

## 2 全球モデル実験

### 2.1 モデルの概要と実験設定

#### 2.1.1 モデル

d4PDF の全球モデル実験は、気象研究所大気大循環モデル MRI-AGCM3.2 (Mizuta et al. 2012)を用いておこなった。水平解像度は約 60km のものを使用し、格子数は東西 640 格子、南北 320 格子となっている。このモデルは、気象庁・気象研究所統一全球大気モデルおよびそのごく一部を改訂した版である MRI-AGCM3.1 をベースにし、多くの物理過程パラメタリゼーションスキームを新たに開発・導入したものである。モデルは静力学プリミティブ方程式系のスペクトルモデルであり切断波数は 319、鉛直座標系は  $\sigma$ -p ハイブリッド座標で鉛直層数は 64 層、最上層は 0.01hPa に置いている。その他の物理過程スキームなどについては表 2.1.1 に示している。

表 2.1.1: MRI-AGCM3.2 60km モデルの仕様

水平解像度	TL319 (640×320 格子; 格子間隔約 60km)
鉛直層数	64 層(モデルトップは 0.01hPa)
時間積分法	セミインプリシット・セミラグランジュ法 (Yoshimura and Matsumura,2005)
時間ステップ	10 分
積雲対流	Yoshimura et al. (2015)
雲	Tiedtke (1993)
放射	JMA (2007)
重力波抵抗	Iwasaki et al. (1989)
陸面	SiB ver.0109 (Hirai et al. 2007)
大気境界層	Mellor and Yamada (1974) Level 2
エアロゾル	直接効果: 5 種; 間接効果: なし

これまでに MRI-AGCM3.2 を使用した実験としては、文部科学省 21 世紀気候変動予測革新プログラム「超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究」(平成 19-23 年度)の後期における温暖化予測実験(20km と 60km の解像度を使用)、文部科学省気候変動リスク情報創生プログラム「気候変動リスク情報の基盤技術開発」(平成 24-28 年度)における温暖化予測実験(20km と 60km の解像度を使用)、環境省「地球温暖化影響の理解のための気候変動予測」の実験(60km の解像度を使用)がある。革新プログラムの実験結果については第 5 次結合モデル相互比較プロジェクト(CMIP5)に提出されており、また気象庁「地球温暖化予測情報」第 8 巻に用いられた地域気候モデル実験の外部境界と

しても用いられている。従ってモデルの詳細についてはそれらについての文献および Mizuta et al. (2012)を参照されたい。いずれの実験においても水平解像度とそれに応じた積分時間間隔以外は共通のモデル設定（物理過程スキーム・パラメータ）を使用しており、結果は相互に比較が可能となっている。

### 2.1.2 実験設定

大気モデルに外部境界条件として海面水温（SST）・海氷密接度・海氷厚・温室効果気体・オゾン・エアロゾル等を与えて以下の3種の実験を行った。いずれも実験期間は60年である。

- 過去実験: 過去の気候を再現する実験
- 4°C上昇実験: 全球平均地上気温が産業革命前に比べ4°C上昇した気候を表現する実験
- 非温暖化実験: 過去実験の期間で地球温暖化が進行しなかった場合を表現する実験

4°C上昇実験は、広く行われている排出シナリオにしたがった実験ではなく昇温幅を固定した実験を行っている。これは実験の初期と末期で温暖化の段階が異なると同一のサンプルとして扱うのに困難が生じるため、温暖化の段階を固定して長期のトレンドが含まれないようにするためである。温暖化の途中の段階での状態は、昇温幅から線形内挿で推定する。例えば3°C上昇時の変化は4°C上昇時の変化の75%であると推定する。推定が妥当かどうかについては、今後2°C上昇実験などを行ってその結果を4°C上昇実験と比較して検討する。

非温暖化実験は過去実験と比較することで過去の温暖化影響を定量化するアトリビューション研究に利用することができる。また期間内で温暖化による長期トレンドが含まれないため、その影響を考慮する必要のある解析においては4°C上昇実験の比較対象として利用できる。

実験名と実験年・アンサンブル数の対応については表2.1.2に示している。過去実験・非温暖化実験では1951年から2010年までの60年間を解析対象とする。4°C上昇実験では便宜上2051年から2110年の年号を与えているが、実際のこの年を想定したものではないことに注意する必要がある。それぞれの実験でアンサンブル実験を行っており、アンサンブル数は過去実験で100、4°C上昇実験では90である。

SST・海氷密接度・海氷厚については、過去実験では観測の値をベースに作成したものを用了。それぞれに摂動を加えた100種類の分布の値を作成し与えることで100のアンサンブル実験を行った。非温暖化実験では過去実験で用いるデータからトレンド成分を除去したものを用了。4°C上昇実験においては6種類の将来変化分布を用意し、各パターンに15種類の摂動を加えた合計90種類の分布の値を与えることで90アンサンブル実験を行った。これらについて詳しくは次節で述べる。

温室効果ガス（CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, CFCs）の濃度は、過去実験では各年の観測値、非温暖化実験では観測値の1850年に相当する濃度、4°C上昇実験においてはRCP8.5シナリオの2090

年に相当する濃度を用いた。濃度は全球で一様な値を与えている。オゾン分布については気象研究所化学輸送モデル、エアロゾル分布については気象研究所地球システムモデルを用いた実験結果をそれぞれ使用した。オゾン・エアロゾルいずれも月平均の3次元分布に5年の移動平均をかけたものを外部境界条件として与えている。過去実験では対応する各年の値、4℃上昇実験では2090年に相当する値を用いた。非温暖化実験については、オゾンは1961年の値で、エアロゾルについては、硫酸エアロゾル・黒色炭素・有機炭素については産業革命前実験の気候値に固定し、その他のエアロゾル分布（土壌粒子・海塩粒子）については過去実験と同じ値を用いた。これらについて表2.1.3にまとめている。

初期値については、同じ60kmモデルを用いた創生プログラムでの20世紀末実験・21世紀末実験（RCP8.5）の結果の各年1月1日の状態を使用した。過去実験・非温暖化実験ではその初期値を使って1950年1月1日から、4℃上昇実験では2049年1月1日から、それぞれ時間積分を行い、十分時間が経過した後の状態を解析対象としている。

表 2.1.2: 実験名と実験年・アンサンブル数

実験	実験名	年	アンサンブル数
過去実験	HPB_mXXX	1951-2010	100 (XXX=001-100)
4℃上昇実験	HFB_4K_YY_mXXX	2051-2110	6 (YY=CC,GF,HA,MI,MP,MR) ×15 (XXX=101-115)
非温暖化実験	HPB_NAT_mXXX	1951-2010	100 (XXX=001-100) (予定)

表 2.1.3: 温室効果ガス・エアロゾル・オゾンの境界条件

実験	温室効果ガス	エアロゾル	オゾン
過去実験	観測値	MRI-ESM 実験出力各年	MRI-CCM 実験出力各年
4℃上昇実験	2090年相当	同上、2090年	同上、2090年
非温暖化実験	1850年相当	硫酸,BC,OCは産業革命前、 土壌,海塩は過去実験と同じ	同上、1961年

### 2.1.3 SST・海氷の設定

#### (1) 過去実験

過去実験の海面水温データは、COBE-SST2 (Hirahara et al. 2014) の1951年から2010年までのものを使用する。COBE-SST2は、船舶と漂流ブイによる観測データの観測バイアスを適切に除去し、全球の緯度1度、経度1度の格子上における最適な水温値を日別に計算し、これらの月毎に平均したものである。COBE-SST2には、衛星観測が始まる1978年12月以前の、Walsh and Chapman (2001) による海氷密接度データと衛星観測データから自前で解析した海氷密接度解析データとを使用し、これらの海氷密接度データと整合するように日々の海面水温変化を求めている。さらに、COBE-SST2では解析値の誤差も同時に推定され、解析値とともに配布されている。

100 例の過去アンサンブル実験を行うために、海面水温解析の推定誤差と同等の振幅を持つ海面水温摂動を作成した。この摂動は、海面水温解析時に使用される年々変動を表す経験的直交関数 (Empirical Orthogonal Function: EOF) を利用して構成される。この EOF は海面水温の衛星観測データを含めて高精度な水温データから求めたものである。ここでは、推定誤差が各月の観測データ数が衛星観測のものに比べて少ないために生じられる誤差とし、誤差の変動成分もまた同じ EOF で表現できると仮定している。また、摂動の時間変化は観測された水温変動と同じ周期性を持つとして、各 EOF 成分について、自己回帰移動平均モデルによりランダムに生成したものとする。海洋にみられる中小規模渦による数百 km スケールの海面水温変動は EOF では表現されないため、衛星解析との衛星を使用しない解析との分散の差を補う渦変動も摂動に加味した。

この摂動を使用することで、初期値摂動と同等のモデルアンサンブルスプレッドが表現できることを確認している。また、摂動海面水温で大気モデルを駆動することで、過去に発生した顕著なイベントの再現性が向上する場合もあることを確認しているが、包括的な検証は今後行う。

上記した推定誤差は観測データの時空間的な粗密を反映したもので、観測データが少なくなる過去ほど誤差は大きい。しかしながら、今回の過去実験においては摂動の振幅の時間変化を考慮しないで済むようにしたい。後述する将来実験や非温暖化実験結果と現在実験とを統計的に比較する際に、海面水温の変動要因を最小限にしておきたいというのが理由である。そこで、今回の実験で使用する摂動には、近年の代表的な推定誤差であるところの、海面水温の年々変動の標準偏差の 30% を与えた。

海面水温摂動に整合するように、海氷密接度データにも摂動を与える。海面水温解析時に、海氷密接度の二次式 (海氷-海面水温関係式) を用いて、時々刻々の密接度に対応する海面水温を計算しているが、海氷密接度の摂動を求める場合には、この逆の変換を行う。この二次式の係数は、海域別、季節別に定義されている。

海氷の厚さは、その気候値 (Bourke and Garrett 1987) を元に、海氷密接度に整合するものを与えた。厚さの時間変化は、気候値に密接度を乗じたものとした。

## (2) 4°C 上昇実験

観測された海面水温からトレンド成分を除いたものと、将来の海面水温変化パターンを加えたものを、将来実験に与える海面水温ならびに海氷の境界値とする。観測に合わせて 60 年分の将来の海面水温を用意するが、将来変化パターンは時間変化しない。

観測データのトレンド成分は、Hirahara et al. (2014) にならって、1951 年から 2010 年までの解析値を EOF 展開したときの第一モードとした。このモードに射影された海面水温変動は、全球平均海面の時間変化をほぼ説明する。

将来の海面水温変化パターンは、図 2.1.1 に示すように、CMIP5 の RCP8.5 実験の主要 6 モデル (表 2.1.4) の 2070 年から 2099 年の平均的水温変化量として定義した。6 モデルは

海面水温変化パターンのクラスター分析 (Mizuta et al. 2014) をもとに、パターンが互いに似ていないモデルを主要なモデルから選定した。気象研大気モデルにこれらの海面水温変化パターンを与えたとき全球平均地上気温が+4°Cに近い応答となるように、海面水温変化パターンに CMIP モデル依存の係数を乗じる (Shiogama et al. 2010)。これに過去実験で使用した海面水温摂動の内、任意の 15 個を選び使用した。摂動は 6 モデルの変化パターンを変えた各実験間で同じものを使用した。

