

第3章：領域モデル実験

3.1 モデルの概要と実験設計

使用した地域気候モデルは、気象研究所非静力学地域気候モデル (Nonhydrostatic Regional Climate Model: NHRCM) である。このモデルの仕様については、Sasaki et al. (2011), Murata et al. (2013) を参照されたい。今回のダウンスケーリング実験では、水平格子間隔を 20 km に設定した NHRCM を用いて、日本全域を覆う領域 (図 3.1.1) での計算を実施した。計算領域の水平格子数は 211×175、鉛直層数は 40 である。

NHRCM を全球モデル (AGCM) とネスティングして、様々なメンバー (2章を参照) の境界値に応じたダウンスケーリング実験を行った。このとき、各メンバーの境界値によって NHRCM の設定を変えることはしていない。つまり、全ての実験において NHRCM は同じ設定であるので、境界値アンサンブル実験ということになる。メンバー数は過去実験 (1950~2010年) が 50、4℃昇温想定 of 将来実験が 90 である。ここで、計算機資源の制約のため、過去実験のメンバー数は AGCM のメンバー数 (100) の半数となっている。積分期間はそれぞれのメンバーについて 61 年間であり、各年に対応して 7 月 20 日から翌年 8 月 31 日までの約 1 年間の積分を行った。なお、7 月 20 日から 8 月 31 日までの約 40 日間はスピナップ期間であるため、実際に使用されるデータの出力期間は 9 月 1 日から翌年 8 月 31 日までの 1 年間となっている。

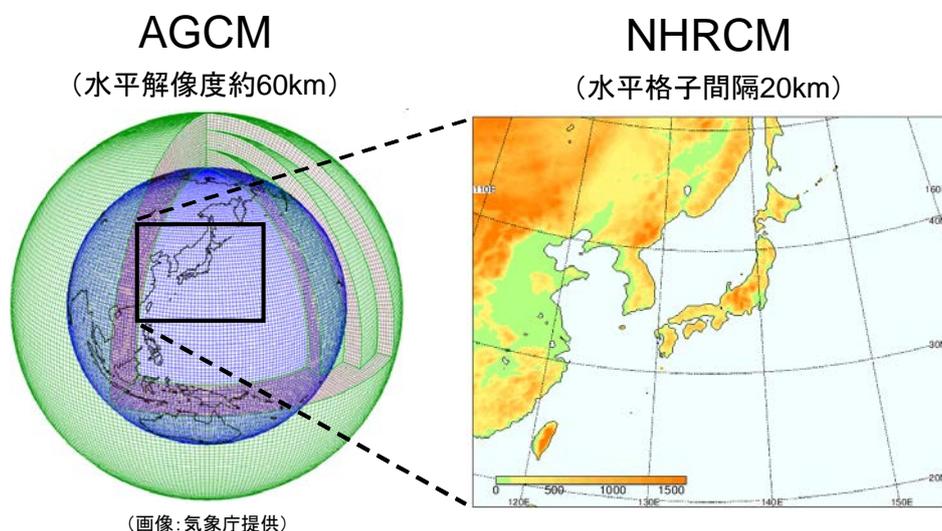


図 3.1.1 計算領域。右図の数値は標高を表す。

3.2 平均的な地上気温、降水量

3.2.1 過去気候の再現性の検証

ここでは NHRCM による地上気温及び降水量の再現性の検証結果について述べる。過去

気候実験のうち 1979 年 9 月から 2009 年 8 月までの 30 年間のデータを用いて、これに対応する期間の気象庁アメダスによる観測データと比較することによって再現性の検証を行った。アメダス観測点に対応するモデル格子点の選び方には任意性があるが、ここではアメダス地点から距離が 20 km 以内の格子点におけるデータを平均化することによってモデル再現値を求めた。ただし、平均化の際にはアメダス地点からの距離の違いを反映させるため、各格子点における値に格子点とアメダス地点間の距離の自乗の逆数の重みを付けた。

まず、月平均した地上気温の再現性について検証する。図 3.2.1 (左) に全国平均した月平均気温の観測値及びモデル再現値を示す。ここで、観測値としては全国のアメダス地点のものを使用し、これに対応するモデル再現値を上記の方法によって求めた。図に表示された 3 種類のモデル再現値は、各月において 50 メンバーの中で比較した場合の最大値、中央値、最小値を持つメンバーのデータである。定性的には NHRCM によって地上気温の季節変化の様子が良く再現されていることが分かる。ただ、この図からは定量的な評価が難しいので、モデル再現値から観測値を引いた量 (バイアス) を計算し、以下で検証を続ける。

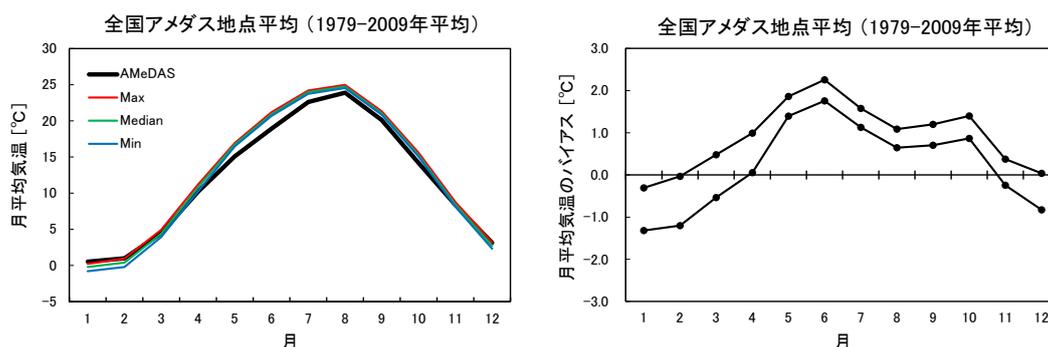


図 3.2.1 日本全国の陸上 (アメダス地点) で平均した (左) 月平均気温 (1979 年から 2009 年の平均) と (右) そのバイアス。左図では、アメダス観測値及び 50 メンバーのうちの最大値 (Max)、中央値 (Median)、最小値 (Min) を表示。右図では、50 メンバーのうちの最大値と最小値を表示。

定量的に評価した場合、全国平均した月平均気温のバイアスの絶対値は最大で 2°C 程度である (図 3.2.1 右)。ここで図中の上下二つの折れ線は各月の月平均気温の上限 (最も月平均気温が高いメンバー) と下限 (最も月平均気温が低いメンバー) におけるバイアスを示す。従って、各メンバーにおけるバイアスはこれら二つの折れ線の間を持つことになる。理想的にはバイアス 0 の値が二つの折れ線の間に入っていることが望ましい。図によると夏季及び冬季においてバイアス 0 の値が折れ線の範囲内になく、誤差がやや大きくなっている。しかしながら、全てのメンバーの結果を考慮しても、バイアスの絶対値は 2°C 以内に収まっている。また、夏季に正バイアス、冬季に負バイアスという傾向が以前の NHRCM による再現結果と同様であるので、今回の再現結果は妥当なものであると示唆される。

次に、月降水量の再現性について検証する。地上気温と同様に、全国平均した月降水量

の観測値及びモデル再現値を図 3.2.2（左）に示す。定性的には NHRCM によって降水量の季節変化の様子が良く再現されていることが分かる。

バイアスについては、冬季において若干大きいことを除けば、バイアス 0 の値が概して二つの折れ線の間に入っており全体的な再現性は良好である（図 3.2.2 右）。全てのメンバーの結果を考慮しても、バイアスの値はほぼ±50%以内に収まっている。季節変化に関しては、これまでに実施された NHRCM による再現実験の結果と似た傾向を示しており、今回の再現結果の妥当性が示唆される。なお、地上気温の場合に差で定義されたのとは異なり、バイアスは比で定義されている。つまり、観測値を a、モデル再現値を b とすると、バイアス (%) は $100 \times (b/a - 1)$ である。

