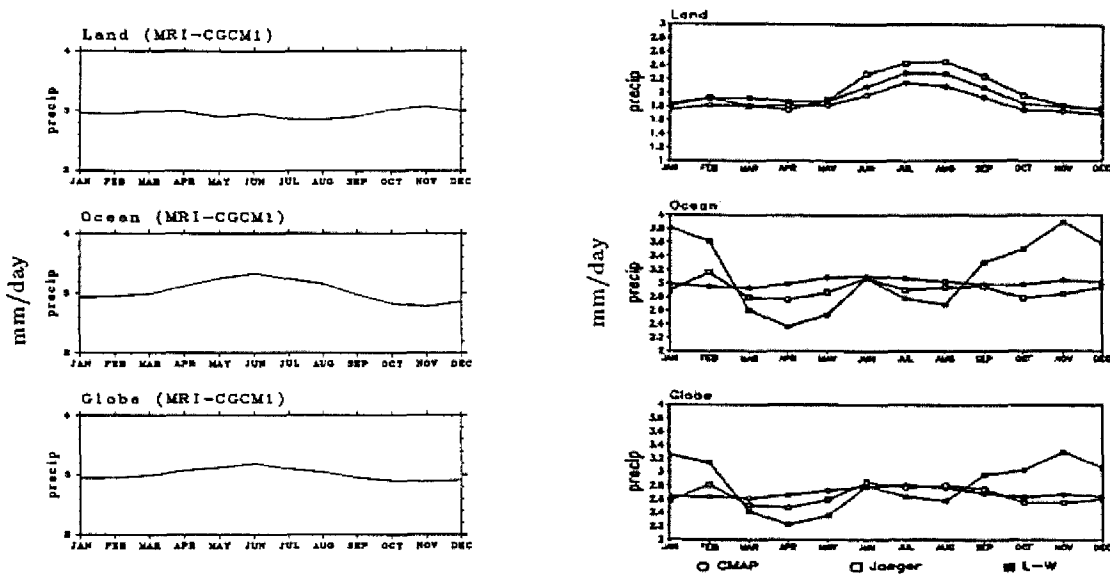


Fig. 2 The lefthand panels are the results of MRI-CGCM1 control run, and the righthand ones are adapted from Xie and Arkin(1997)[open circle = CMAP(Xie and Arkin,1997); open square = Jaeger(Jaeger,1976); solid square = L-W(Legates and Willmott,1990)]

どでは観測点が極端に少ない。したがってそのような地域の正確な降水量データを観測から得ることは極めて困難である。そのうえ、観測機器自体によって生じる誤差なども存在するため、様々な方法が開

発されているものの、全球的な降水量を正確に見積もることは今でもなお非常に困難である。また同様に、蒸発量についても高精度なデータの入手は困難であり、正確な蒸発量を知るための研究は降水量よ



Fig. 3: The Global distribution of land in the MRI-CGCM1.

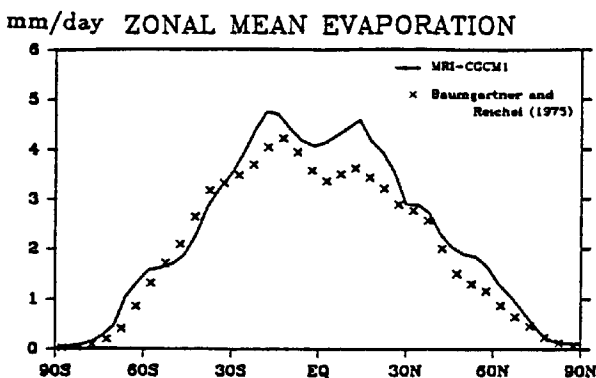


Fig. 4: Latitudinal distribution of the zonal-mean evaporation (mm/day) simulated by the MRI-CGCM1 control run. Baumgartner and Reichel's (1975) values have been added for comparison.

りも格段に少ない。従って、これから行う観測データとの比較では、モデル結果のおおまかな特徴が現在知られている水収支の気候学的特徴と矛盾するものではないことを確認し、観測とモデル結果の細かい部分の差については問題としないことにする。この章では、CO₂ 濃度を一定に保った制御実験の 150 年分データから最後の 20 年間 (131-150 年目) のデータを、MRI-CGCM1 における気候値として用いる。

まず年平均降水量の全球分布を検討する (Fig.1)。詳細に見ると、ITCZ が大西洋で表現されていなく、亜熱帯の乾燥地帯の降水が観測よりもやや多いが、MRI-CGCM1 における降水分布はほぼ観測に近い。

Fig.2 は MRI-CGCM1 における海陸別平均降水量の年変化を、過去の観測データ、あるいは観測結果を利用した解析データと比較したものである。海洋と全球の平均においては、3mm/day 前後で年変化は小さく、北半球の夏に最大になるという Xie and

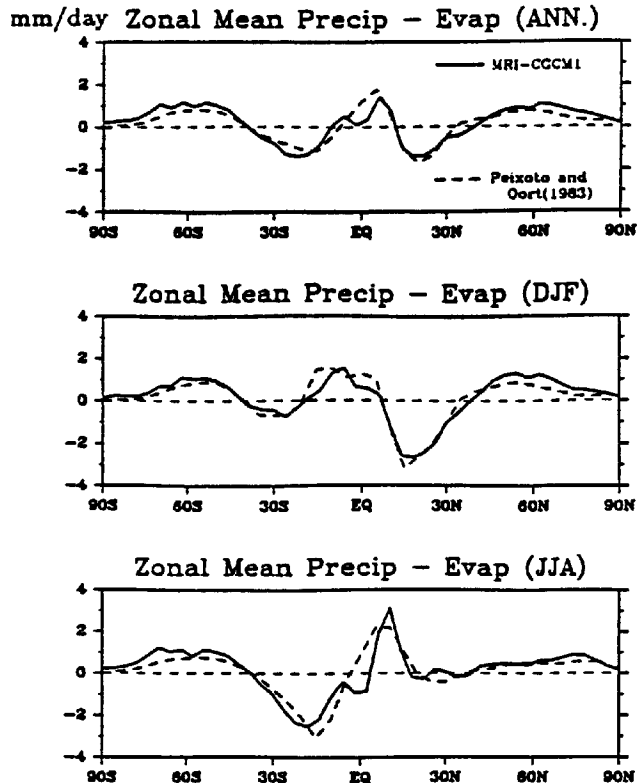


Fig. 5: Latitudinal distribution of the zonal-mean runoff (P-E) (mm/day) for annual mean (top), DJF (middle) and JJA (bottom) by the MRI-CGCM1 control run (solid line) and from Peixoto and Oort (1983) (dashed line).