大気モデルに与える各モデルの将来の海氷密接度は次のように求めた。+4°C 上昇時の海面水温に相当する海氷密接度は、CMIP5 に参加した 36 個の気候モデルによる 2080 年から 2099 年までの将来実験のモデル平均である。この海氷密接度の半球別積算値 (海氷面積) の季節変化からずれないように、かつ、上記の将来海面水温に整合するように、各モデルの海氷密接度を決定する。過去実験と同様に、将来の海氷密接度についても、海面水温から海氷密接度を計算する二次式を用いる。ただし、氷縁 (海氷密接度が零) での水温値を示す二次式の定数項を、CMIP5 モデル平均の将来の海氷面積と合うように、半球別一定の量を加減しながら季節毎に変更した。求めた海氷密接度の分布を図 2.1.2 に示す。

将来の海氷の厚さについても同様に、CMIP5 モデル平均からずれずに、かつ海氷密接度と整合するように求める。ここで、海氷の厚さの将来分布の気候値は Bourke and Garrett (1987) の気候値を季節別に一定数倍したものとす。その係数は、将来の海氷の厚さ半球別積算気候値の季節変化が、CMIP5 モデル平均のものと一致するように、季節毎に求めた。現在実験と同様、将来の密接度の時間変化に将来の海氷厚の気候値を乗じて海氷の厚さの時空間変化を計算した。

表 2.1.4: 使用した CMIP5 モデル

CMIP5 モデル	実験名略称	機関名 (国名)
CCSM4	CC	National Center for Atmospheric Research (USA)
GFDL-CM3	GF	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (USA)
HadGEM2-AO	HA	Met Office Hadley Centre (UK)
MIROC5	MI	AORI, NIES, JAMSTEC (Japan)
MPI-ESM-MR	MP	Max Planck Institute for Meteorology (Germany)
MRI-CGCM3	MR	Meteorological Research Institute (Japan)

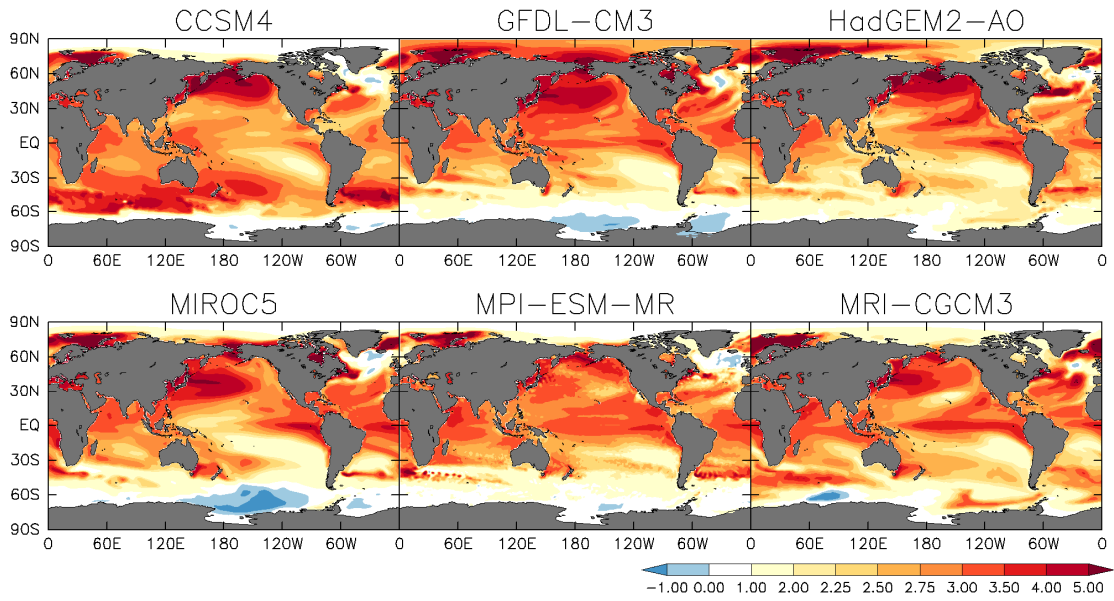


図 2.1.1: 使用した CMIP5 結合モデル毎の、与えた海面水温変化パターン [K]。すべての月、すべての年、すべてのメンバーを平均したもの。

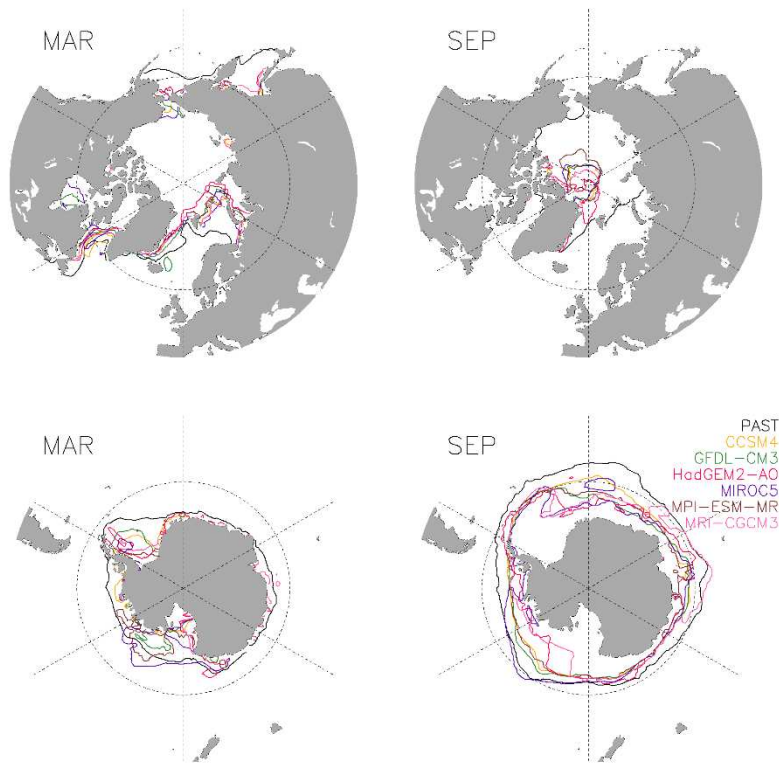


図 2.1.2: 過去実験 (黒) および使用した CMIP5 結合モデル毎の 4°C 上昇実験 (色) における氷縁分布。海水氷密度度が 15% の等値線を描いている。(上) 北半球と (下) 南半球の、(左) 3 月と (右) 9 月の平均。

### (3) 非温暖化実験

非温暖化実験では、将来実験のように、トレンドを除いた海面時系列を使用した。トレンドを含んでいない非温暖化実験出力は、上記の将来実験と直接対比できるものであるた

めに使い勝手が良い。また、上述の現在実験と対比すれば、気候状態に温暖化の影響がどれだけ含まれるかを検証するイベント・アトリビューションを 1950 年以降の 60 年間について行うことができる。

非温暖化状態は、トレンド成分の 1900 年から 1919 年までの 20 年間の平均として定める。これに、上記したトレンドを含まない年々変動と、現在実験で使用したのと同じ 100 個の摂動を加えたものを、モデルに与える海面水温とした。

非温暖化実験で使用する海氷密接度は、上で定義した海面水温時系列から、Hirahara et al. (2014) の海氷-海面水温関係式を用いて求めた。この海氷密接度に相当する海氷の厚さを求める手順は現在実験のものと同じである。

## 2.2 過去実験と 4°C 上昇実験の結果

### 2.2.1 バイアス

冬季（12-2 月; DJF）ならびに夏季（6-8 月; JJA）における地上気温、海面較正気圧（地上気圧）、降水量の気候値とモデルバイアスを示す（図 2.2.1-2.2.3）。比較対象として、ERA-Interim 再解析データ (Dee et al. 2011) と GPCP (Global Precipitation Climatology Project; Adler et al. 2003) を用いた。

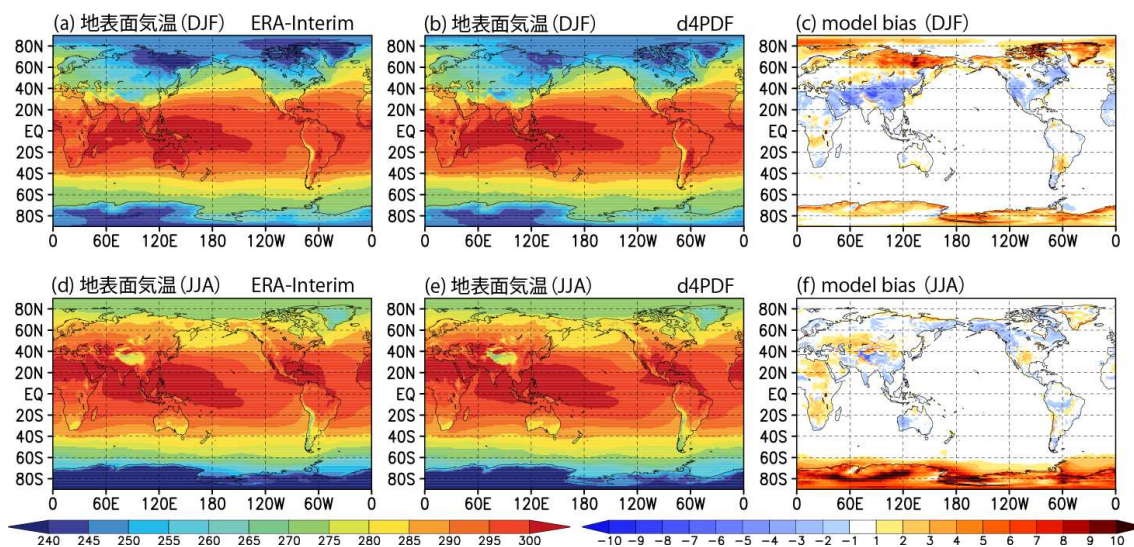


図 2.2.1: 冬季（上段）ならびに夏季（下段）における地表面気温 [K] の気候値（1979-2010 年）とそのモデルバイアス。(a, d) ERA-Interim、(b, e) d4PDF、(c, f) d4PDF マイナス ERA-Interim。