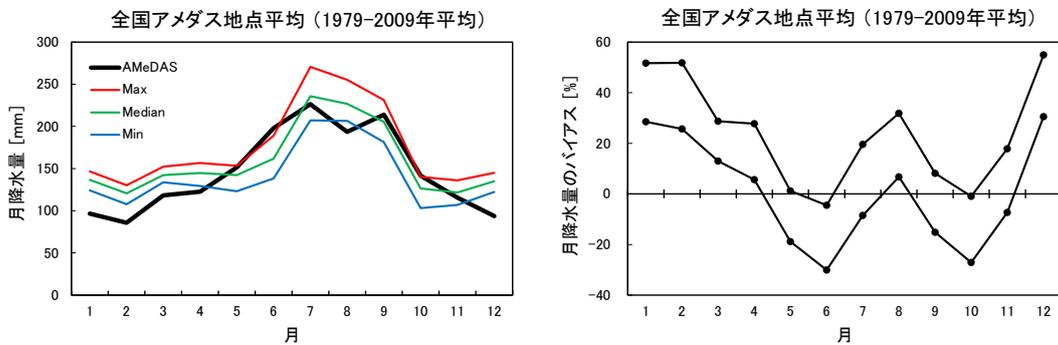


図 3.2.2 図 3.2.1 と同じ、但し月降水量。

ここまでは、日本全国で平均した地上気温及び降水量を扱ってきたが、地域気候モデルの特性を生かす意味で、日本の各地域において同様な検証を行うことが望ましい。そこで、図 3.2.3 のような地域において、NHRCM で再現された地上気温と降水量をアメダスによる観測値との比較検証を行った。ただし、煩雑さを避けるために月平均気温・月降水量ではなく、年及び各季節についての平均気温と積算降水量について解析した。なお、地域の分割方法は山岳を考慮した気候区分に基づいている。

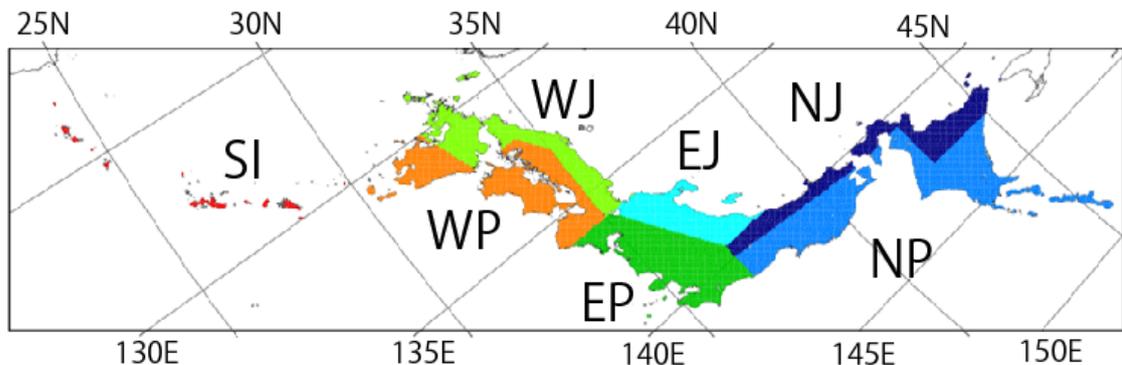


図 3.2.3 地域分けの方法 (NJ: 北日本日本海側、NP: 北日本太平洋側、EJ: 東日本日本海側、EP: 東日本太平洋側、WJ: 西日本日本海側、WP: 西日本太平洋側、SI: 南西諸島)。但し、SI 地域はデータ数が少ないため解析対象から除外した。

地上気温のバイアスについては、一部を除き大半の地域・季節において 1 °C 程度であり、全体的に見ると再現性は良好である (図 3.2.4 左)。降水量については、冬季を除いてバイアスの大きさはおよそ 30% 以内に収まっている (図 3.2.4 右)。冬季のバイアスは太平洋側の地域 (NP, EP, WP 地域) で大きい。これらのバイアスはこれまでに実施された NHRCM を用いた実験においても見られており、原因についてはモデルと現実の地形の違い、あるいは雲物理過程などが考えられるが、詳細については分かっていない。ただ、これらの地域では冬季の降水量が少ないため、比で定義した誤差の場合は見かけ上大きくなる傾向にある。

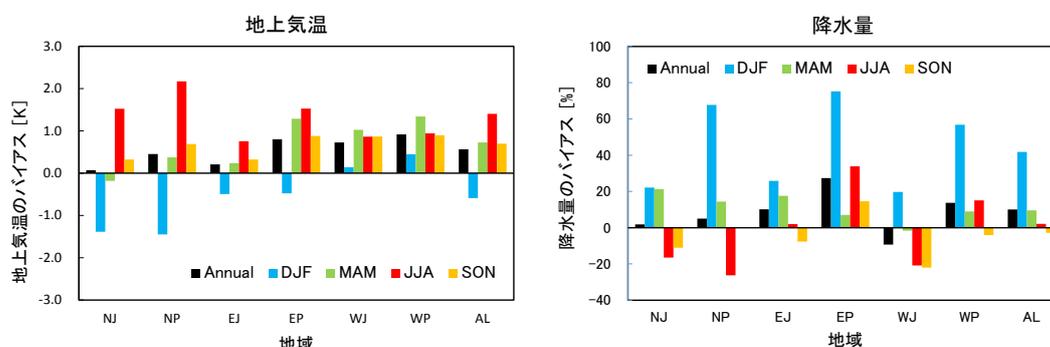


図 3.2.4 各地域における (左) 年平均・季節平均地上気温のバイアス、及び (右) 年積算・季節積算降水量のバイアス (Annual: 年間、DJF: 12~2 月、MAM: 3~5 月、JJA: 6~8 月、SON: 9~11 月)。

3.2.2 将来気候の変化の予測

ここでは NHRCM による地上気温及び降水量の将来変化の予測結果について述べる。ここで「将来」とは、前述したように地球全体で平均した地上気温が 4 °C 上昇した時点を示す。将来気候実験と過去気候実験それぞれにおいて 61 年間の平均値を作成し、両者の差分 (あるいは比) をとることによって変化量を求めた。すなわち、過去気候、将来気候の量をそれぞれ p , f とすると、変化量は地上気温の場合は $f-p$ 、降水量の場合は $100 \times (f/p - 1)$ である。なお、過去気候の再現性の検証の場合と同じように、日本の各地域での変化量も計算した。地域の分割方法も同様に図 3.2.3 の通りである。

各地域における地上気温の変化量はおよそ 4~5 °C であり、夏季、春季よりも冬季、秋季の変化量が多い (図 3.2.5 左)。一方で、地域による変化量の差は季節による差よりは小さいが、変化量に南北位置の依存性があるように見える。すなわち、北に位置する地域は南に位置する地域と比べて、昇温量が大きい傾向にある。

各地域における降水量の変化率はおよそ -10~15% であり、気温の場合と比べると季節及

び地域による変化率の違いが大きい（図 3.2.5 右）。季節依存性については、変化率が冬季と春季に正、夏季と秋季に負となっている地域が多い。一方、地域依存性については特に目立った系統的な変化が現れている訳ではないが、EP 地域における冬季の降水量の増加傾向、EJ 地域における秋季の降水量の減少傾向が見て取れる。