Arkin (1997) の解析結果と一致する。しかし、陸上平均では、過去の観測データのばらつきが小さいにもかかわらず、MRI-CGCM1 の計算結果は定性的にも定量的にも観測とは大きく異なっている。このような結果になったのは、降水データを陸上と海上とに仕分けする際に問題があったことが一つの理由である。この降水データは 5° × 4° の格子点ごとに与えられているため、Fig.3 のように非常に大まかにしか海陸を判別することができない。東南アジアの海洋大陸と呼ばれる地帯は、実際は小さな島の集まりであるが、このモデルの海陸分布においては、この一帯が全て陸地となっている。多雨地帯である海洋大陸を全て陸地と判断するために、陸上の平均降水量は大きくなり、その変動の特徴も変わる。陸地面積はもともと海洋より小さいため、このモデルの海陸分布においては、海洋面積は実際の 13% 減にとどまるのに対し、陸地面積は 31% もの増加となる。そのため、粗い海陸分布を用いたことが、陸平均降水量により顕著に違いをもたらしたと考えられる。これは、ここでのデータ解析で充分考慮しなければならない。蒸発量については観測が乏しいので、緯度平

Table 1 Annual mean water budget for Northern Hemisphere, Southern Hemisphere and the globe. $\Delta(4 \times \text{CO}_2)$ denotes differences between 1%CO₂ experiment and control experiment averaged for the years 131-150.

	N.H.		S.H.		Globe	
	control	$\Delta(4 \times \text{CO}_2)$	control	$\Delta(4 \times \text{CO}_2)$	control	$\Delta(4 \times \text{CO}_2)$
Precipitation(mm/d)	3.04	0.58	3.03	0.05	3.03	0.31
Evaporation(mm/d)	2.98	0.43	3.09	0.20	3.04	0.32
Runoff(mm/d)	0.06	0.15	-0.06	-0.15	0.00	0.00
Precipitable Water(mm)	28.3	9.3	28.1	5.4	28.2	7.4

均分布 (Fig.4) と全球分布 (省略) の二つについて調べたところ、どちらも観測に近い結果が得られた。最後に降水量と蒸発量から、流出量 (= 降水量 - 蒸発量) の緯度平均についてみると (Fig.5), 年平均、季節平均いずれも、観測と非常に近い。

以上の比較検討結果から、このモデルの制御実験は現実の水収支のおおよそその特徴を十分に再現しているものと判断できる。

4. 二酸化炭素増加時の水収支

次に、漸増実験結果と制御実験結果とを比較し、CO₂ 増加時の水収支の変化について検討する。

4.1 全球・半球別水収支の変化

全球・半球平均した水収支が CO₂ 増加時にどう変化するかを調べるために、制御実験の水収支と、CO₂ 濃度 4 倍時 (131~150 年目) における漸増実験と制御実験との水収支の差を求めたところ (Table 1), CO₂ 濃度が 4 倍になった時、降水量・蒸発量・可降水量それぞれの全球平均・両半球平均は統計的に有意な増加が見られた。しかしそれらの増加は両半球で一樣ではなく、南半球よりも北半球において大きい。この南北半球の偏りは降水量の変化において特に顕著で、南半球における降水の増加量は北半球の 1 割に満たない。その結果、CO₂ 増加時には、北半球 (南半球) では蒸発量より降水量が多い (少ない) という特徴がさらに強まっている。南半球の可降水量の増加率は、約 0.0001mm/day に過ぎないことから、蒸発量と降水量の差のうち、大気中に蓄えられる水蒸気の量は無視できるほど小さく、ほとんどの水蒸気は大気の運動によって北半球に輸送されているとみてよい。その結果、年平均で考えると、南半球から北半球への大気による水蒸気の輸送が CO₂ 増加時は強められている。年変化を見ると (Fig.6), 南半球の夏においては、制御実験と同様に CO₂ 濃度 4 倍時でも北半球からの水蒸気の流入があるが、南半球の冬における北半球への水蒸気の輸送が強まるうえ期間も長くなっており、このことが年平均値に大きな影響を与えている。

それぞれの量の経年変化については Figs.7,8,9,10

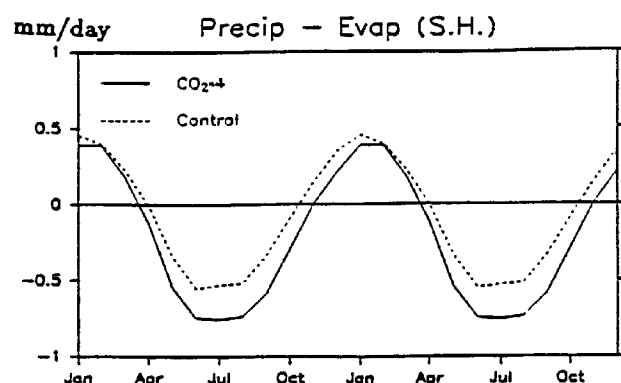


Fig. 6 Annual cycles of mean runoff(mm/day) for Southern Hemisphere. Solid and dashed lines indicate the 1%CO₂ experiment and the control experiment, respectively, for the years 131-150.

に示す。制御実験に若干の気候シフトが見られるが、CO₂ 濃度増加の影響に比べれば小さい。漸増実験においてはどの量もほぼ直線的で単調に増加しているが、両半球における流出量はおよそ 80 年目までは制御実験と大きな差はなく、それ以降から明瞭な増加や減少を示している。

4.2 緯度帯別水収支の変化

緯度平均した降水量 (漸増実験と制御実験における降水量の差) の時間変化を見ると (Fig.11), 緯度によって降水の変化の様相が大きく異なっている。早い段階から降水の増加が見られ、最終的な増加量も多いのは、北半球の低緯度帯 (赤道~北緯 20°) と高緯度帯 (北緯 50° ~ 80°) である。特に前者では 100 年目以降には 1mm/day を超える大幅な降水増が起こっている。逆に南半球の低緯度帯 (南緯 5° ~ 20°) では降水量が減少する。南半球には降水量が若干増加する緯度帯もあるが、この低緯度帯での大幅な減少と相殺され、前節のように半球平均した場合にはほとんど変化が見られない。このように赤道の北側において降水量が大幅に増加し、南側では逆に減少する、という MRI-CGCM1 と同じような傾

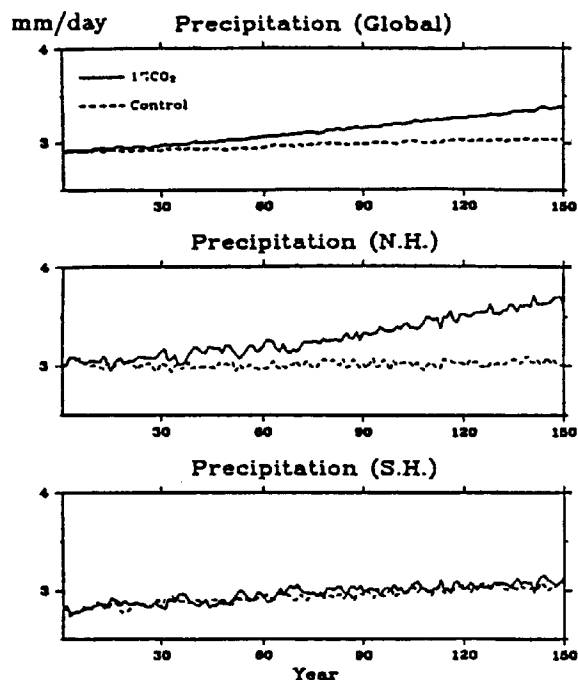


Fig. 7 Time evolution of annual mean precipitation (mm/day) averaged over the globe (top), the Northern Hemisphere (middle) and the Southern Hemisphere (bottom).