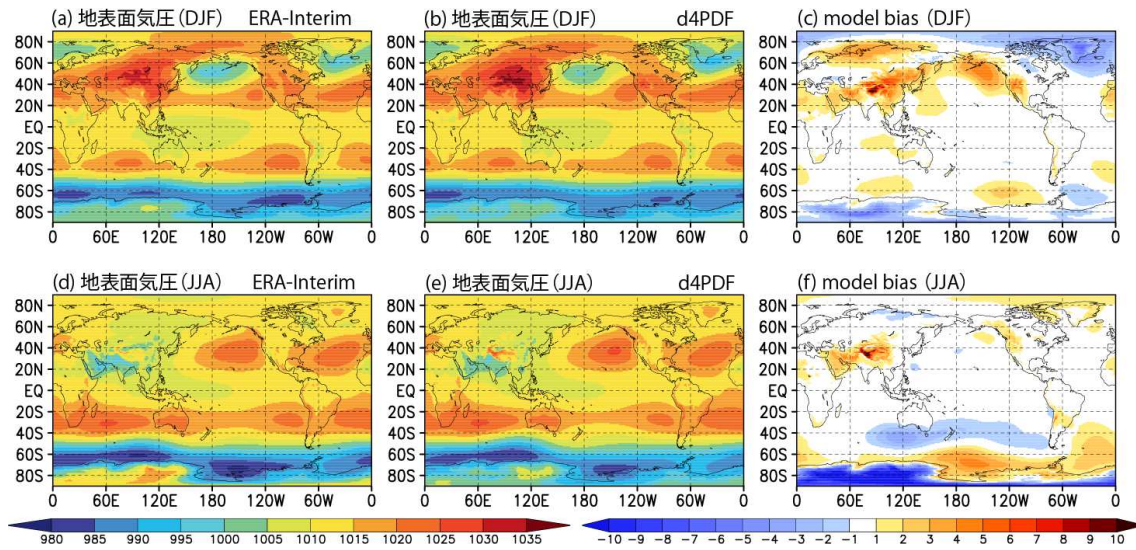


図 2.2.2: 図 2.2.1 に同じ。ただし地表面気圧 [hPa]。

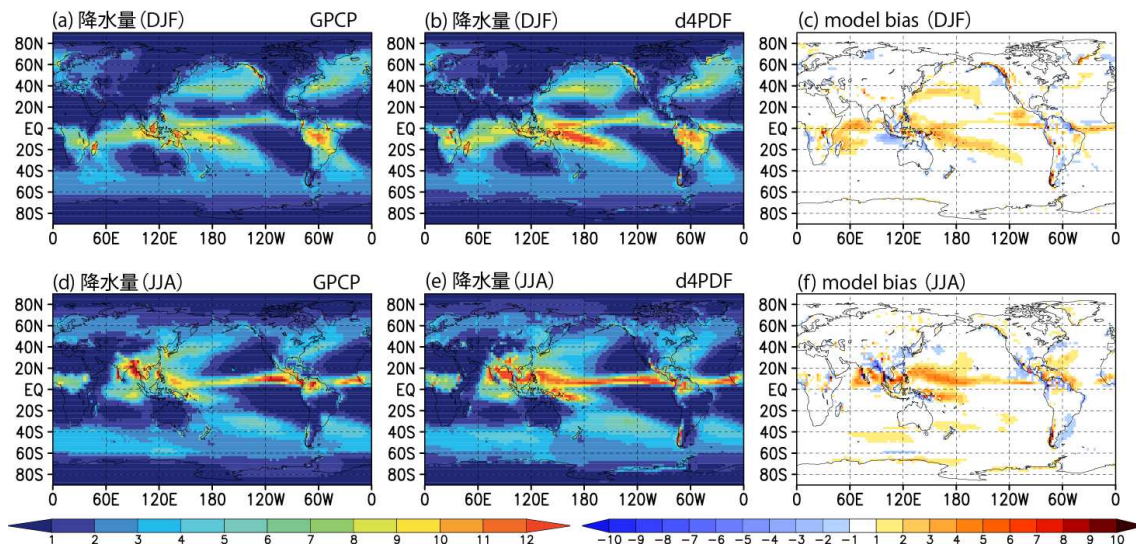


図 2.2.3: 図 2.2.1 に同じ。ただし降水量 [mm/day]。GPCP のデータを使用。

冬季の地上気温は北半球中緯度域の陸上における低温バイアスと、両極域における 高温バイアスの特徴を持つ (図 2.2.1c)。一方夏季は、北半球の陸上で冬季に比べてバイアスは弱く、南極大陸上に強い高温バイアスが存在する (図 2.2.1f)。地上気温のバイアスに対応して、北半球冬季の地上気圧のバイアスは中緯度で高気圧性、北極域で低気圧性の傾向を示し、日本域では弱い高気圧のバイアスが見られる (図 2.2.2c)。一方、夏季の日本周辺ではほとんどバイアスは見られない (図 2.2.2f)。降水量については、両季節において熱帯域で正のバイアスが見られる (図 2.2.3)。特に冬季の赤道海洋上や南太平洋収束帯、夏季のインド洋から西太平洋、熱帯収束帯などで雨が多い傾向にある。日本周辺の降水量の再現性については 2.2.5 節で詳しく説明する。



## 2.2.2 将来変化

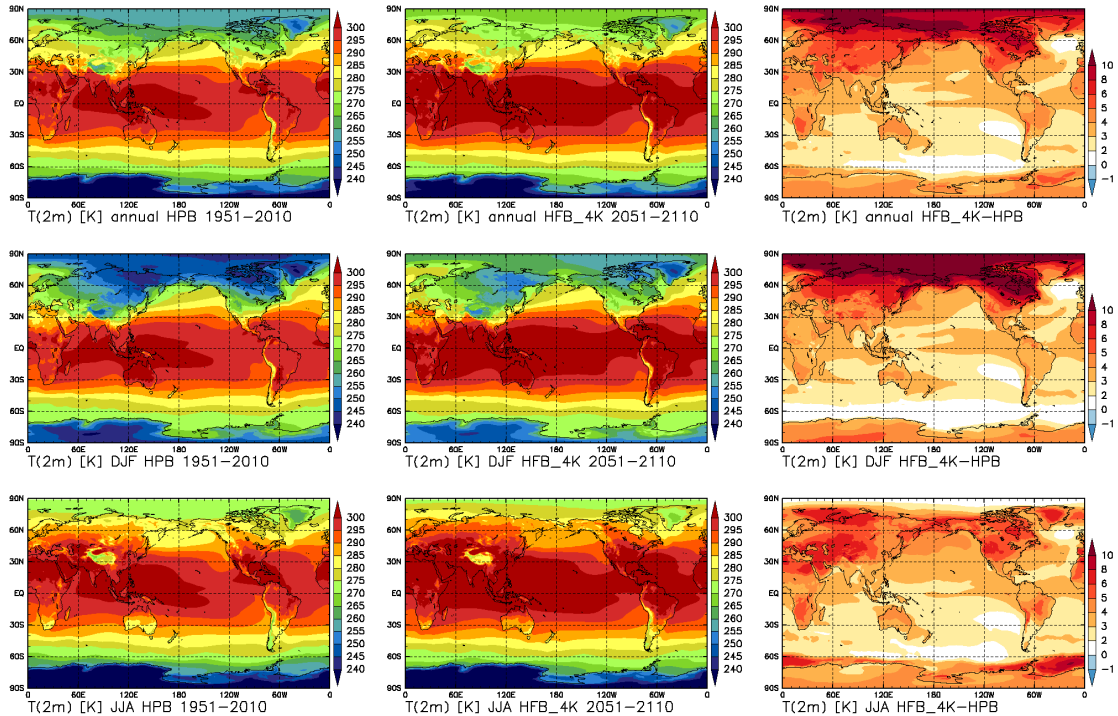


図 2.2.4: 地上気温の気候値で、(左)過去実験(1951-2010)、(中)4°C実験(2051-2110)、(右)4°C実験(2051-2110)の過去実験からの変化 [K]。(上)年平均、(中)冬季平均(12-2月)、(下)夏季平均(6-8月)。

過去実験と 4°C 上昇実験の差を将来変化としてその特徴を示しておく。図 2.2.4 は地上気温の気候値の将来変化を示したものである。海洋上ではほぼ海面水温の上昇と同じになっており、季節変化も小さい。一方陸上では、特に北半球の高緯度域において昇温が大きい。

地上気圧の将来変化(図 2.2.5)では、中緯度帯で正の変化、高緯度帯で負の変化となる。年平均では南半球の方が顕著に見られるが、北半球・南半球いずれにおいても中緯度ジェットの極向きシフトに伴って高緯度で減少、中緯度で増加となっており、CMIP5 モデルの平均的な変化と整合的である(Collins et al. 2013)。この特徴は北半球の DJF、南半球の JJA でよりはっきりしている。海洋大陸付近では周囲より若干増加が大きく、熱帯太平洋の東西気圧勾配は低下する。

降水の将来変化(図 2.2.6)は、巨視的には熱帯および中高緯度で増加、亜熱帯で減少という変化になっている。熱帯では中央太平洋でより増加する一方で、海洋大陸域であまり増加しない。これは平均としてエルニーニョ型の海面水温変化であることと対応している。北半球を見ると夏季のモンスーンによる降水、冬季のストームトラックによる降水のいずれもが増加している。