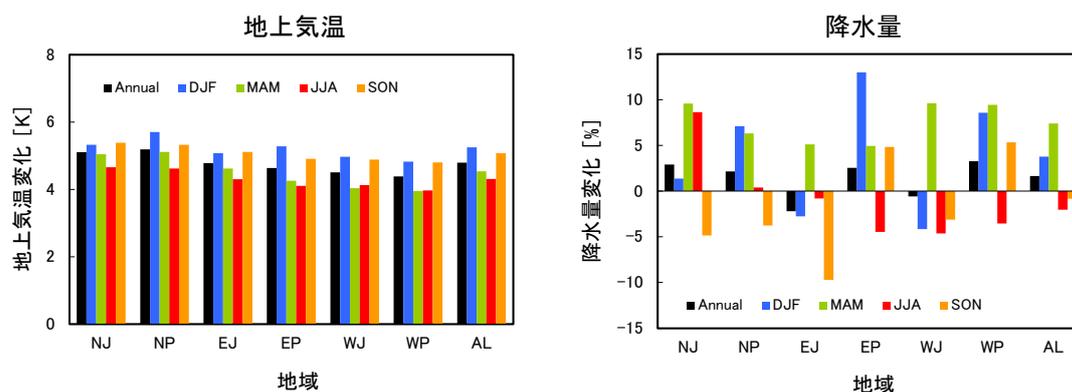


図 3.2.5 各地域における（左）年平均・季節平均地上気温の将来変化、及び（右）年積算・季節積算降水量の将来変化（Annual: 年間、DJF: 12～2月、MAM: 3～5月、JJA: 6～8月、SON: 9～11月）。

3.3 梅雨

3.3.1 過去実験

水平分解能 20km の本領域モデルによる過去実験における降水量再現性を図 3.3.1 に示す。再現性を比較する観測値として GPCP_1DD データを用いた。GPCP を使用しているのは海上を含む領域において夏季月別の降水パターンを比較するためである。陸上での降水量分布を比較すると、GPCP 観測値に比べて領域実験では沿岸地域を中心に過大評価であるものの、その降水分布のパターンは概ね一致していると言える。海上での降水量分布は、梅雨前線帯の降雨域に対応する 6 月では、過去実験は観測値と良く一致している。7 月になると梅雨前線の北上に伴い降水のピークは九州・四国・本州南部に位置しており、この様子も過去実験は捉えている。

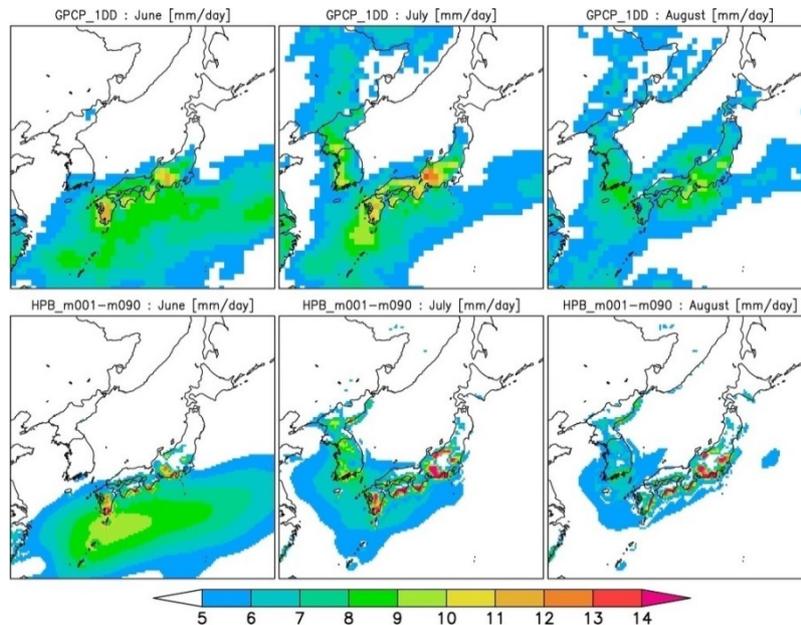


図 3.3.1 領域過去実験の夏季（6~8月）の月別降水量（ mm day^{-1} ）の分布。上段：GPCP_1DD、下段：領域過去実験 50 メンバー平均。

3.3.2 +4°C実験

6 種類の SST 4°C 昇温パターンの実験毎に平均した夏季（6-8 月）の月別降水量の将来変化を図 3.3.2 に示す。また、この全 6 種類の SST パターンで平均（全 90 メンバー）した降水量の将来変化を図 3.3.3 に示す。

6 月の降水量将来変化（図 3.3.2：上段）は、HadGEM2-AO を除く他の 5 パターンの SST 条件の場合で九州・四国・本州南部において減少傾向を示している。一方、沖縄地方を含む日本列島の南沖では全ての SST パターンにおいて降水量が増加しており、この増加する領域は東西に広がっている。6 月のこの結果は、将来気候において九州から本州での梅雨入りが遅れることを示唆する。これは気候変動リスク情報創生プログラムでの RCP8.5 シナリオを用いた将来実験における結果と整合的である（Kusunoki et al. 2015b）。

7 月（図 3.3.2：中段）になると、いくつかの SST パターンにおいて九州および日本海側などの一部の地域で降水量は増加を示す。しかし西日本では、変化量は小さいものの減少傾向である。特に MIROC5 では降水量減少が著しい。現在気候で、7 月は梅雨前線の北上に伴い降雨域が日本列島南方から本州・九州および朝鮮半島に北進する（図 3.3.1）が、日本付近の降水量の将来変化は SST パターンによってばらつきがある。一方、朝鮮半島での降水量増加は全ての SST パターンにおいて増加するという一致した傾向を示している。

8 月（図 3.3.2：下段）は、朝鮮半島および日本海海上で増加傾向である一方、日本列島、特に太平洋側では明らかな減少傾向を示す。この太平洋側における減少傾向は全ての SST パターンで見られる。

地球温暖化に伴う梅雨の将来変化を調べた先行研究（Kusunoki et al. 2011; Kusunoki and Mizuta 2012; Endo et al. 2012; Kanada et al. 2012）では、東アジア域での夏季の降水量増加や

梅雨明けの遅れ等がこれまで指摘されてきた。ここでは夏季を 6・7・8 月と月別に示すことにより、降水量の将来変が月別に推移する様子を調査した。得られた降水量変化の空間分布は、先行研究で示された結果と整合しない部分がある。例えば、一部の地域を除いて夏季を通して降水量減少が見られること、これまで梅雨明けの遅れが示唆された 8 月に太平洋側を含む広い範囲で顕著な降水量減少が明瞭であることが挙げられる（図 3.3.2 および 3.3.3）。この減少傾向は、特に SST パターンとして MIROC5 を与えた実験で顕著であった。しかしこれらの結果は、大雨や短時間強雨の発生頻度が増えることで極端事象時の降水量は増大する一方で無降水日数は増加するため、それらを平均操作されたことで出た結果とも推測できる。