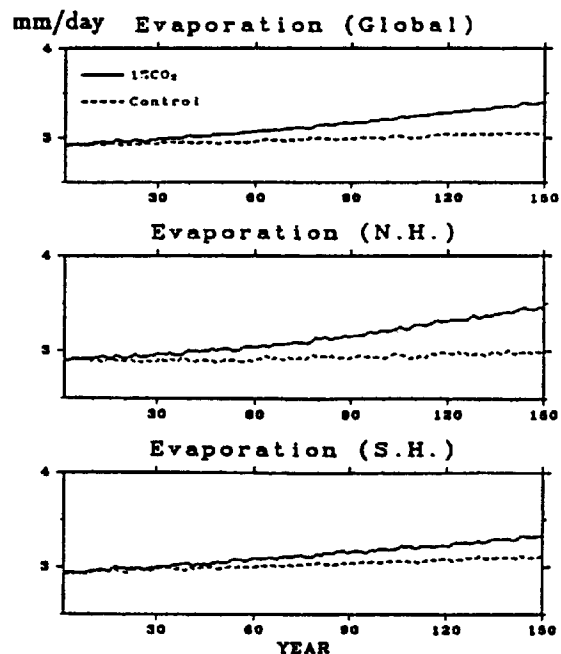


Fig. 8 The same as Fig.7, but for evaporation (mm/day).

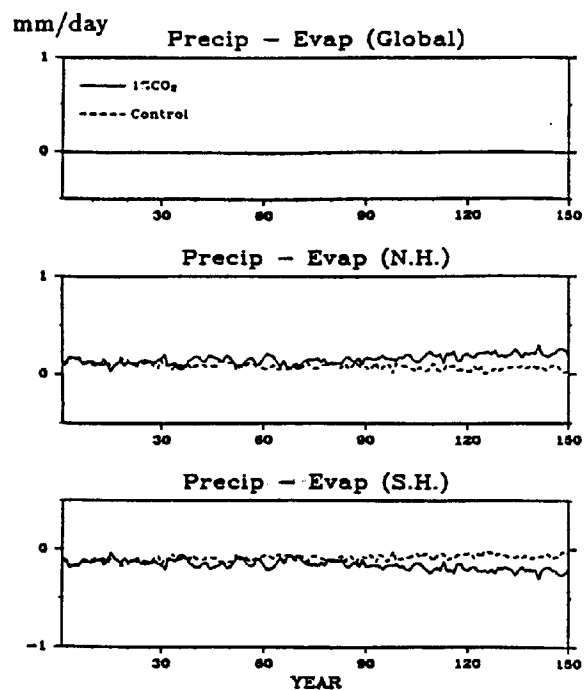


Fig. 9 The same as Fig.7, but for runoff (mm/day).

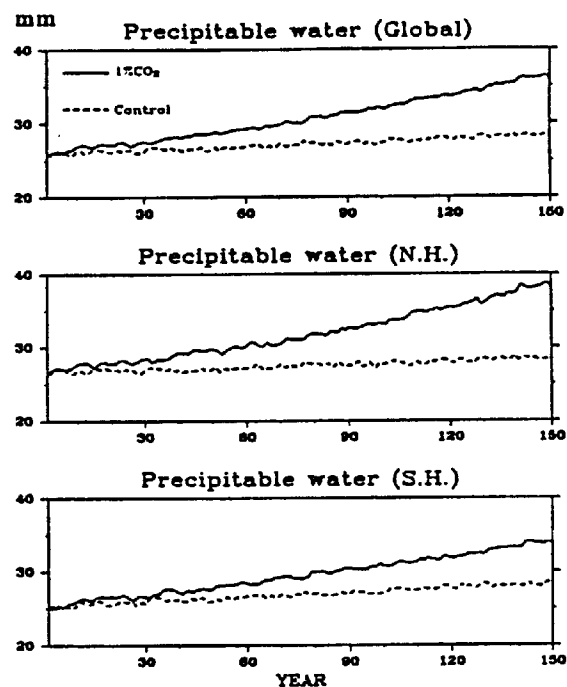


Fig. 10 The same as Fig.7, but for precipitable water (mm).

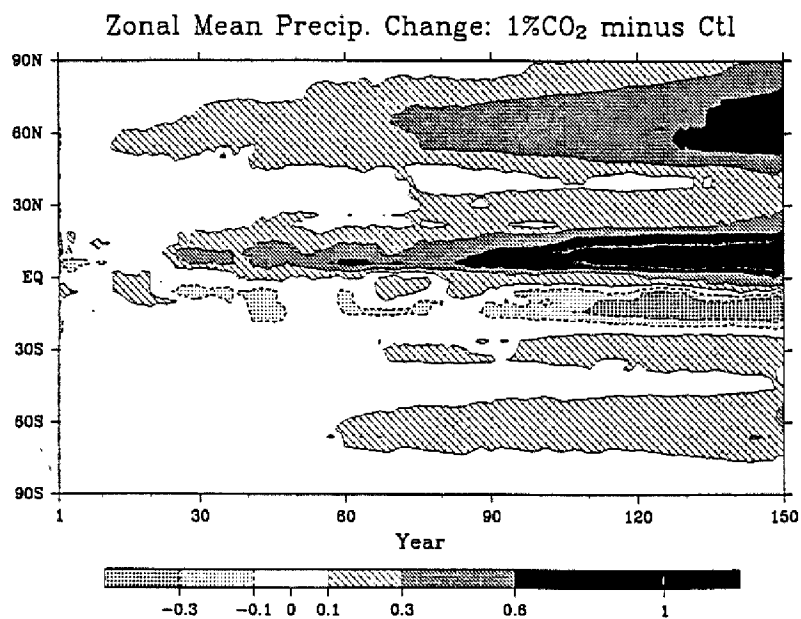


Fig. 11 Latitude-time section of zonally averaged 11-year-running-mean precipitation difference (mm/day), which is taken between the 1%CO₂ experiment and the control experiment at the same instance.