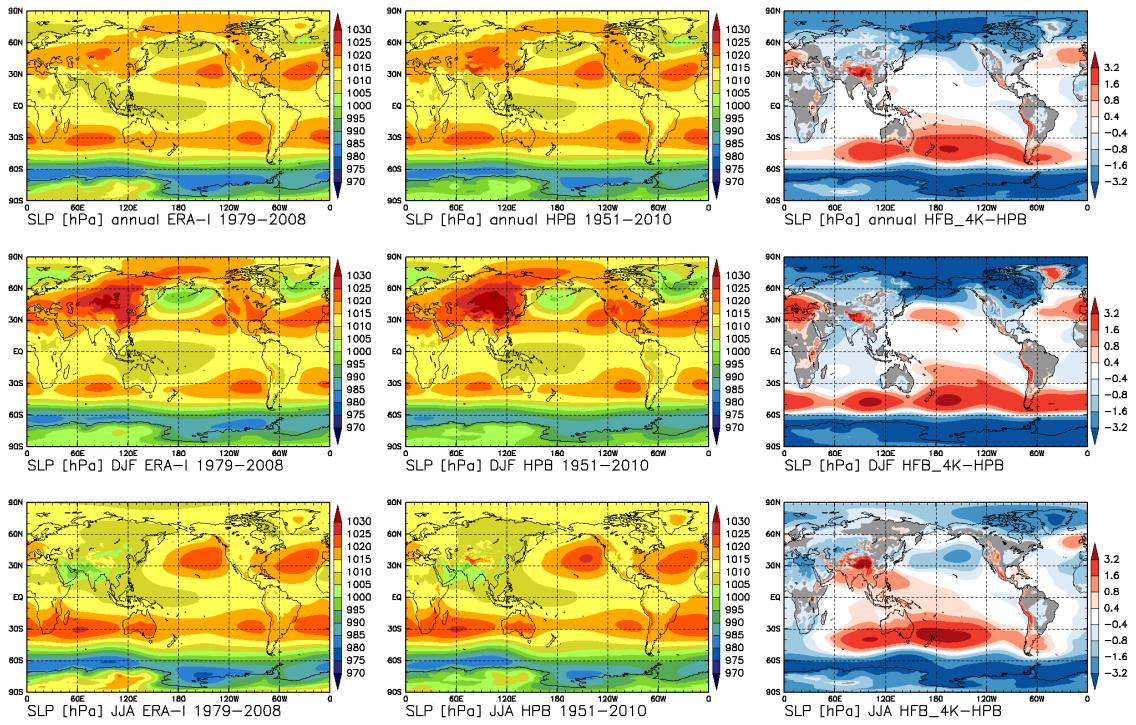


図 2.2.5: 図 2.2.4 に同じ。ただし地表面気圧 [hPa]。

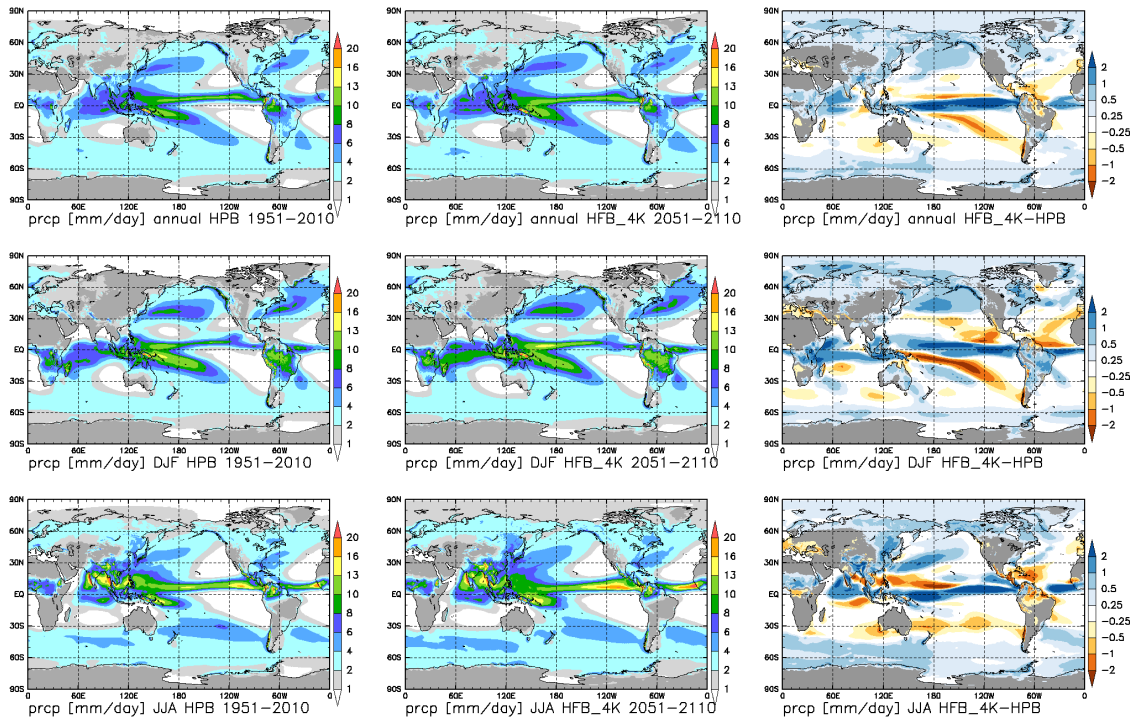


図 2.2.6: 図 2.2.4 に同じ。ただし降水量 [mm/day]。

## 2.2.3 大規模アンサンブル実験のメリット

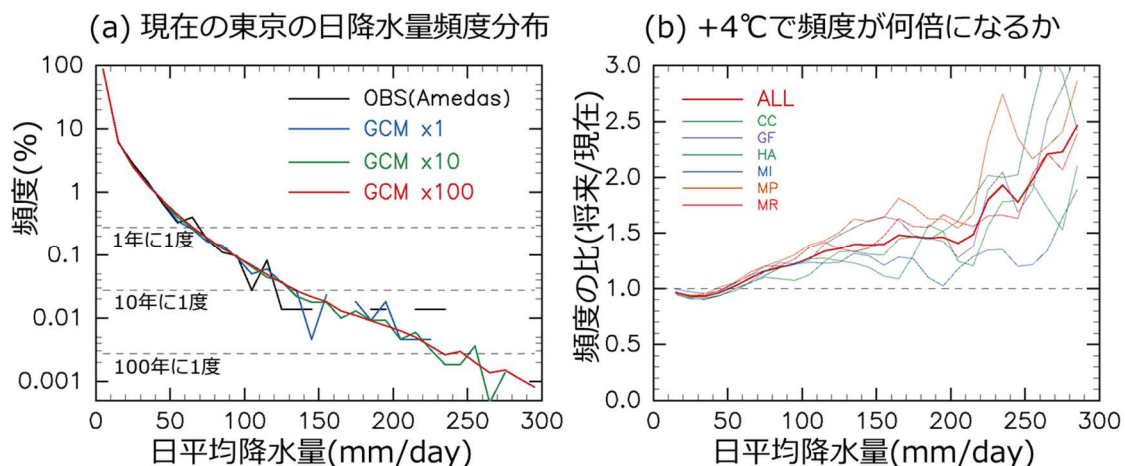


図 2.2.7: 全球モデルの東京での日降水量頻度分布。(a) アメダス観測データとモデルの頻度分布。黒線はアメダスデータによるもの、青線、緑線、赤線はそれぞれ 1 メンバー、10 メンバー、100 メンバーアンサンブルの結果。(b) 4°C 上昇実験における頻度分布の変化 (将来と現在の比)。太線はすべての実験を合計したもの。細線は特定の海面水温変化パターンを用いた実験のみを合計したもの。

大量のアンサンブル実験結果を利用することで非常に低頻度な事象についての統計的な変化を見ることができる例を示す。

全球 60km の解像度は、この種の多数アンサンブル実験としてはこれまでで最も高解像度のものである。解像度が高いことは、観測された日降水量の分布などを再現するために、大きなメリットがある。図 2.2.7a は、過去実験の東京を含む格子点の日平均降水量頻度分布である。1 メンバーの分布 (青線) を観測の分布 (黒線) と比較すると、非常に再現性が良いことが分かる。しかしいずれも相対頻度 0.1% (3 年に 1 度程度の頻度) より小さい頻度では曲線がなめらかでなく、サンプル数の少なさから誤差の大きい情報となっている。一方 10 メンバー (緑線) や 100 メンバー (赤線) を合計した結果を見ると、観測データだけではサンプル数が少なくて調べることが出来ない低頻度・高強度のイベントが現れることがわかる。図 2.2.7b は 4°C 上昇実験における頻度の、過去実験に対する比を表している。70mm/day 以下の比較的弱い降水では頻度の変化はほとんど見られないが、それより強い降水では頻度が増加し、強い降水ほど増加量が大きくなっている。増加の大きさは与える海面水温変化パターンによって差があるものの、いずれにおいても強い降水ほど増加量が大きくなる傾向が見られる。

図 2.2.8 は、中国南部で平均した年最大日降水量の頻度分布を示す。アンサンブル数が少ないときは頻度分布ががたがたしているが、多数のアンサンブルを用いることでスムーズな頻度分布が得られる。このスムーズな頻度分布を用いることで、例えば 10 年に一度の降水量は過去に比べ将来何倍になるか、あるいは過去に 10 年に一度だった降水量は将来何年に 1 度になるか、といった解析が出来る。

中国南部で平均した「年最大日降水量」の頻度分布

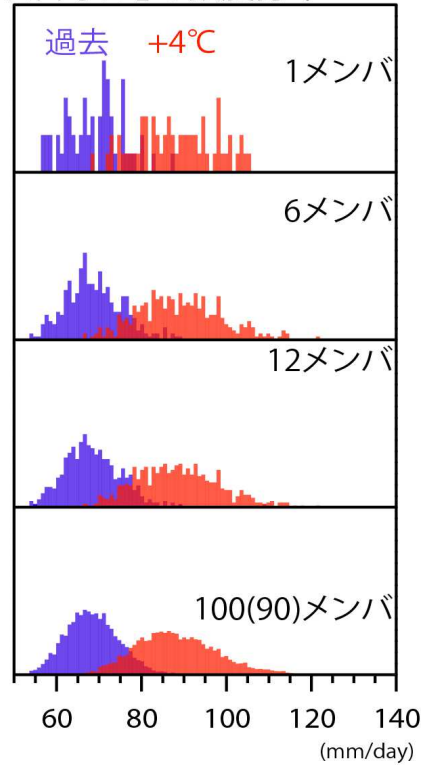


図 2.2.8: 中国南部で平均した年最大日降水量の頻度分布。

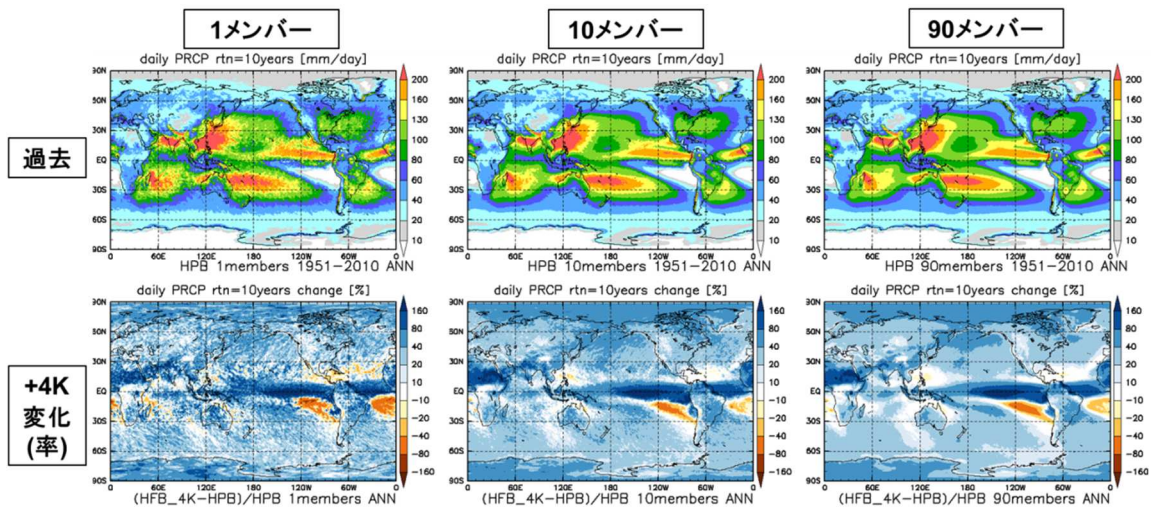


図 2.2.9: 10年に一度の日降水量の分布で、(上) 過去実験の結果 [mm/day]と (下) 4°C実験での過去実験からの変化率 [%]。 (左) 1メンバーのみの結果、(中) 10メンバー平均、(右) 90メンバー平均。

図 2.2.9 は 10 年に一度の日降水量とその将来変化率の分布を表している。左の 1 メンバーのみの結果では、過去実験での大まかな地域分布は捉えられるものの、サンプル数が少

ないことによるノイズが多く見られ、細かい構造ははっきりしない。将来変化についても増加する場所と減少する場所が入り混じるなど、増減の分布がはっきりしない。しかし 10 メンバー平均 (中) や 90 メンバー平均 (右) のようにメンバー数を増やすと分布の形がより鮮明になる。過去実験において 10 年に一度の日降水量がとくに多いのはインド中部と、北西太平洋で、南半球ではインド洋西部と太平洋西部でも多い。将来変化については、減少は南東太平洋と南東大西洋などの亜熱帯の海洋上に限られ、その他のほとんどの地域で増加する結果となっている。増加は中緯度全体で 30% 程度あり、1°C あたりの増加は CMIP5 マルチモデル平均の結果 (Kharin et al. 2013) に比べてやや大きい。これは解像度の違いによる可能性もある。

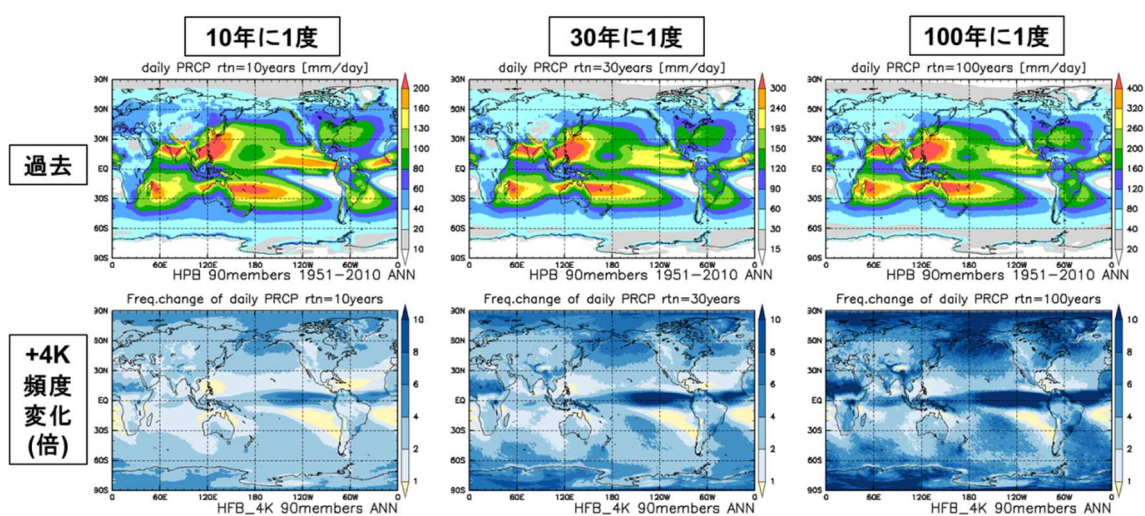


図 2.2.10: 90 メンバー平均の、(左) 10 年に一度、(中) 30 年に一度、(右) 100 年に一度の日降水量の分布。(上) 過去実験の結果 [mm/day]、および (下) 4°C 上昇実験において上の日降水量の頻度が何倍になるか。