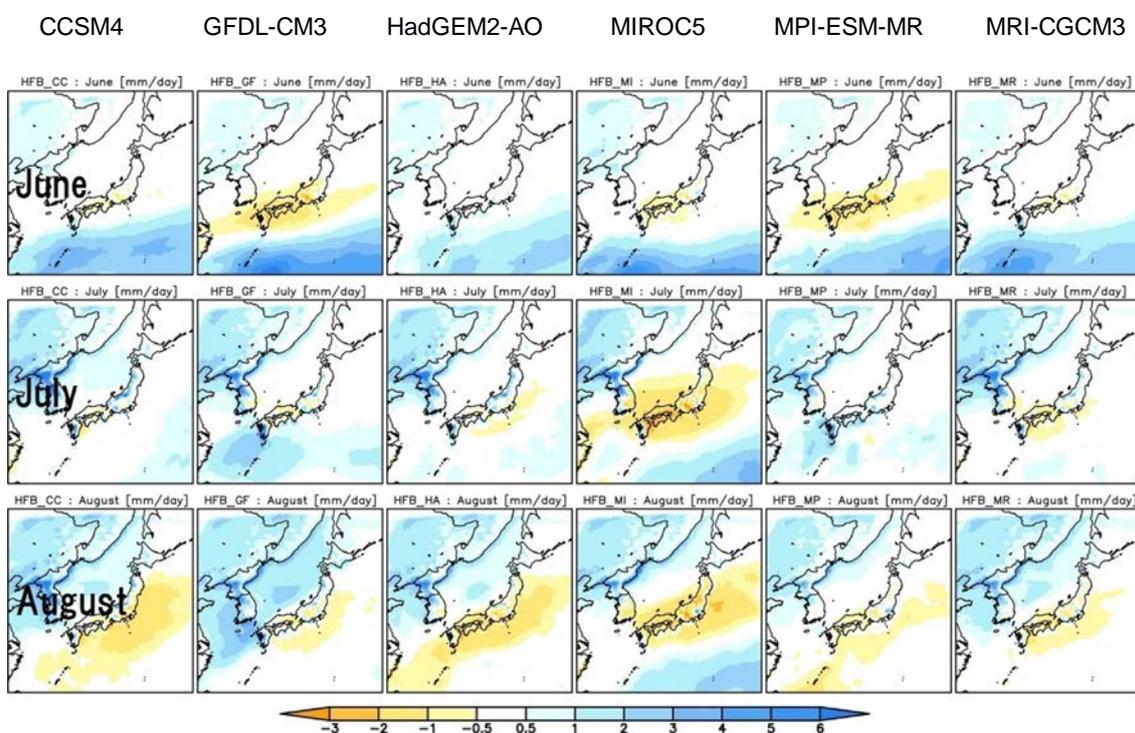


図 3.3.2 SST パターン毎夏季月別降水量将来変化（単位は mm day^{-1} ）。上段：6 月、中段：7 月、下段：8 月。各降水量パターンは左から、CCSM4、GFDL-CM3、HadGEM2-AO、MIROC5、MPI-ESM-MR、MRI-CGCM3 である。

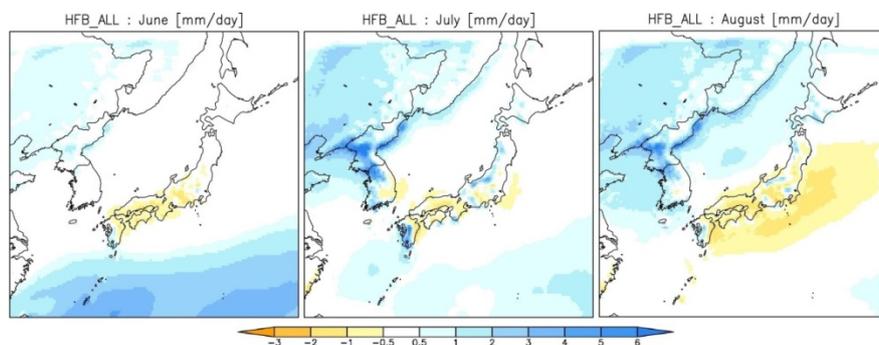


図 3.3.3 SST 6 パターン平均夏季月別降水量将来変化（単位は mm day^{-1} ）。

3.4 極端降水・気温

3.4.1 極端降水

極端降水の指標として日積算降水(ローカルタイムで0時から24時)の年最大値であるR1dの結果を示す。

図3.4.1に過去気候におけるR1dの全モデル平均の日本域の分布を示す。全体的に南にいくほど大きく、特に太平洋に面した地域で大きな値を示している。図3.4.2はR1dの将来と過去の差を示している。R1dMaxが元々大きかった太平洋沿岸で大きな増加が見込まれているが、九州においては、過去においては相対的に値が小さかった西岸で大きな増加が見られている。図3.4.3は将来変化量を過去のR1dで割った相対変化量である。

将来実験は6種類のモデル(アンサンブルグループ)から得られたSSTが用いられており、その特性によって日本付近の気候も変化すると考えられる。各アンサンブルグループで得られたR1dから全モデルの平均を引いた結果を図3.4.4に示した。

地域ごとの変化の特性を詳細に見るために、日本域を図3.2.3に示した6つの領域に分けてそれぞれで過去・将来実験の平均の結果、各アンサンブルグループの平均の結果を示した(図3.4.5)。

図3.4.6はR1dが出現する月を全アンサンブルの各年で抽出した際に最も頻度の多い月を示している。(a)が過去実験、(b)が将来実験の結果である。過去実験の結果を見ると、南西諸島を含む太平洋上と九州では6、7月の梅雨時期にR1dが抽出されることが多く、この時期に極端な降水が起りやすいことが分かる。一方、九州を除く日本の大部分では9月に極端降水が多く起こっている。