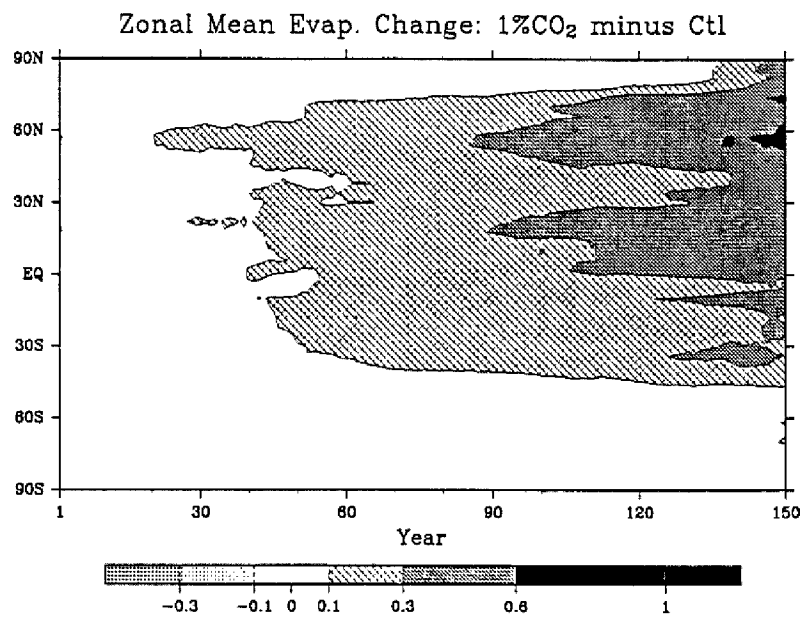


Fig. 12 The same as Fig.11, but for evaporation (mm/day).

向は, Dai *et al.* (2001) の Fig.26 にも見られるが, これまで強調されてはいない。一方, 蒸発量は, 南半球の中緯度以南 (南緯 45° ~) で変化が見られず, 北半球の極域で増加が遅れる。それ以外の緯度帯ではほぼ様な蒸発量の増加が見られる (Fig.12)。北半球の極域は 130 年目以降に急激な増加を示している。南半球の高緯度においては蒸発量が変化しない。これは Dai *et al.* (2001) の結果と一致する。

流出量は, Fig.13 に示したように, 両半球の低緯度帯で最も変化が大きく, 北半球では増加, 南半球では減少と対になったパターンを示している。北緯 20° ~ 45° にかけてはわずかな減少が, 北緯 60° 以北と南緯 50° ~ 70° には増加が見られる。Dai *et al.* (2001) は, 低緯度帯において蒸発の増加が降水より大きいいため, 大気中の水蒸気が増加し, それが中高緯度に輸送されてこの緯度帯の降水が増えると主張した。本研究でも同じことが言える。そしてそれと同時に, 南半球の低緯度帯から北半球の低緯度帯への大気の水蒸気輸送が非常に強まっていることが推測される。緯度帯ごとに海上, 陸上の仕分けを行うと, 以下のように更に興味深い結果が見られた。Fig.14 は各緯度帯の海陸別の流出量の総量と, CO_2 増加時のその変化を示したものである。制御実験の図 (上) は, 亜熱帯の海上から大量の水蒸気が大気中に供給され, 大陸部の低緯度帯と赤道よりやや北の南北に狭い海域で降水となる様子を示している。それは CO_2 増加時も変わらないが, とりわけ南半球の低緯度帯における流出量が減少し, 赤道からその北にかけての陸上と, 北緯 10° 付近の海上で流出量が増えている。この特徴はあらゆる季節で見られ, 北半球の夏から秋にかけて最も強まる (Fig.15)。また, 海上の北緯 10° 付近における流出量の増加は, 季節に関わりなくほぼ同じ緯度で起こるのに対し, 陸上における増加域は赤道付近 (12~2 月) から北緯 15° 付近 (6~8 月) まで季節によってその位置が移動している。

4.3 全球的水収支の変化パターン

Fig.16 は, 漸増実験において CO_2 濃度が約 4 倍になった際 (131~150 年目) の降水量の制御実験との差を表す。赤道から南緯 40° にかけて, 特に海上における降水量の減少が目立っている。太平洋南西部で降水が増えているが, これは SPCZ が弱まり, 南東方向に移ったことに伴うものであり, 北西に隣接した大きな減少域と合わせてこの領域全体の降水量は減少しているとみてよい。風に関するデータを参照すると, この SPCZ 域においては, 下層風の大規模な収束が弱まっており (Fig.19), それが降水の減少をもたらしたと考えられる。太平洋の ITCZ の位置は変わらず強化されている。南アメリカ大陸北部の増加と減少が南北に対になったパターンは, この地域の多雨地帯が北上したことを示している。制御実験

においてはほとんど表現されていなかった大西洋の ITCZ が見られる。アフリカのサヘル地帯での CO_2 増加時における降水の増加は, 他の数値実験による研究結果と一致している (IPCC, 2001)。 CO_2 増加時は, 南半球だけでなく北半球の亜熱帯でも降水が減少するという報告が過去に何例もある (Roeckner *et al.*, 1999; IPCC, 2001) が, この実験では, 北東太平洋から北アメリカ大陸にかけての一部でしか降水の減少が見られない。 CO_2 濃度 2 倍時 (70 年目前後) には地中海周辺に降水の減少域があるが, 濃度 4 倍時にはほとんど消え, 逆に増加に転じている。これは, CO_2 増加の影響が, 局地的には一方向的ではないということを示している。高緯度地帯 (特に北半球) では, 経度によらず, ほぼ一様に降水の増加が見られる。

蒸発量はほとんどの地域で増加している (Fig.17)。陸地における蒸発量の減少域 (北アメリカ大陸南部, 南アメリカ大陸の南緯 10° 前後の緯度帯, オーストラリア, アフリカ南西部モザンビーク付近, 等) と, 大幅な増加域 (サヘル地帯, カリブ海沿岸部, カザフスタン北部, 等) は, それぞれ降水量の減少域と大幅な増加域にほぼ対応している。海上では, 南極大陸周辺海域を除くほとんど全ての領域の蒸発量が増加している。南極大陸周辺では部分的に海面水温の低下が起こっており, 蒸発量の減少はこれに対応している。

流出量の変化を Fig.18 に示す。低緯度~中緯度の海上では, ITCZ と西太平洋の一部を除けばほぼ全ての領域で減少している。特に SPCZ 付近における減少が大きい。赤道付近の陸上ではほとんどの地域で大きく増加している。高緯度地域では, 降水量の減少している南極周辺海も含めて陸海ともに増加している地域が多い。前節で緯度帯別に流出量の変化を調べたところ, 北緯 10° 付近の海上では一年を通じての流出量の増加が見られたが, これは ITCZ の降水の増加に対応していることが分かる。

5. 二酸化炭素増加時における降水量値・降水日数の変化

CO_2 濃度の増加と共に全球平均降水量も増加することを前節で示したが, さらに, 雨の降り方がどのように変化するかを漸増実験の 80 年分の日降水量データを用いて調べる。