図 2.2.10 は 90 メンバー平均で、頻度を 10 年に一度から 30 年に一度、100 年に一度と変えたものである。上段の過去実験の結果はカラーのスケールを頻度毎に変えてあり絶対値はそれぞれ異なるものの、空間分布は頻度を変えても大きく変わらないことが分かる。一方下段は、それぞれの頻度の日降水量が 4°C 上昇実験で何倍の頻度になるかを示している。過去に 10 年に一度だった降水量は、例えば日本付近では約 2 倍、すなわち 5 年に一度の頻度に増加する結果になっている。この増加は頻度の小さい現象ほど増加が大きくなり、また減少を示している領域も小さくなっている。海上や乾燥地域だけでなく、中国南部やインド北部などでも増加量が大きく、100 年に一度の降水量の頻度が 10 倍以上になる場所も見られる。これは過去に 100 年に一度だった降水量が 4°C 上昇実験で 10 年に一度以上現れることを意味している。

## 2.2.4 海面水温変化パターンの違いによる結果の差

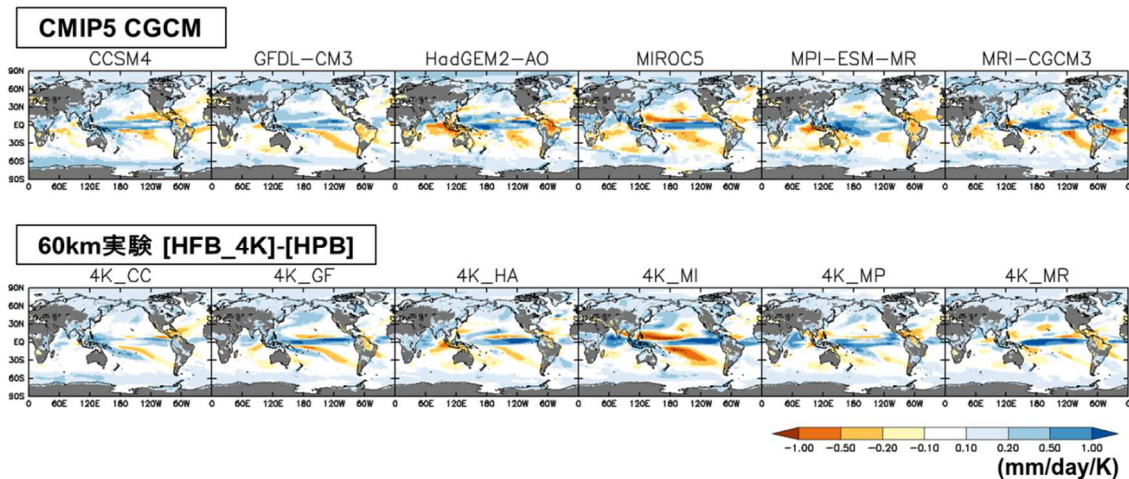


図 2.2.11: (上)それぞれのCMIP5結合モデル実験結果における年平均降水量の変化(Historical実験の1979–2003とRCP8.5実験の2075–2099の差)。(下)与えた海面水温変化パターン別の、4°C上昇実験における過去実験からの年平均降水量の変化。降水量変化はいずれも全球平均昇温量で規格化しており単位は[mm/day/K]。

4°C上昇実験では6種類の海面水温変化パターンを与えた実験を行っているが、それらの違いによって結果がどの程度異なっているかを概観する。図 2.2.11 (上) は、それぞれのCMIP5 結合モデル実験結果における、年平均降水量の変化(全球平均昇温量で規格化したもの)を表している。どのモデルにおいても熱帯と中高緯度で増加、亜熱帯で減少という特徴は共通であるが、海面水温変化のモデルごとの違いに対応して降水変化にも違いが見られる。とくに、海洋大陸域では、増加しているモデルと減少しているモデルがある。海洋大陸域の降水の減少は、エルニーニョ型の海面水温変化であることと対応している。図 2.2.11 (下) は、4°C上昇実験における過去実験からの年平均降水量の変化を表している。与えた海面水温変化パターンの違いにより変化パターンの違いが見られるが、おおよそ図 2.2.11 (上) のモデル毎の差異に対応している。ただし中高緯度については違いは小さく、海面水温変化パターンの影響は中高緯度では小さいと考えられる。

図 2.2.12 は同じものを夏季平均について見たもの。モデル間の差異については年平均についてと同様のことが言える。フィリピン付近の北西太平洋亜熱帯域においては、多くのCMIP5 モデル実験では降水量が増加している(図 2.2.12 上)。その一方で4°C上昇実験においては、いずれの海面水温変化パターンを与えても、CMIP5 モデル実験に見られるような増加があまり見られない(図 2.2.12 下)という特徴がある。この違いは次節で述べるように日本付近の大気循環や降水に遠隔影響を及ぼしている可能性がある。

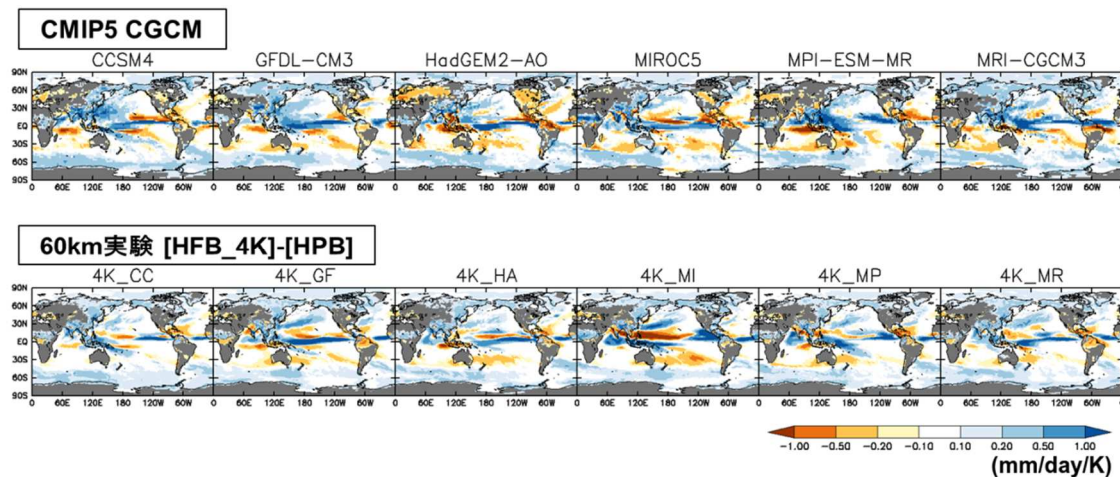


図 2.2.12: 図 2.2.12 に同じ、ただし夏季平均（6-8 月）の降水量変化。

## 2.2.5 日本の降水変化の特徴

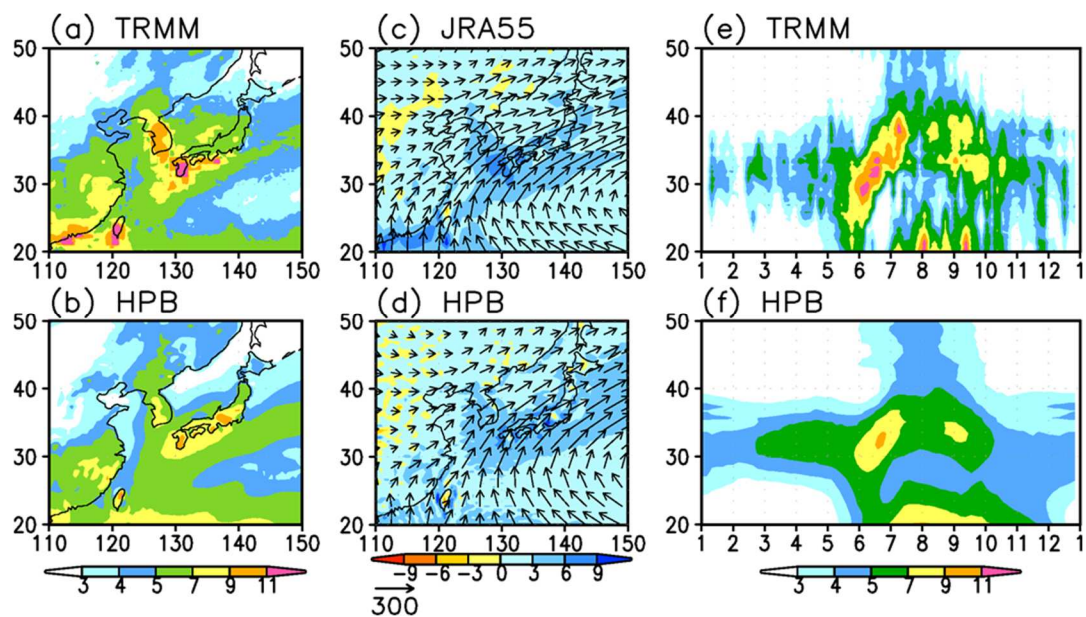


図 2.2.13: 日本付近の気候再現性。(a, c, e) 観測（再解析）および (b, d, f) 過去実験（100 メンバー平均）。(a, b) 6-8 月平均降水量 [ $\text{mm day}^{-1}$ ]、(c, d) 6-8 月平均鉛直積算水蒸気フラックス [ $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ] とその水平収束量 [ $\text{mm day}^{-1}$ ]、(e, f) 東経 125-145 度平均の半月平均降水量 [ $\text{mm day}^{-1}$ ]。平均期間は、TRMM は 1998-2013 年、JRA55 は 1981-2010 年。過去実験は 1951-2010 年。

図 2.2.13a-d では、日本付近の夏季（6-8 月平均）の降水量および水蒸気フラックスについて、観測（再解析）と過去実験の比較を示す。降水量分布を見ると（図 2.2.13a-b）、観測では梅雨前線帯に伴う多降水域が南西日本、東シナ海、朝鮮半島、揚子江付近に分布している。過去実験はこれら多降水域を再現するが、観測に比べて降水量が少ない。水蒸気フ

ラックス分布を見ると（図 2.2.13c-d）、観測では南シナ海や中国南部からの南西風および太平洋高気圧西縁の南風により水蒸気が輸送され、梅雨前線帯付近で収束している。過去実験はこのような特徴を再現するが、太平洋高気圧の西方への張り出しが現実よりも弱いため（図略）、南西日本に流入する水蒸気量は現実よりも少ない。

図 2.2.13e-f では、日本付近で経度平均した降水量の季節進行について、観測と過去実験の比較を示す。観測では 5 月後半から 7 月前半にかけて降水域の北上が見られる。これは梅雨に相当する。また、9 月から 10 月前半にかけて北緯 30–40 度付近で降水ピークが見られる。これは秋雨に相当する。過去実験は日本付近で観測される 2 回の雨季を再現するものの、量的には観測よりも少ない。一方、冬季から春季の北緯 30–35 度付近の降水は過大に再現している。