将来気候(b)では太平洋上でより広い領域が6月に極端降水が引き起こされるようになっているが、南西諸島を除く日本域では顕著な変化は見られない。

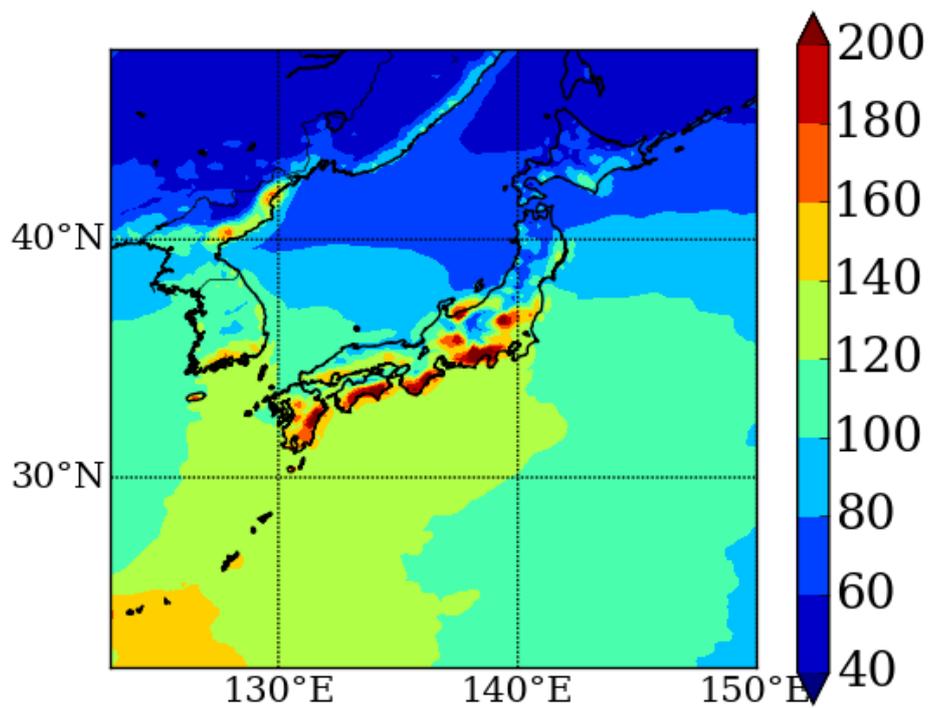


図 3.4.1 全アンサンブル平均された年最大の日降水量 R1d (mm)。

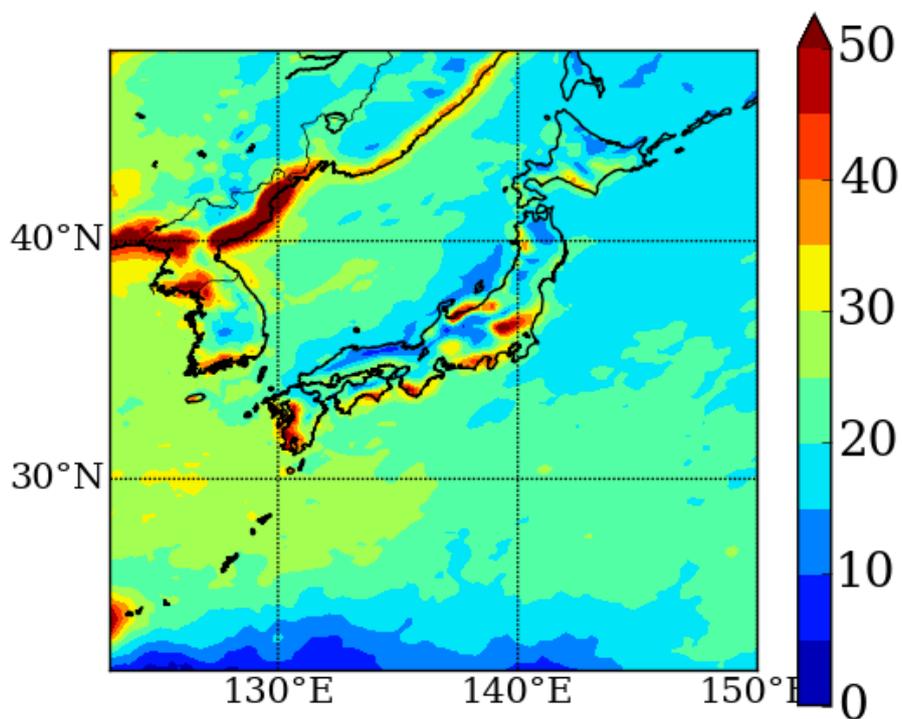


図 3.4.2 R1d の将来変化 (mm)。

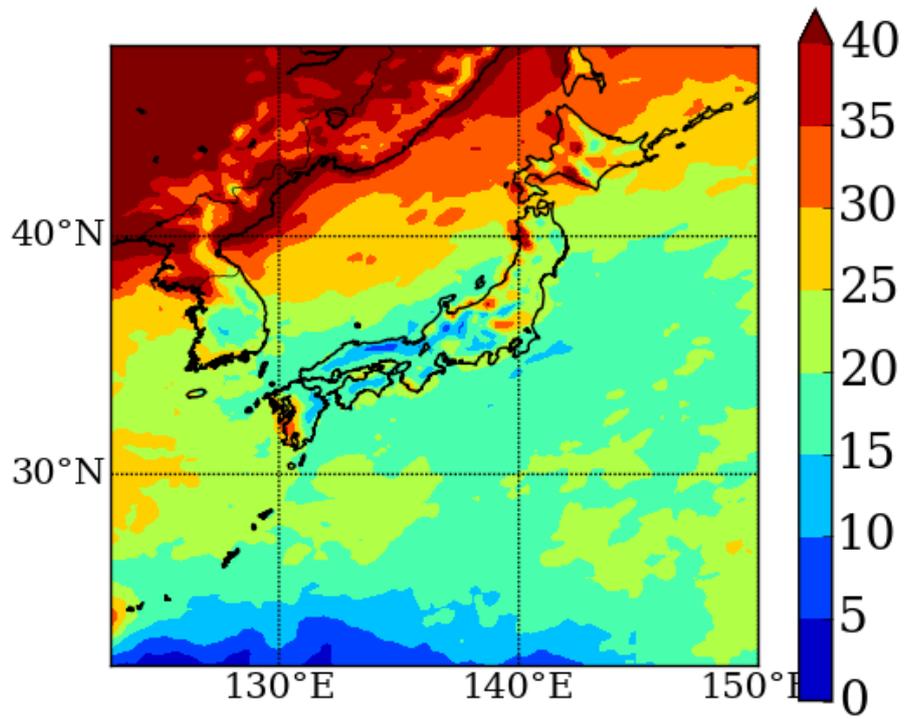


図 3.4.3 R1d の将来変化 (%)。

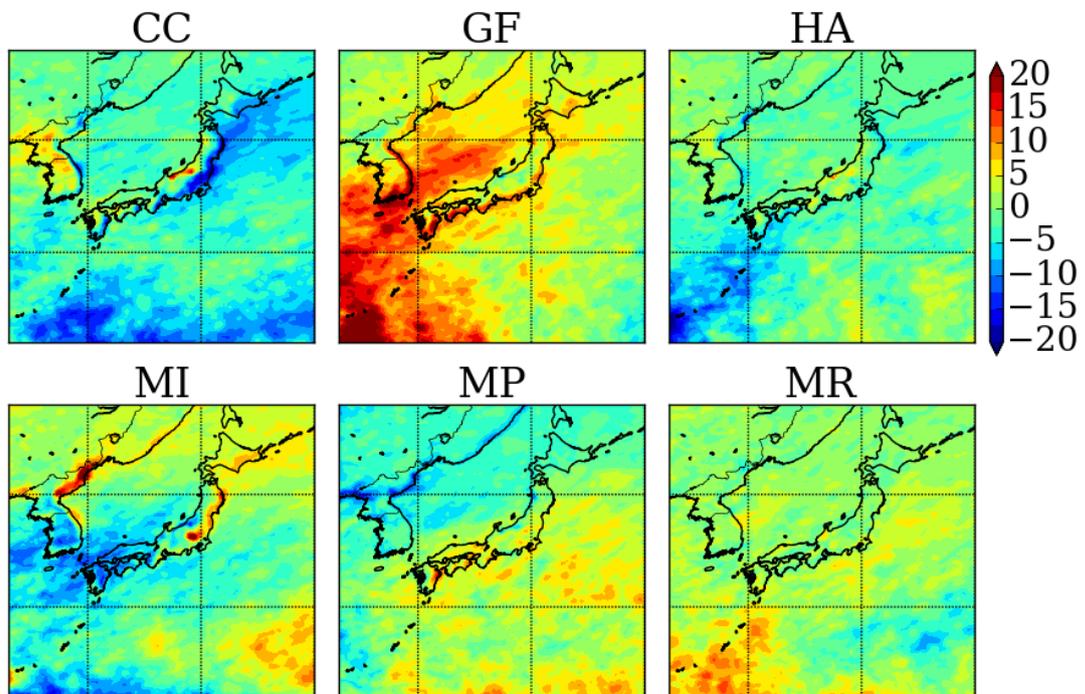


図 3.4.4 R1d の各アンサンブルグループ間の違い (mm)。

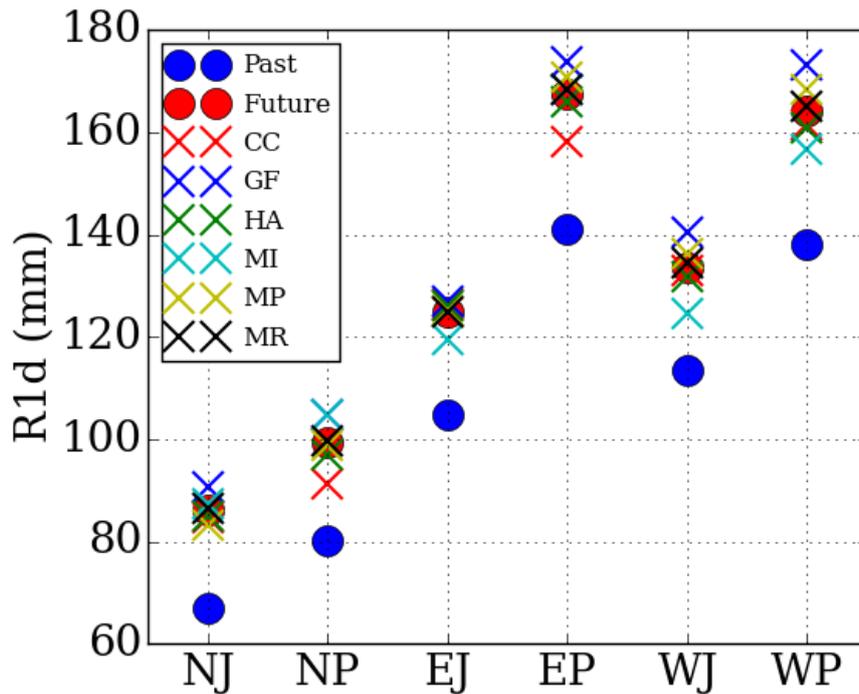