「極端な降水」を, 「80 年間でその格子点の上位 5 位までに入る降水」と定義し, それぞれの年で, どれだけ多くの格子点で極端な降水が発生したかを表したのが Fig.20 である。極端な降水の発生率も, CO_2 濃度の増加に伴って上昇している。また, 降水量の増加幅は南半球より北半球で大きかったが, 極端な降水の発生率も北半球で, よりはっきりした上昇を示

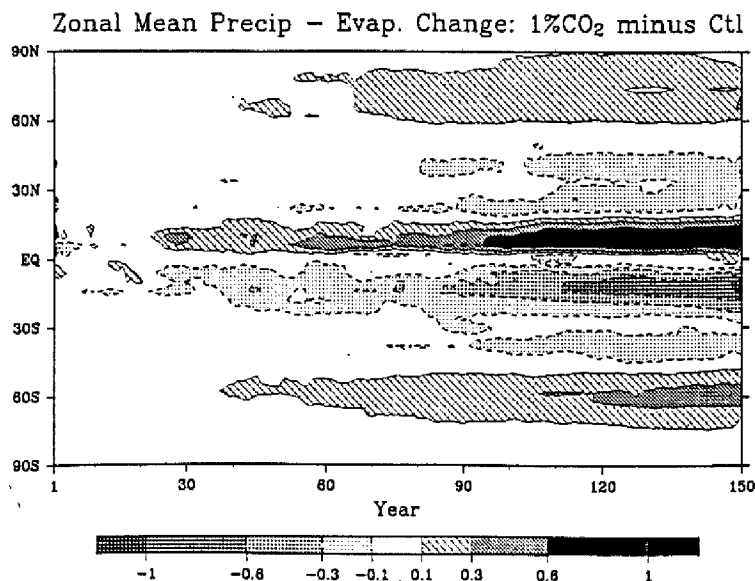


Fig. 13 The same as Fig.11, but for runoff (mm/day).

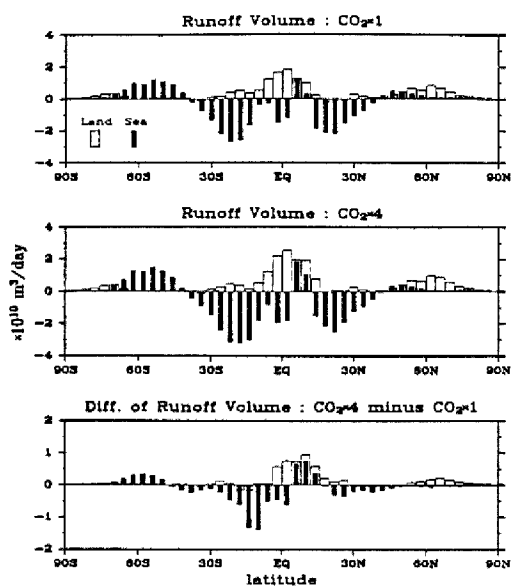


Fig. 14 Annual mean runoff volumes (m^3/day) in 4° -latitude zones of land (open bar) and ocean (solid bar) for the years 131-150 in the control experiment (top) and in the $1\%\text{CO}_2$ experiment (middle) and their differences (bottom).

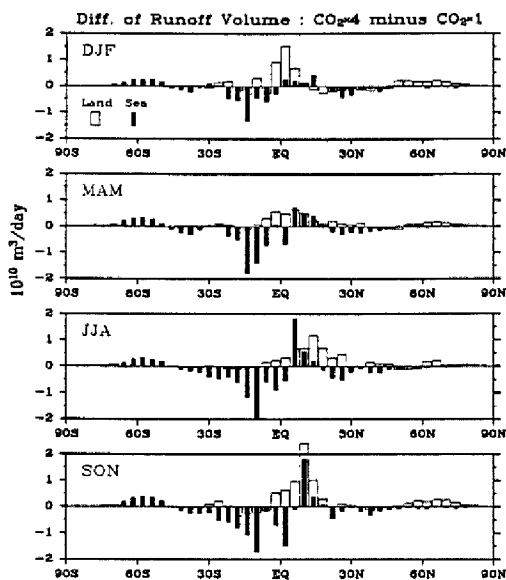


Fig. 15 Difference in seasonal-mean runoff volumes (m^3/day) in 4° -latitude zones of land (open bar) and ocean (solid bar) for the years 131-150 between the $1\%\text{CO}_2$ experiment and the control experiment.

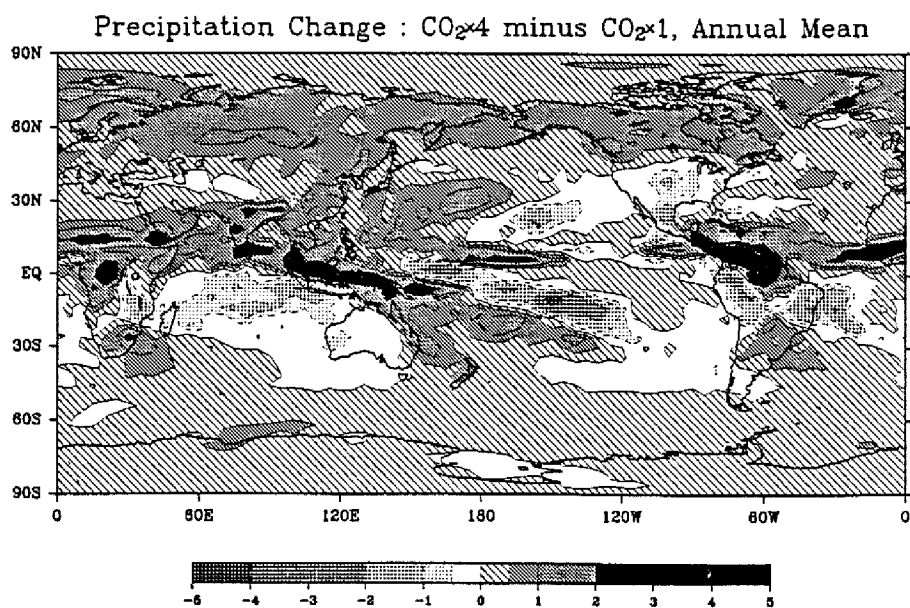


Fig. 16 Difference of annual mean precipitation (mm/day) for the years 131-150 between the 1% CO_2 experiment and the control experiment.