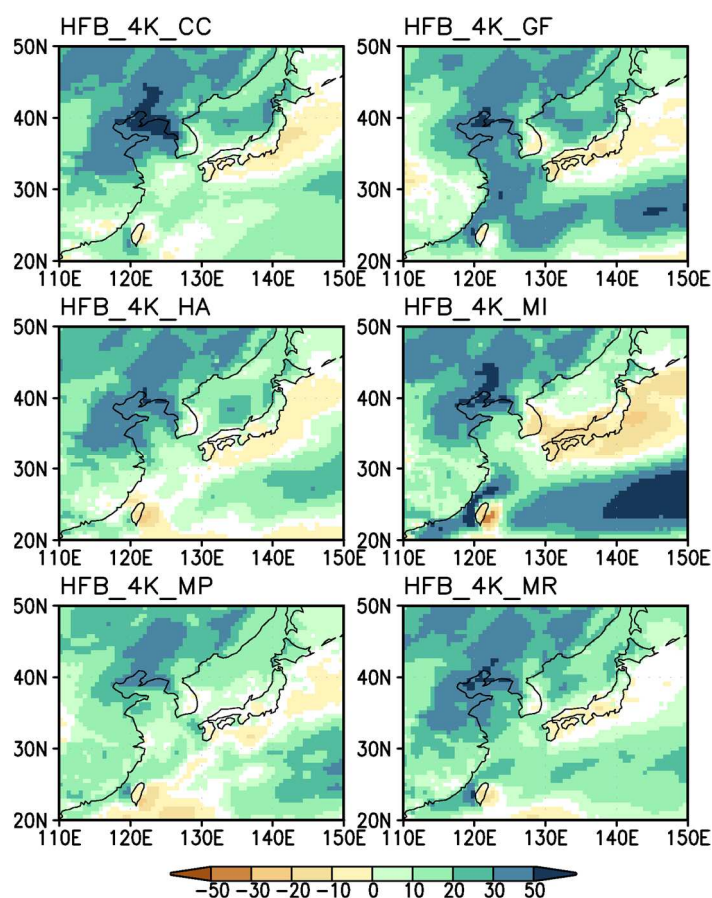


図 2.2.14: 6–8 月平均降水量の将来変化率 [%]。将来変化の符号が 80%以上のメンバー(12 メンバー以上)で一致するグリッドのみ陰影で表示。過去実験は 1951–2010 年、4°C 上昇実験は 2051–2110 年。

図 2.2.14 は 4°C 上昇実験における、6–8 月平均降水量の過去実験からの変化を海面水温変化パターン別に見たものである。東アジアのスケールで見ると、増加傾向を示す地域が多く、定性的な特徴は海面水温変化パターンの違いに依らない。日本付近に注目すると、北日本や日本海側地域では 0–20% 程度増加する一方、太平洋側地域や日本の東海上では減少



傾向にある。減少傾向は MIROC5 の変化パターンを与えた実験 (HFB\_4K\_MI) で最も明瞭である。

全球 20km/60km モデルを用いた以前の温暖化予測実験では (Kusunoki et al. 2006; Kusunoki and Mizuta 2008; Kusunoki et al. 2011; Endo et al. 2012; Kusunoki and Mizuta 2013)、東アジアや日本付近の夏季 (梅雨) の降水は増加していた。このため、本実験結果はこれらと整合しない部分がある。この原因として実験設定の違いが考えられる。先行研究では A1B 排出シナリオとそれに基づく CMIP3 モデルの海面水温変化パターンを用いていたのに対し、本実験では RCP8.5 シナリオとそれに基づく CMIP5 モデルの変化パターンを使用している。また、大気モデルのバージョンが先行研究の一部と本実験では異なる。以前のバージョン (MRI-AGCM3.0; MRI-AGCM3.1) では積雲パラメタリゼーションに Arakawa-Schubert スキーム (Randall and Pan 1993) を用いていたのに対し、本実験の大気モデル (MRI-AGCM3.2) では Yoshimura スキーム (Yoshimura et al. 2015) を用いている。積雲スキームの違いはアジア地域の降水変化予測に大きな不確実性要因をもたらすことが指摘されている (Endo et al. 2012)。なお、本実験とほぼ同じ設定 (ただしモデルに与える SST 分布が少し異なる) の下で実施した最新の温暖化予測実験では、本実験と同様に太平洋側地域や日本東海上で降水が減少している (文部科学省研究開発局 (2015) の図 3-1-23 と図 3-1-24 を参照)。

図 2.2.12 によれば、夏季北西太平洋の降水変化は CGCM では増加傾向を示すが、AGCM では減少傾向を示す。北西太平洋は大気海洋相互作用が重要な海域であるため、AGCM が非現実的なふるまいをしている可能性がある。さらに、そこで生じたバイアスは太平洋高気圧などの変化を通して日本付近の大気循環や降水に遠隔影響を及ぼしている可能性がある。例えば、日本付近の降水減少が最も明瞭だった MIROC5 の海面水温変化パターンを与えた AGCM 実験では、北西太平洋からベンガル湾で顕著な降水減少が見られる。このような特徴は CGCM 実験では見られない。このため、本実験における夏季日本付近の降水変化予測の不確実性は大きいと考えられ、取り扱いには注意が必要である。

図 2.2.15 は年最大日降水量の将来変化である。東アジアではほぼ全域で増加傾向を予測しており、定性的な特徴は海面水温変化パターンの違いに依らない。日本付近に注目すると、低緯度よりも高緯度の地域における増加率が大きく、北日本の一部では 30%以上の増加を予測している。極端降水の増加率は平均降水量のそれよりも大きい。極端降水現象は平均降水量に比べて温暖化に伴う大気中の水蒸気増加の影響を受けやすいためと考えられる。

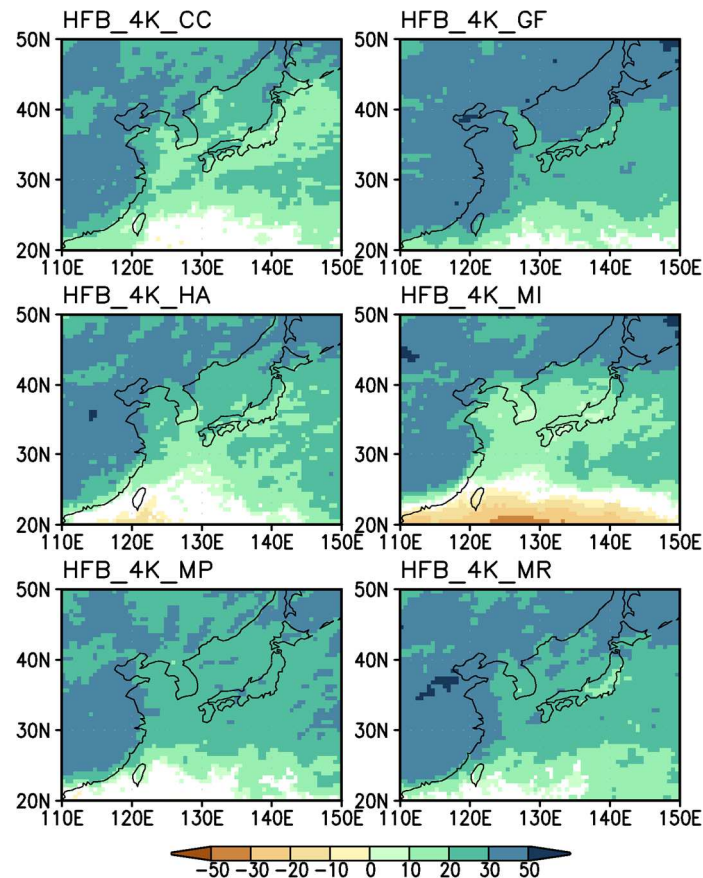


図 2.2.15: 年最大日降水量の将来変化率 [%] である以外は図 2.2.14 と同じ。

## 2.2.6 熱帯低気圧

熱帯低気圧はその強い風と雨を伴う構造から、(強い熱帯低気圧は海域ごとに、台風、ハリケーン、サイクロンと呼ばれる) 最も社会に甚大な被害をもたらす得る気象現象の一つである。現在の気候下で熱帯低気圧の強度や発生数はどのくらいのものになり得るのか、温暖化気候ではどのような進路をとり、どの程度の発生数や強度を持ち得るのかなど、熱帯低気圧の特に極端な場合の性質や気候変動に伴う変化は温暖化施策を考える上で無視することはできない。しかし例えば、日本に上陸する台風は観測から年に 2～3 個程度、世界中でも台風と同程度の強さを持った熱帯低気圧は年に 80 個程度しか発生しない。「日本に上陸する台風で 100 年に 1 回程度の強さがどの程度なのか？」など、熱帯低気圧の中でもさらに顕著な事象を 30 年程度の衛星観測で精度良く見積もることはできない。同様に「温暖化気候では台風の本国への上陸数はどの程度変化するか？」や、「将来気候で 100 年に 1 回程度の熱帯低気圧の強さはどの程度なのか？」といった疑問に答えるには従来の温暖化気候シミュレーションではサンプル数が不十分であり、高い精度の確率情報を全球モデルの実験結果から直接得ることはできない。

その点 d4PDF では熱帯低気圧の極端な事例も十分カバーできるサンプル数がある。その

ため d4PDF を用いることで強い熱帯低気圧の確率情報を特殊な手法を用いず高い精度で得ることが可能となる。

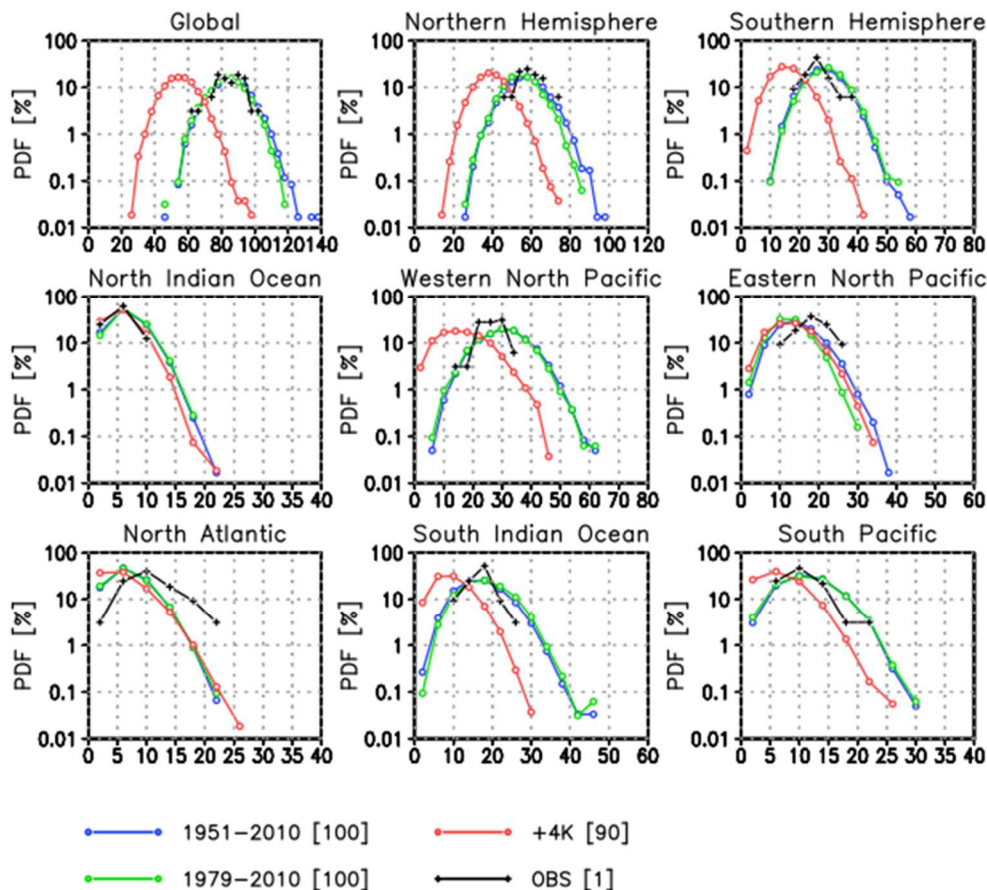


図 2.2.16: 熱帯低気圧の年発生数の確率密度関数。左上から全球、北半球、南半球、北インド洋、北西太平洋、北東太平洋、北大西洋、南インド洋、南太平洋での年発生数を示す。期間は観測（黒線）が 1979-2010 年、過去実験は 1951-2010 年（青線）と 1979-2010 年（緑線）、4°C 上昇実験が全期間の 60 年分。[ ] はアンサンブルメンバー数を表す。