図 3.4.5 各領域で平均した過去(Past)と将来(Future)の R1d (mm). 将来実験は各アンサンブルグループ (CC,...MR) ごとの結果も示している。

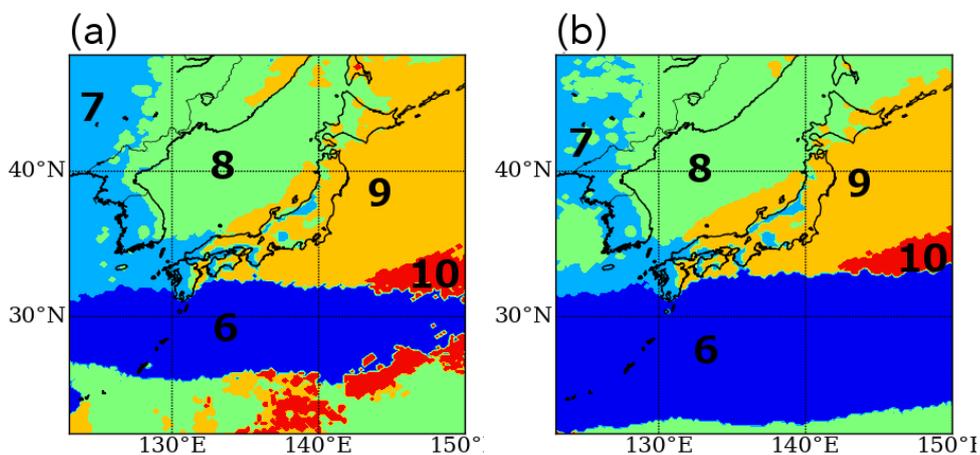


図 3.4.6 R1dMax が起こる頻度の最も高い月: (a)過去実験、(b)将来実験。

3.4.2 最高気温

年最高の日最高気温 TX_x のアンサンブル平均の結果を示す。図 3.4.7 に TX_x の日本域の分布を示した。陸域で相対的に大きな値を示しており、関東平野などでの高温が顕著である。図 3.4.8 は TX_x の将来変化を示している。これも陸域で相対的に大きな昇温を示しているが、高緯度ほど昇温量が大きな傾向が見られる。各モデルで得られた TX_x から全モデルの平均を引いた結果を図 3.4.9 に示した。図 3.4.5 と同様に各領域の TX_x の結果を図 3.4.10 に示した。