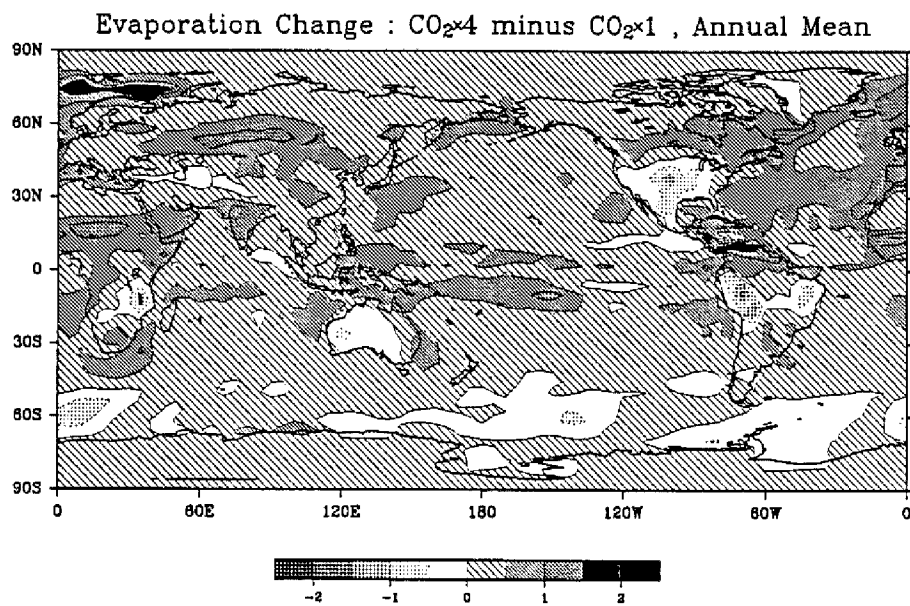


Fig. 17 The same as Fig.16, but for evaporation (mm/day).

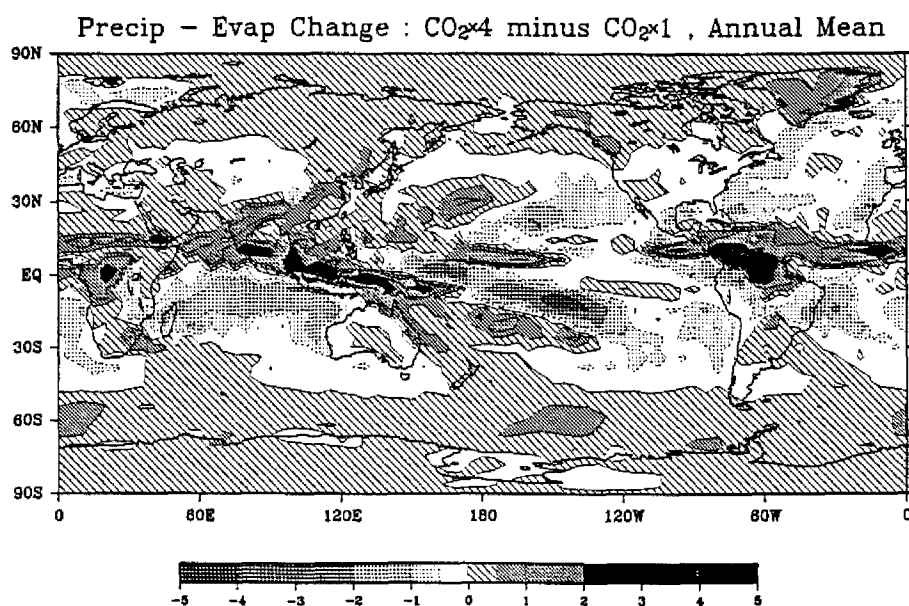


Fig. 18 The same as Fig.16, but for runoff (mm/day).

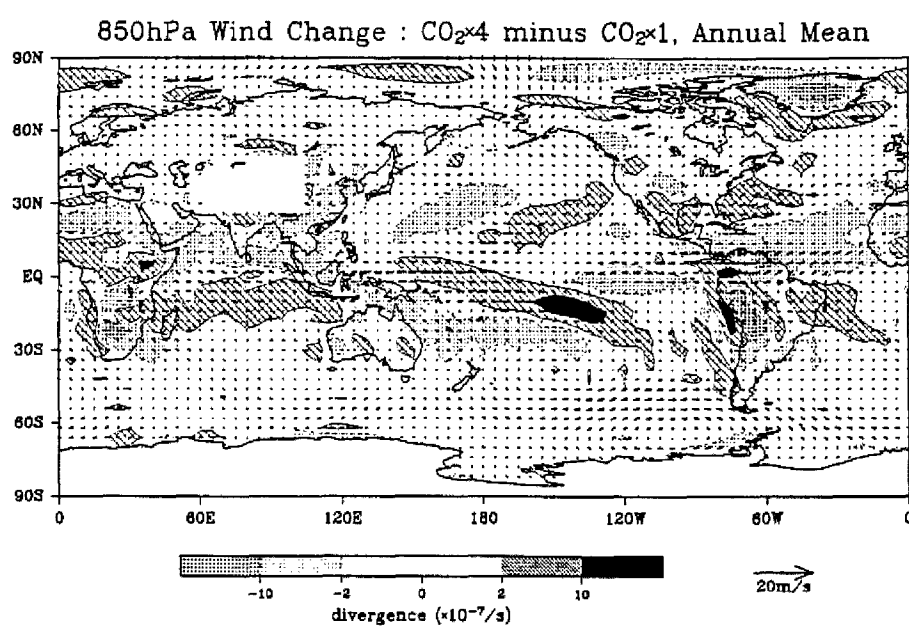


Fig. 19 The same as Fig.16, but for the 850hPa wind and its divergence. The reference vector is 20 m/s.

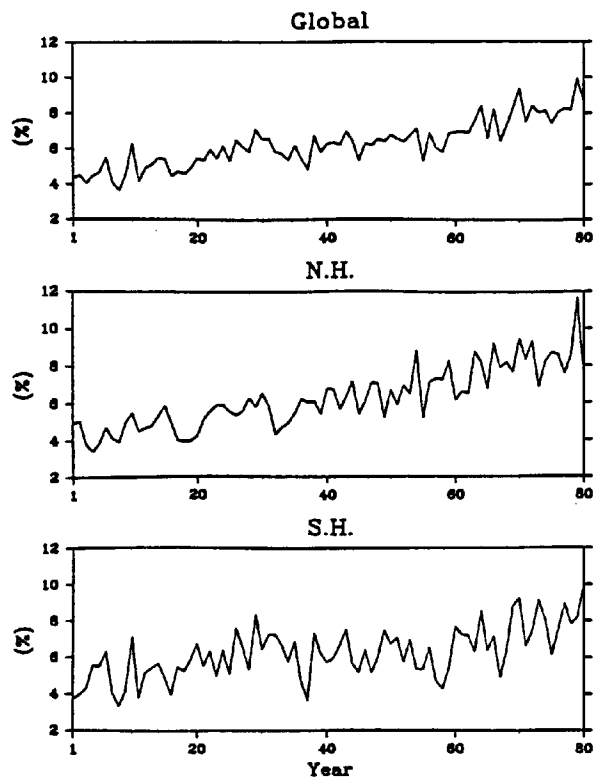


Fig. 20 Time evolution of the ratio of the grid points where extremes of maximum daily precipitation are recorded in each year, for the globe (top), the Northern Hemisphere (middle) and the Southern Hemisphere (bottom). The precipitation extremes mean the top five maximum daily precipitations for 80 years at each grid point, in this case.