図 2.2.16 に熱帯低気圧の年発生数の確率分布を示す。全球年発生数が観測と過去実験で類似した確率分布をしているのがわかる。その一方で気候モデル実験の方はそのアンサンブルメンバーの多さから、100 年に 1 回（1%）あるいはそれよりも低頻度な場合まで滑らかな確率分布で描写できている。海域別に見た場合、発生数は観測と概ね類似しているが北西太平洋で過多、北東太平洋と北大西洋で過小な傾向がある。4°C 上昇実験は、全球で平均的に年 30 個程度の減少で、海域別には西太平洋、南インド洋、南太平洋で大きく発生数の減少が見られる。これは IPCC 第 5 次報告書において様々な研究から総合的に推測された熱帯低気圧発生数の将来変化予測とも整合している。

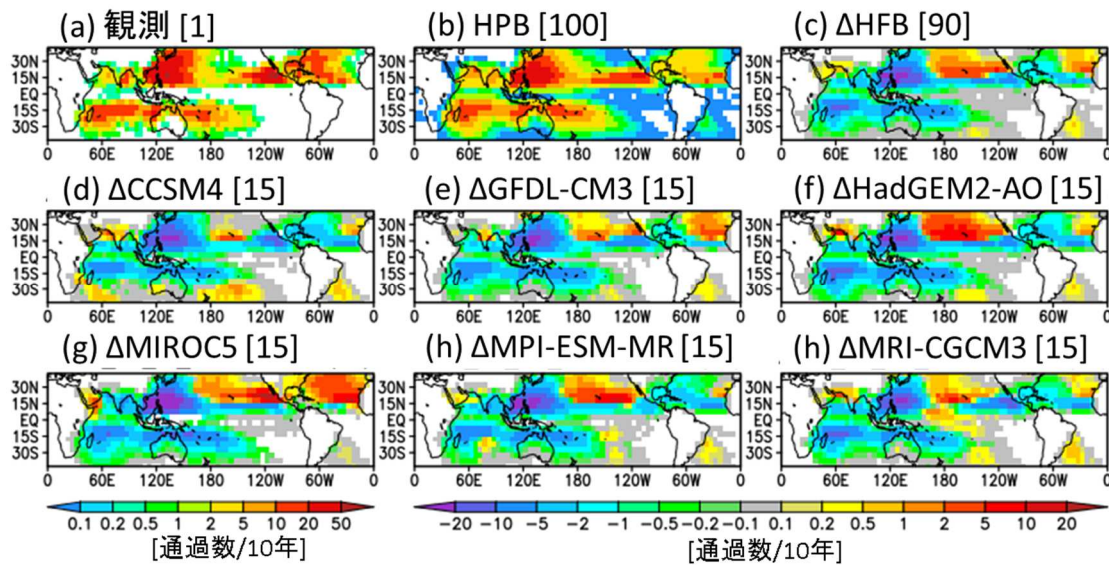


図 2.2.17: 熱帯低気圧の地点ごとの存在頻度。観測は 1979–2010 年、過去実験は 1951–2010 年、4°C 上昇実験は全期間である 60 年分を使用した。[ ] はアンサンブルメンバー数を表す。(a–b) は左下のカラーバーに従う。(c–h) は右下のカラーバーに従い、過去実験との差を示している。モデル出力の熱帯低気圧の抽出方法は Murakami et al.(2012) の基準に従う。

図 2.2.17 に熱帯低気圧の各地点での 10 年あたりの通過頻度を示す。図 2.2.16 で言及した発生数と同様に、北西太平洋で過大、北東太平洋と北大西洋で過小傾向が見られるが、過去実験は観測と類似した通過頻度の分布を持っているのがわかる。そして観測と比べて頻度分布は滑らかであり、かつ観測では表現できていない 50 年に 1 回 (10 年で 0.2 回)、100 年に 1 回 (10 年で 0.1 回) 程度の低頻度の情報まで滑らかな確率分布で記述できていて、大量アンサンブルによるサンプル数の多さの利点が現れている。4°C 上昇実験の場合、北西太平洋を中心に通過数が減少しているのがわかり、中央太平洋、北大西洋を中心に通過数が増加傾向にあり、同時に滑らかな頻度分布の変化が表現できている。過去多くの研究で指摘されている通り (例えば Sugi et al., 2009) 海面水温の将来変化パターンの不確実性が、熱帯低気圧の将来変化予測に大きく寄与すると指摘されており、中央太平洋北部で頻度が大きく増加する HadGEM2-AO や海洋大陸での大幅な減少と北大西洋で大幅増加の MIROC5、西太平洋で減少が小さい MRI-CGCM3 など今回のデータセットにおいても 6 種類の昇温パターンのベースとなるモデルの違いによって将来変化が異なり、海面水温の変化パターンの不確実性を取り込んでいるのがわかる。

台風など強い熱帯低気圧を表現するには少なくとも 100km 以下の解像度が必要とされているが、本実験の全球モデルの解像度は 60km 格子相当で十分に細かいとは言えない。それに関連して熱帯低気圧内の最大地表風速強度は観測に比べて弱く内部構造の再現性には注意が必要である。強い風速カテゴリーの (風速 58 m/s 以上) にあたる強い熱帯低気圧の発生数はかなり少なく表現される。実際のこのような指標の評価にあたっては、風速カテゴリーの基準となる風速を変えるか、バイアス補正を行うなどの工夫が必要となる。

## 2.2.7 風速・気圧の変化と高潮偏差評価への応用

自然災害の影響評価では、降水量の他に風速や極端な気圧変化が重要となる場合が多い。以下では、地上風速（10m 高度風速、以下単に風速と表記）と地上気圧（海面更正気圧、以下単に気圧と表記）の将来変化特性についての初期の解析の結果を示す。

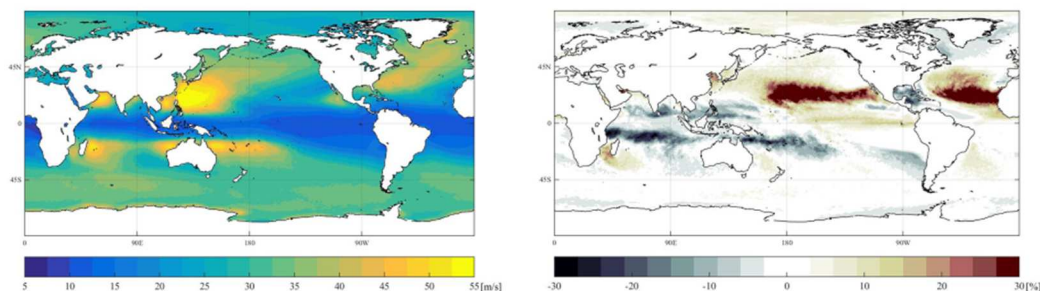


図 2.2.18: 100 年確率風速。(左) 過去実験の結果、および (右) 4°C 上昇実験における過去実験からの変化の割合。

図 2.2.18 に示すのは、過去実験における 100 年確率風速と 4°C 上昇実験におけるその将来変化の割合である。一般に、100 年確率風速を求める場合、数十年の再解析値や観測データの年最大値や極大値に対して極値解析を行い、極値分布関数を当てはめて数十年確率値を推定する。サンプリング数の少なさが気候モデルによる極端現象評価の問題点であった (Nakajo et al. 2014; Mori and Takemi 2015)。今回は十分に長い年最大値資料があるため、極値分布関数を当てはめを行わずにグリッド毎のデータの順位統計量から直接 100 年確率風速を求めている。図 2.2.18 (左) より、100 年確率風速が 40m/s を超える海域は、極域以外は熱帯低気圧が支配的な 15 度以上の緯度帯で広く見られ、特に北西太平洋の日本の南側の海域に集中していることがわかる。過去実験での空間分布は、JRA-55 を用いた結果と非常に似た結果になっているが、JRA-55 に基づく解析では、年最大値資料の不足により、空間分布にばらつきが見られる一方で、今回の実験結果は空間的に滑らかである。これより、過去実験の結果だけでも極値の推定に有用であることがわかる。一方、図 2.2.18 (右) に示すのは、過去実験と 4°C 上昇実験との差である。100 年確率風速の将来変化は、20% 程度増加と 15% 程度減少する領域にわけられる。風速の増加が見込まれる海域は、北半球では北緯 20–40 度、南半球では同緯度の南インド用西岸域であり、赤道を挟んだ低緯度帯では大きな減少が見込まれる。これは、前節で示したように、台風強度の将来変化と経路北進によるものであり、特に経路の将来変化の影響が大きく出ている。図 2.2.18 の結果は、60km モデルの結果の生値をそのまま用いているので、実際の影響評価ではモデル解像度・バイアスの影響についての補正が必要であることに注意が必要である。

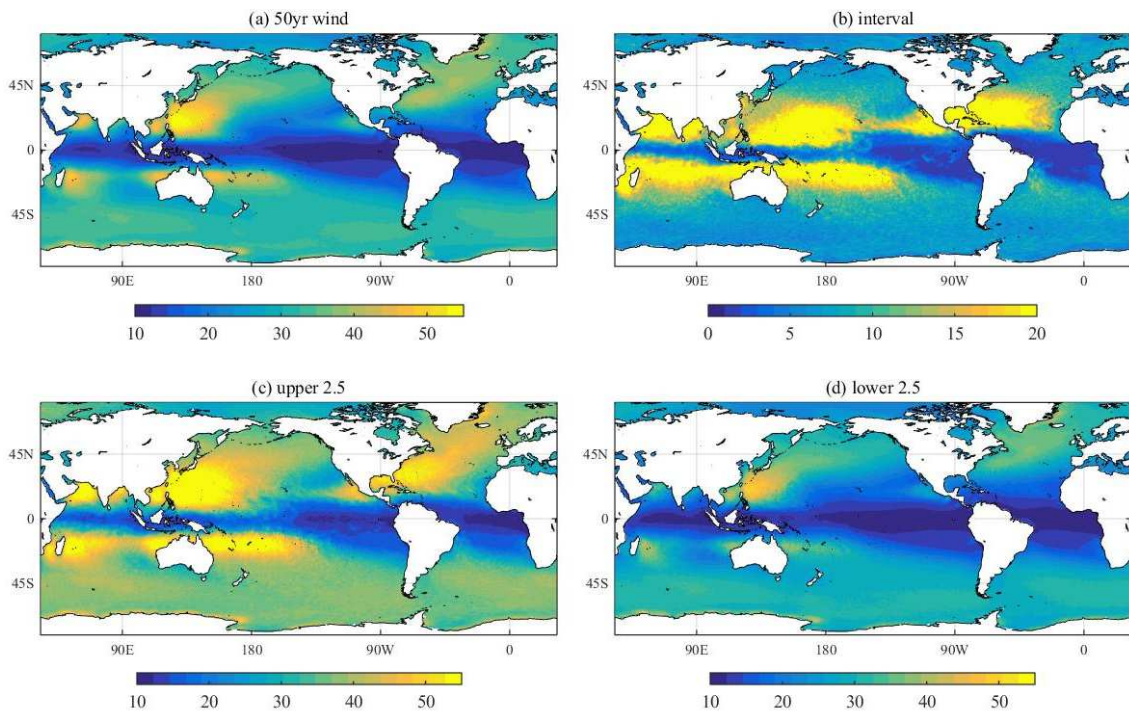


図 2.2.19: 過去実験における 50 年確率風速とそのばらつきの評価。(a) 期待値、(b) 上位・下位 2.5%値の差、(c) 上位 2.5%値、(d) 下位 2.5%値。