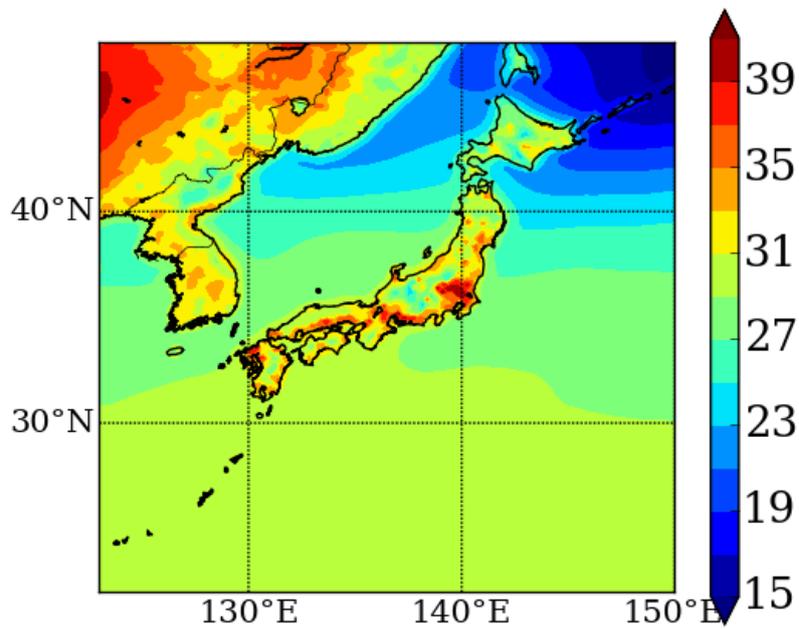


図 3.4.7 全アンサンブル平均された年最高の日最高気温 TXx (°C)の分布。

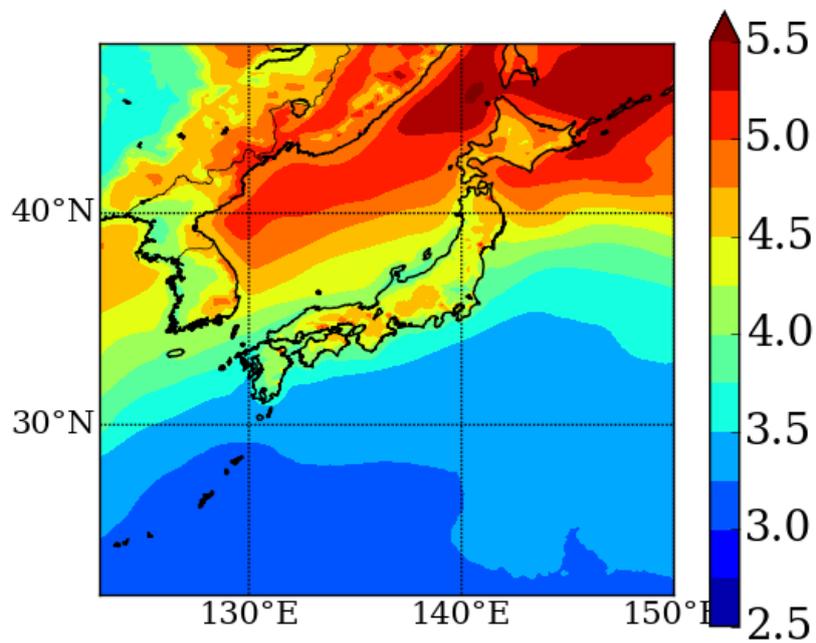


図 3.4.8 TXx の将来変化 (°C)。

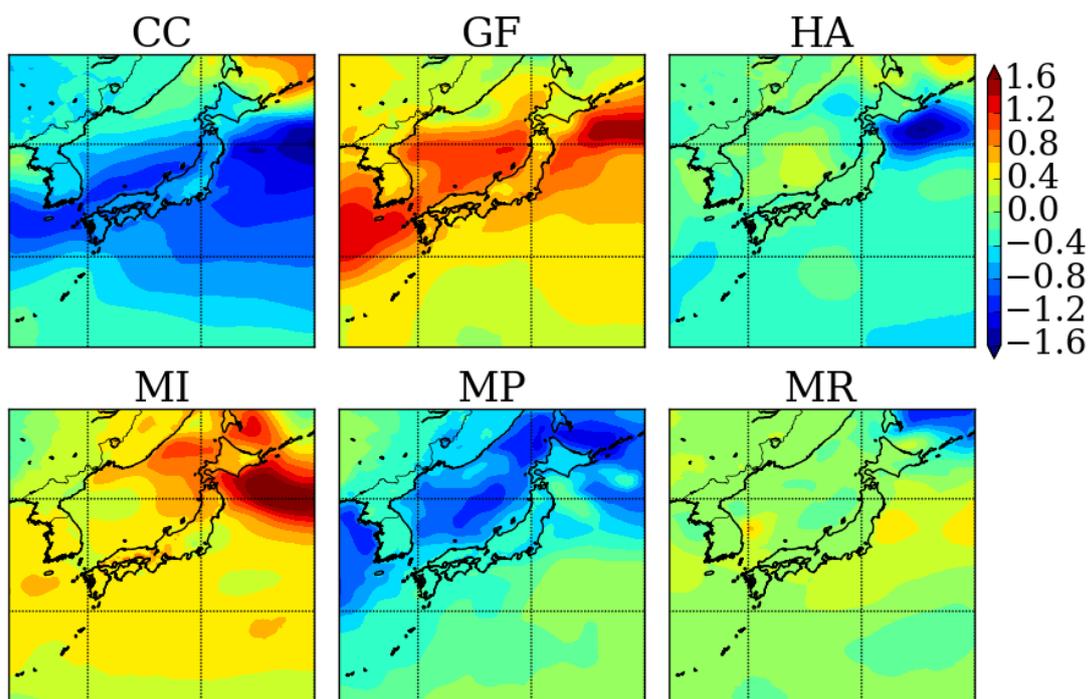


図 3.4.9 TXx の各アンサンブルグループ間の違い (°C)。

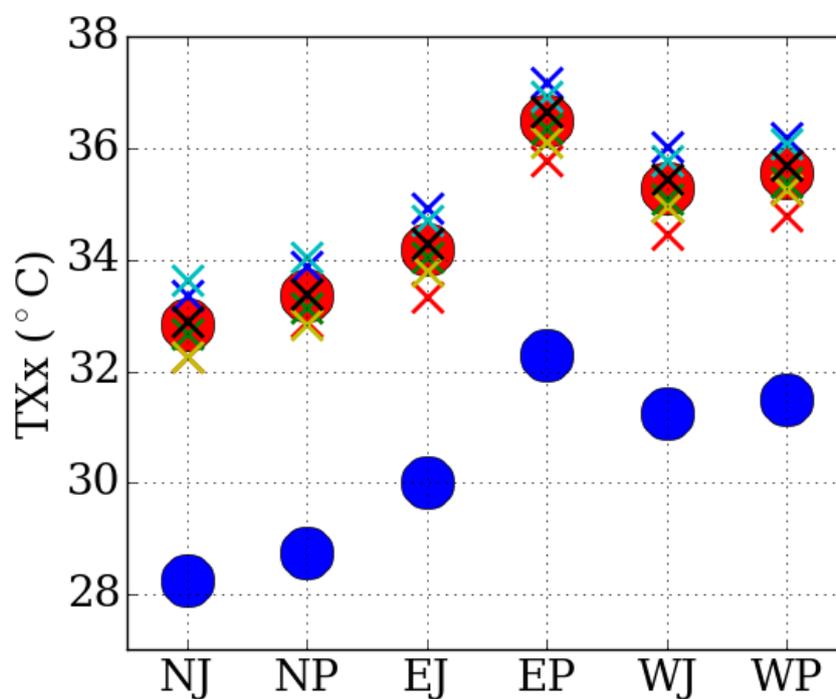


図 3.4.10 各領域での TXx(°C). 記号の意味は図 3.4.5 と同様。

3.5 積雪

積雪は日本において冬季の生活に密接に関係した現象である。都市部での積雪は交通機関に大きな影響を与え、雪の多い地域では観光などの産業にも関わってくる。生活への影響を考えると積雪深の将来変化を調査することは重要である。

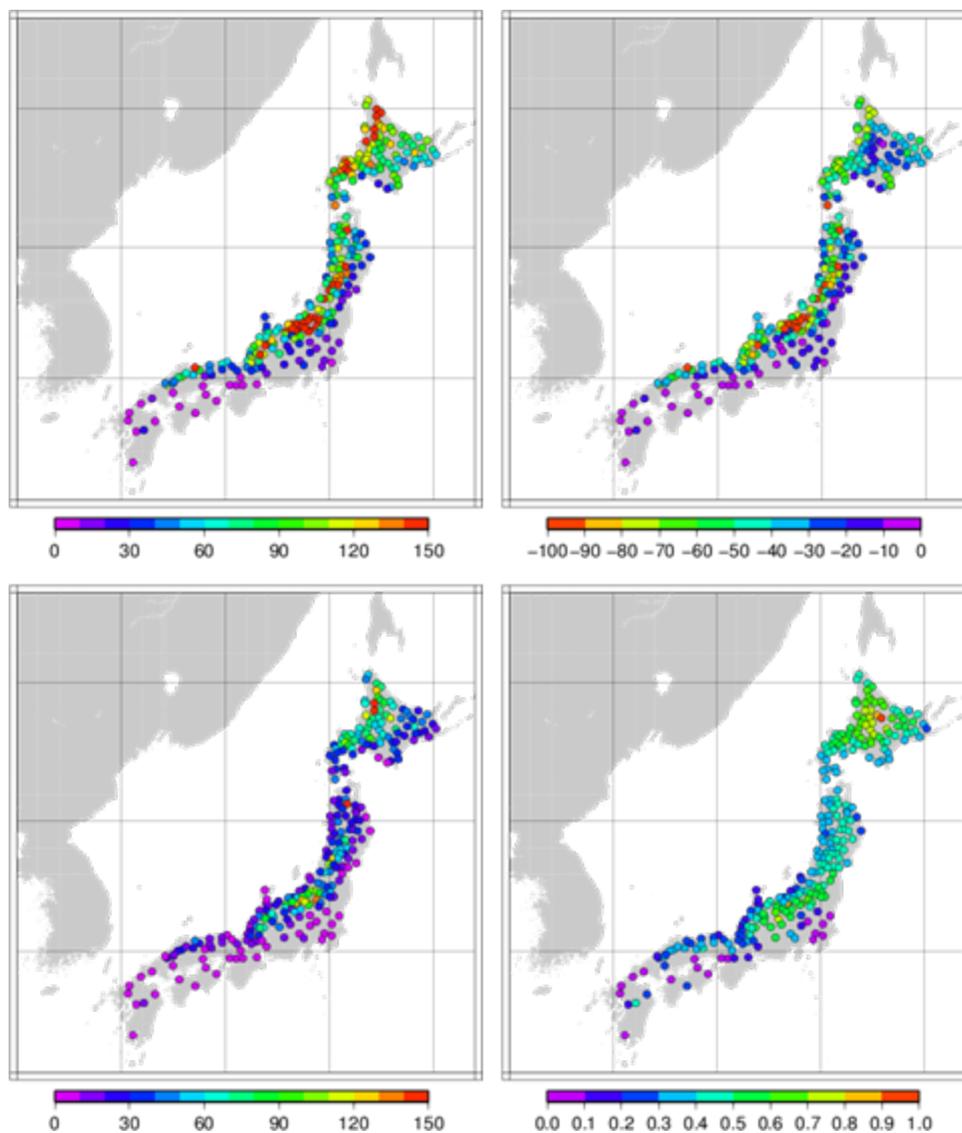


図 3.5.1 年最深積雪深の現在と将来の比較（左上：アメダス(cm) 右上：将来気候(cm) 左下：将来-アメダス(cm) 右下：将来/アメダス）。

図 3.5.1 は観測点ごとの年最深積雪深について、現在と将来の比較を示している。全国平均で現在の年最深積雪深は 84 cm である。将来の年最深積雪深は、6 つの SST 実験の平均で 41 cm と予測され、現在と比べて 43 cm の減少となった。変化量の大きい地点では 100 cm 以上減少している地点もあり、最も変化量の大きかったアメダス酸ヶ湯では現在 379 cm から将来 186 cm となり、193 cm の減少が予測された。変化量の多い地点は日本海側の山岳部