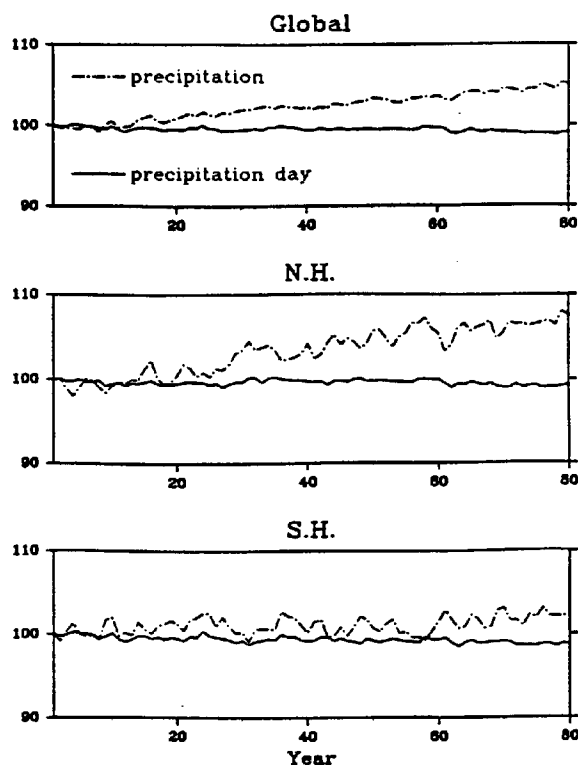


Fig. 21 Time evolution of annual mean precipitation (broken line) and the number of precipitation day (solid line) averaged over the globe (top), the Northern Hemisphere (middle) and the Southern Hemisphere (bottom). The values for the first year in the experiment are converted to 100.

している。時間降水量についても同様な解析を行ったところ、日降水量とほぼ同じ特徴が得られた。次に、20年毎に4つの期間に分け、降水量の80年間最大値がそれぞれの期間において出現した格子点の分布を調べた (Fig.22)。期間が後になるほど最大日降水量が出現した格子点が増えている。期間毎の海上・陸上における極値出現傾向にやや差がありそうであるが、より小さなスケールでは地域的特徴は見られない。

一方降水日数の変化を調べると、両半球とも増加は見られず、むしろ減少している (Fig.21)。したがって CO_2 濃度増加時は、一度の降水あたりの降水量が増え、平均すると降水強度が強まっていると考えられる。

6. むすび

温室効果気体の CO_2 が増加した時の全球的な水収支の特徴について、気象研究所の大気・海洋結合モデル MRI-CGCM1 の数値実験結果を用いて調べた。このモデル実験ではエアロゾルの影響は考慮せず、 CO_2 濃度を一定にした制御実験と、年1%ずつの複利で増加させた漸増実験との2種類が行われている。

制御実験における降水量、蒸発量の緯度分布と季節変化は、これまでの観測値から得られているおおまかな特徴をよく再現している。制御実験と比較して、漸増実験における水収支の特徴は以下のようにまとめられる：

- 大気中の CO_2 濃度の上昇に伴い、全球平均降水量・蒸発量・可降水量は比較的単調に増加する。これは、地上気温の上昇に伴い蒸発量が増加し、その結果、大気中の水蒸気量が増えて降水も増加したものと考えられる。

Occurrence of maximum daily precipitation

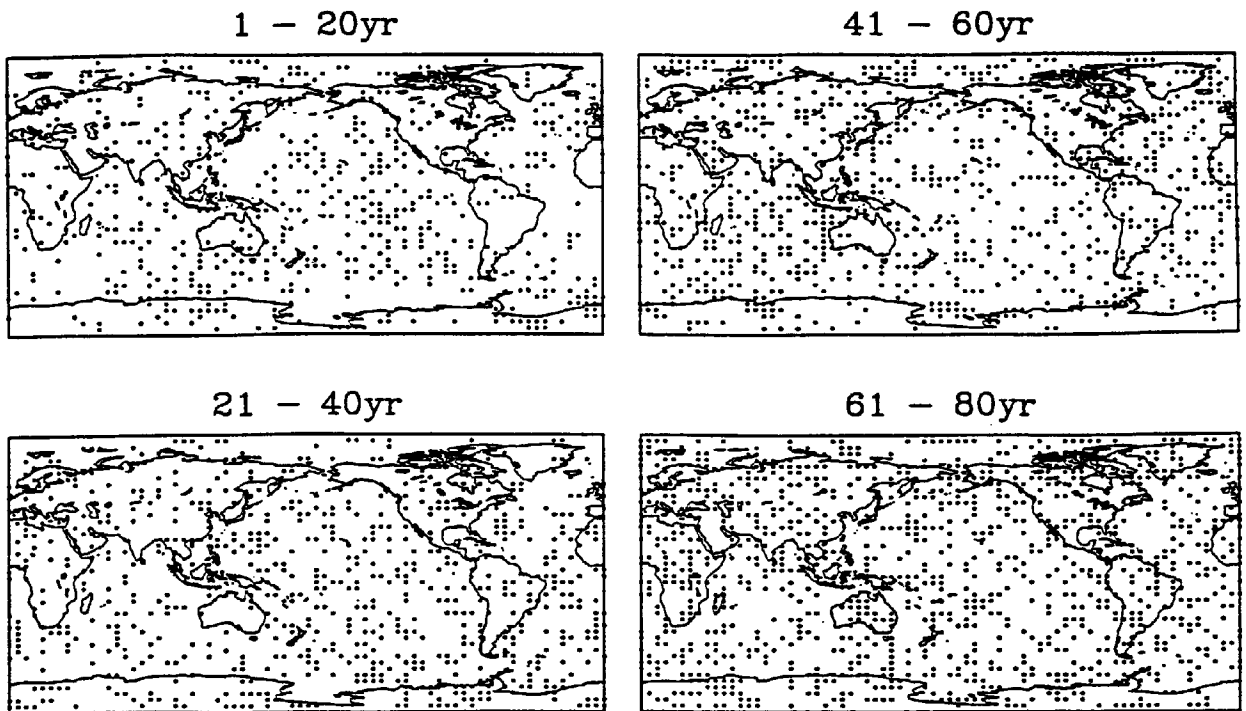


Fig. 22 Distributions of the grid points where maximum daily precipitation for 80 years occurs in each 20 years.