極値の推定では、限られた期間中に発生し得る値のばらつきの評価も重要である。限られたサンプルではその議論が難しいが、本実験結果は評価を容易にしている。図 2.2.19 は、現在気候条件における 50 年確率風速と 1 実験(60 年間の標本)から推定される値のばらつきを評価したものである。図の(a)は期待値、(b)上位・下位 2.5%値の差 (ばらつき)、(c)および(d)は上位・下位 2.5%値を示している。50 年確率風速の空間分布は、図 2.2.18 に示した 100 年確率風速と全体的に少し値が小さいことを除けばほぼ同様である。ばらつきの方は最大で 20m/s 以上の幅が見られ、これは 10-40 度までの緯度帯に集中している。50 年確率風速の分布と比べて、経度方向にも広く分布しており、不確実性の幅は、おもに台風の発生・発達する地帯に集中していることがわかる。

影響評価では、グリッド毎の極値分布を用いた被害推定が行われることが多いが、上記の結果のように、風速の極値分布の場合は、台風強度、経路および発生頻度の将来変化の 3 要素の影響を受ける。図 2.2.20 (左) はサンプルとして、東経 132.2 度、北緯 30.0 度の地点における風速の確率分布を示したものである。まず過去実験 (青線) と再解析値 (JRA-55; 黒線) を比較すると、JRA-55 はアンサンプルの中の下限に位置しており、過去実験で再現される気候にも大きな幅があることがわかる。一方、4°C 上昇実験の結果 (赤線) については、太線で示す期待値では、7 年以下の再現期間では過去実験より小さく、再現期間が 10 年を超えると過去実験を上回るようになり、過去実験で 49m/s であった 50 年確率風速が、53m/s まで増加する。短期の再現期間において、4°C 上昇実験の結果が減少するのは台風発生個数の減少が支配的なためであり、再現期間が長くなるのに従って 4°C 上昇実験が上回る

傾向は、台風を中心気圧の低下や経路変化によるものである。このように、年最大風速の将来変化は地域ごとの台風特性の将来変化に依存することがわかる。

風速および気圧データを大阪湾の高潮評価に用いた例を図 2.2.20 (右) に示す。大阪湾奥における高潮偏差 (単位 m) について、力学的数値計算結果をもとにフィッティングした簡易モデルを用いて、吸い上げと吹き寄せの効果を考慮して、 $0.01(P-1010)+0.0011U^2$  で評価する。 $P$  は最近傍の海面更正気圧([hPa])、 $U$  は海上風速([m/s])である。ここでも先の風速と同様に数年程度の再現確率値は、過去実験に比べ  $4^{\circ}\text{C}$  上昇実験の方が小さいが、再現期間が長期になると  $4^{\circ}\text{C}$  上昇実験の方が大きくなる傾向が見られる。ここ 50 年間における大阪湾の高潮最大偏差は、昭和 36 年 (1961 年) の第 2 室戸台風の 2.6m であり、過去実験ではこれは 200 年に 1 度のイベントであるが、 $4^{\circ}\text{C}$  上昇実験だと 60 年に一度の再現期間まで短縮される。500 年再現確率値まで示しており、過去・将来気候間で 0.5m 程度の差がある。これらの高潮偏差の評価結果は、バイアス補正を行っていないため、実際にはより大きな偏差が推定されることに注意されたい。

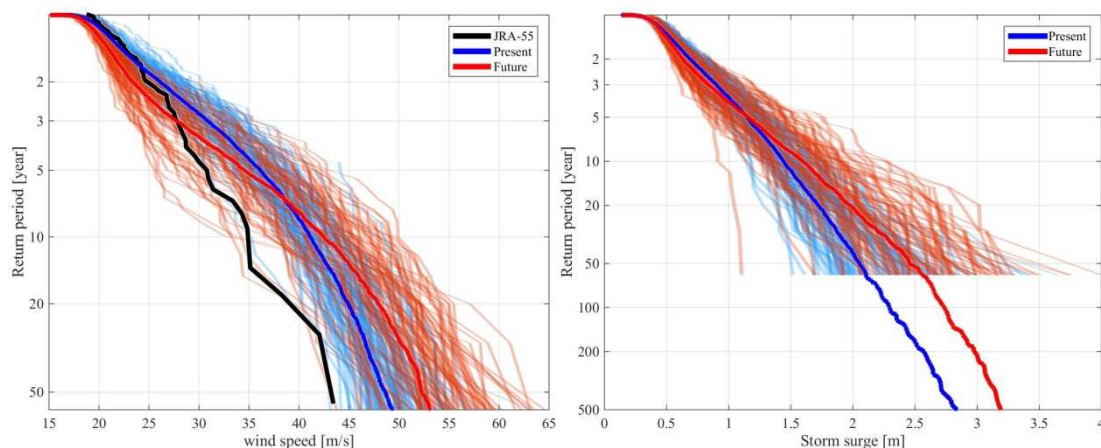


図 2.2.20: (左) 確率風速の分布、および (右) 大阪湾の高潮評価。青線は過去実験、赤線は  $4^{\circ}\text{C}$  上昇実験。薄い線は各アンサンブル実験を表す。

### 2.3 非温暖化実験の結果

#### 参考文献

Adler, R. F., et al., 2003: The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). *J. Hydrometeor.*, 4, 1147-1167.

Bourke, R. H. and R. P. Garrett, 1987: Sea ice thickness distribution in the Arctic Ocean. *Cold Regions Sci. and Tech.*, 13, 259-280.

- Collins, M., R. Knutti, J. Arblaster, J.-L. Dufresne, T. Fichet, P. Friedlingstein, X. Gao, W. J. Gutowski, T. Johns, G. Krinner, M. Shongwe, C. Tebaldi, A. J. Weaver, and M. Wehner, 2013: Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1029-1136.
- Dee, D. P., et al., 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553-597.
- Endo, H., A. Kitoh, T. Ose, R. Mizuta, and S. Kusunoki, 2012: Future changes and uncertainties in Asian precipitation simulated by multiphysics and multi-sea surface temperature ensemble experiments with high-resolution Meteorological Research Institute atmospheric general circulation models (MRI-AGCMs). *J. Geophys. Res.*, 117, D16118, doi:10.1029/2012jd017874.
- Hirahara, S., M. Ishii, and Y. Fukuda, 2014: Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, 27, 57-75, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00837.1.
- Hirai, M., T. Sakashita, H. Kitagawa, T. Tsuyuki, M. Hosaka, and M. Oh'izumi, 2007: Development and validation of a new land surface model for JMA's operational global model using the CEOP observation dataset. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85A, 1-24.
- Iwasaki, T., S. Yamada, and K. Tada, 1989: A parameterization scheme of orographic gravity wave drag with the different vertical partitioning, part 1: Impact on medium range forecast. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 11-41.
- Japan Meteorological Agency, 2007: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency (Appendix to WMO numerical weather prediction progress report). Japan Meteorological Agency, 194pp. [available online at <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline-nwp/index.htm>].
- Kharin, V. V., F. W. Zwiers, X. Zhang, and M. Wehner, 2013: Changes in temperature and precipitation extremes in the CMIP5 ensemble. *Clim. Change*, 119, 345-357.
- Kusunoki, S., and R. Mizuta, 2008: Future changes in the Baiu rain band projected by a 20-km mesh global atmospheric model: sea surface temperature dependence. *SOLA*, 4, 85-88, doi:10.2151/sola.2008-022.
- Kusunoki, S., and R. Mizuta, 2013: Changes in precipitation intensity over East Asia during the 20th and 21st centuries simulated by a global atmospheric model with a 60 km grid size. *J. Geophys. Res.*, 118, 11,007-11,016, doi:10.1002/jgrd.50877.
- Kusunoki, S., J. Yoshimura, H. Yoshimura, and A. Noda, 2006: Change of Baiu rain band in global warming projection by an atmospheric general circulation model with a 20-km grid size. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84, 581-611.



- Kusunoki, S., R. Mizuta, and M. Matsueda, 2011: Future changes in the East Asian rain band projected by global atmospheric models with 20-km and 60-km grid size. *Clim. Dyn.*, 37, 2481-2493, doi:10.1007/s00382-011-1000-x.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1791-1806.
- Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, H. Endo, T. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki, and A. Kitoh, 2012: Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. *J. Meteor. Soc. Japan*, 90A, 233-258.
- 文部科学省研究開発局, 2015: 影響評価のための気候モデルデータの利用. pp. 107.
- Mori, N., and T. Takemi, 2015: Impact assessment of coastal hazards due to future changes of tropical cyclones in the North Pacific Ocean. *Weather and Climate Extremes*, in press.
- Murakami, H., R. Mizuta, and E. Shindo, 2012: Future changes in tropical cyclone activity projected by multi-physics and multi-SST ensemble experiments using the 60-km-mesh MRI-AGCM. *Clim. Dyn.*, 39, 2569-2584.
- Nakajo, S., N. Mori, T. Yasuda, and H. Mase, 2014: Global stochastic tropical cyclone model based on principal component analysis with cluster analysis. *J. Appl. Meteor. Climatology*, 53, 1547-1577.
- Randall, D. A., and D. M. Pan, 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. In: *The representation of cumulus convection in numerical models*, Meteorological Monographs, Amer. Meteor. Soc., Vol. 24, No. 46, 137-147.
- Shiogama, H., N. Hanasaki, Y. Masutomi, T. Nagashima, T. Ogura, K. Takahashi, Y. Hijioaka, T. Takemura, T. Nozawa, and S. Emori, 2010: Emission scenario dependencies in climate change assessments of the hydrological cycle. *Climatic Change*, 99, 321-329, doi: 10.1007/s10584-009-9765-1.
- Sugi, M., H. Murakami, and J. Yoshimura, 2009: A reduction in global tropical cyclone frequency due to global warming. *SOLA*, 5, 164-167.
- Tiedtke, M., 1993: Representation of clouds in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 3040-3061.
- Walsh, J. E., and W. L. Chapman, 2001: 20th-century sea-ice variations from observational data. *Ann. Glaciol.*, 33, 444-448.
- Yoshimura, H., and T. Matsumura, 2005: A two-time-level vertically-conservative semi-Lagrangian semi-implicit double Fourier series AGCM. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Ocean Modeling*, 35, 3.27-3.28.
- Yoshimura, H., R. Mizuta, and H. Murakami, 2015: A spectral cumulus parameterization scheme interpolating between two convective updrafts with semi-Lagrangian calculation of transport by compensatory subsidence. *Mon. Wea. Rev.*, 143, 597-621.