- 半球別にみると、南半球では蒸発量が増え、大気中の水蒸気も増加するにも関わらず降水量の変化は小さい。その結果、南半球では制御実験でも降水を上回る蒸発が起こっているが、CO₂ 増加時にはその差がさらに大きくなる。北半球では降水量、蒸発量ともに南半球より増加し、降水量の増加が蒸発量の増加を上回る。
- また、緯度帯別、陸・海別に流出量 (= 降水量 - 蒸発量) の変化を調べたところ、南半球の低緯度帯の海上で大きく減少し、赤道付近からその北にかけての陸上で特に増加していた。

各半球、緯度帯における蒸発量と降水量の差に比べると大気中に水蒸気として蓄積されていく量は無視できるほど小さい。したがって、CO₂ 増加時は、南半球から北半球への大気による水蒸気輸送、特に南半球低緯度の海上から北半球熱帯の陸上への水蒸気輸送が強まっているものと推定される。南半球低緯度の海上における流出量の減少は、南太平洋の SPCZ における降水量減少の影響が大きく、別途に風のデータを参照すると、CO₂ 増加時には、この領域で対流圏下層の収束が弱まっている。ここではデータの制約などから、輸送過程などの詳細な解析は行っていないが、こうした大規模な大気循環の変化によって水

収支の変化がもたらされたと推論される。

また、南北両半球の高緯度帯において流出量が増加しており、大気による低緯度から高緯度への水蒸気輸送も強まるという Dai *et al.* (2001) の数値実験結果と一致する。

日降水量を解析したところ、CO₂ 濃度増加時は降水日数が若干減少し、極端な降水が発生しやすくなることを示唆する結果を得た。

温室効果ガスの増加に対する気候の変化を調べる実験結果は、使用モデルに依存し、またどのようなシナリオを与えるかによる差も大きいと言われている。しかし、全球的に整合性のある長期観測が困難な降水量・蒸発量などの特徴についての研究では、モデル実験結果に基づく解析が有用・有効である。それぞれのモデルで得られる特徴の中で共通する結果などに基づいて作業仮説を立て、順次検証を進めることが重要である。本研究で見出された特徴も、他のモデルによる結果との照合や新たな観測データに基づく解析によって、その確度が高まるものと期待される。

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

- Baumgartner, A. and E. Reichel, 1975: *The World Water Balance*. Elsevier, Amsterdam, 179 pp.
- Boer, G.J., G. Flato and D. Ramsden, 2000: A transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: projected climate for the 21st century. *Climate Dyn.*, **16**, 427-450.
- Dai A., T.M.L. Wigley, B.A. Boville, J.T. Kiehl and L.E. Buja, 2001: Climates of the twentieth and twenty-first centuries simulated by the NCAR climate system model. *J. Climate*, **14**, 485-519.
- 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., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, UK
- Jaeger, L., 1976: Monthly Precipitation maps for the entire earth (in German). *Ber. Deutschen Wetterdienstes*, **18**, 38 pp.
- Kitoh, A., A. Noda, Y. Nikaidou, T. Ose and T. Tokioka, 1995: AMIP simulations of the MRI GCM. *Pap. Meteor. Geophys.*, **45**, 121-148.
- Kitoh, A., S. Yukimoto, A. Noda, T. Motoi, 1997: Simulated changes in the asian summer monsoon at times of increased atmospheric CO₂. *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 1019-1031.
- Kitoh, A., S. Yukimoto and A. Noda, 1999: ENSO-Monsoon relationship in the MRI coupled GCM, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 1221-1245.
- Lambert, S.J. and G.J. Boer, 2001: CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. *Climate Dyn.*, **17**, 83-106.
- Legates, D.R., 1995: Global and terrestrial precipitation: A comparative assessment of existing climatologies. *Int. J. Climatol.*, **15**, 237-258.
- Legates, D.R. and C.J. Willmott, 1990: Mean seasonal and spatial variability in gauge corrected global precipitation. *Int. J. Climatol.*, **10**, 111-127.
- Manabe, S., R.J. Stouffer, M.J. Spelman and K. Bryan, 1991: Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part 1: Annual mean response. *J. Climate*, **4**, 785-818.
- Murphy, J.M., 1992: A prediction of the transient response of climate. *Climate Res. Tech. Note*, No.32, Hadley Centre.
- 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**, 1202-1233.
- Peixoto, J.P. and A.H. Oort, 1983: The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. In *Variations of the Global Water Budget*. Reidel, London, pp. 5-65.
- Peixoto, J.P. and A.H. Oort, 1991: *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York, 520pp.
- Roeckner, E., L. Bengtsson, J. Feichter, J. Lelieveld and H. Rodhe, 1999: Transient Climate Change Simulations with a Coupled Atmosphere-Ocean GCM Including the Tropospheric Sulfur Cycle. *J. Climate*, **12**, 3004-3032.
- Stouffer, R.J., S. Manabe and K. Bryan, 1989: Interhemispheric asymmetry in climate response to a gradual increase of atmospheric CO₂. *Nature*, **342**, 660-662.
- Tokioka, T., A. Noda, A. Kitoh, Y. Nikaidou, S. Nakagawa, T. Motoi, S. Yukimoto, and K. Takata, 1995: A transient CO₂ experiment with the MRI CGCM -Quick report-. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 817-826.
- Tokioka, T., A. Noda, A. Kitoh, Y. Nikaidou, S. Nakagawa, T. Motoi, S. Yukimoto and K. Takata, 1996: A transient CO₂ experiment with the MRI CGCM -Annual mean response-. *CGER's Supercomputer Monograph Report Vol. 2*, CGER/NIES, Tsukuba, 86pp.
- Willmott, C.J. and D.R. Legates, 1991: Rising estimates of terrestrial and global precipitation. *Clim. Res.*, **1**, 179-186.
- Xie, P. and P.A. Arkin, 1997: Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.
- Yonetani, T. and H.B. Gordon, 2001: Simulated changes in the frequency of extremes and regional features of seasonal/annual temperature and precipitation when atmospheric CO₂ is doubled. *J. Climate*, **14**, 1765-1779.
- Yukimoto, S., M. Endoh, Y. Kitamura, A. Kitoh, T. Motoi, A. Noda and T. Tokioka, 1996: Interannual and decadal variabilities in the Pacific in an MRI coupled GCM. *Clim. Dyn.*, **12**, 667-683.

Simulated Changes in the World Water Balance and the Frequency of Precipitation Extremes at Times of Increased Atmospheric CO₂

Nobuaki SATOH*, Tatsuya IWASHIMA, Akio KITO^H**

***Graduate School of Science, Kyoto University**

****Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency**

Synopsis

Possible changes in the world water balance and in the occurrence frequencies of precipitation extremes due to increased atmospheric CO₂ are investigated by the use of the data simulated by an MRI global atmosphere-ocean general circulation model. A deficit of precipitation over evaporation in Southern Hemisphere and an excess of precipitation in Northern Hemisphere become larger as CO₂ increases. Runoff(= precipitation – evaporation) remarkably decreases over the ocean in the tropical Southern Hemisphere and increases over land in the tropical Northern Hemisphere. Extremes of daily precipitation occur more frequently in the increased CO₂ climate.

Keywords :CO₂; water balance; precipitation extremes