に多く分布している。変化の割合が多い地点は日本海側の平野部に多く分布しており、もともと積雪の多い地域ほど気候変動による積雪深への影響が大きいと考えられる。一方、積雪の多い地域の中では北海道は比較的变化が小さく、気候変動による積雪への影響は小さいと予測された。

積雪深が大きく変化した地点の一つである白川における積雪深の累積頻度分布を示す(図 3.5.2)。白川では現在の積雪深が 183 cm であるが、将来は 87 cm と、96 cm の減少が予測された。最も変化した MI では 104 cm 減少し、変化量が小さかった CC では 85 cm の減少だった。白川では過去 28 年の観測で 100 cm を割ったのは過去 1 度のみであり、将来は 30 年に 1 度の少ない積雪が平均的な積雪となると考えられる。また、現在 10 年に一度の大雪は 250 cm 程度であるが、将来では 10 年に 1 度の大雪は 130 cm~170 cm となり、現在の平均である 183 cm にも満たない予測となっており、大雪が降っても現在の平均的な年の積雪にも満たない可能性が高い。

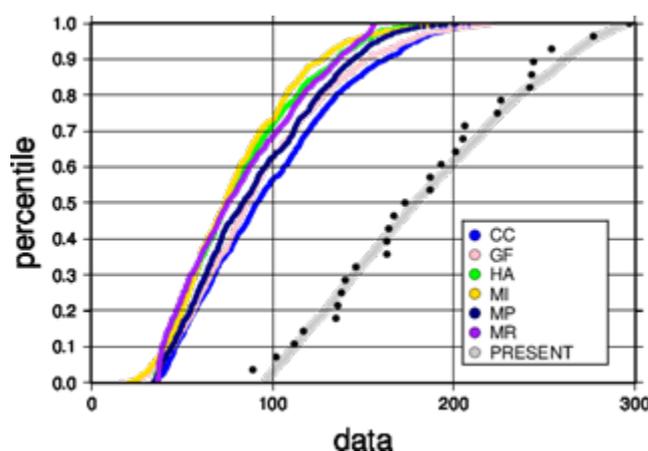


図 3.5.2 アメダス白川における累積頻度分布の変化

都心における積雪深の変化を見る(図 3.5.3)。東京では現在平均 14 cm の年最深積雪を記録しているが、将来は平均が 1 cm に満たない積雪となる予測となった。東京では積雪が多くなると交通機関への影響が大きくなり、現在は数年に一度積雪により大きな交通障害が発生している。現在 10 年に一度の大雪は 30 cm 程度の積雪であるが、将来は 10 年に 1 度の大雪でも 1~2 cm 程度でしかないと予測された。将来、東京において積雪が原因となる交通障害が発生する可能性はかなり小さくなると考えられる。

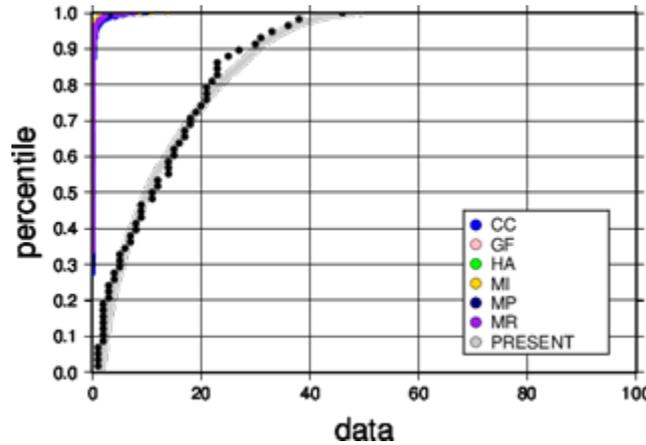


図 3.5.3 東京における累積頻度分布の変化

3.6 極端降雪

過去実験の 48 アンサンブルを用いて、12 月から 3 月における日降雪量の頻度分布を作成した。図 3.6.1 に新潟市の最寄りの格子における頻度分布を示す。実験結果を黒太線と灰細線、AMeDAS の降水量から見積もった日降雪量を青線と緑線、赤線で示す。紫線は 1 時間おきの積雪深の差から見積もった降雪深である。

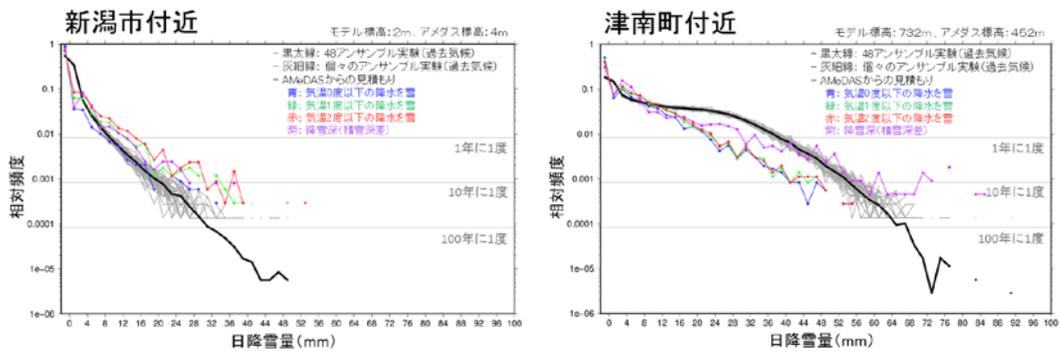


図 3.6.1 日降雪量の頻度分布 (12 月～3 月)。左図が新潟市付近、右図が津南町付近。灰細線が個々の実験 (61 年分)、黒太線が 48 アンサンブル実験を使用したもの。色線はアメダスで観測された降水量から見積もった日降雪量を示す。0 度以下を雪と考えた場合が青線、1 度以下が緑線、2 度以下が赤線である。紫線は 1 時間毎の積雪深の差から見積もった降雪深。横軸の最も左の目盛りは、無降雪事例である。

AMeDAS の観測は 30 年程度しかないため、最大でも 30 年に 1 度の降雪量までしか評価できない。一方、モデルは約 3000 年のデータがあるため、数百年に 1 度以下の頻度の降雪量も評価できている。新潟市付近 (図 3.6.1 左) では、モデルの頻度分布は気温 0 度の頻度分布に近く、比較的再現性が良いといえる。日本でも有数の豪雪地帯である津南町付近の日降雪量の頻度分布 (図 3.6.1 右) をみると、強い日降雪の頻度が新潟市に比べかなり高いことが分かる。ただ、観測から見積もった頻度分布と比較すると、モデルでは強い日降雪

量の頻度が高くなっている。これはモデルの標高が観測値に比べて 300m 近く高いことが影響していると考えられる。

図 3.6.2 に将来実験の結果を示す。将来実験においても過去実験と同様に 48 アンサンブル (6SSTx8) を用いた。新潟市付近においては、4 度上昇した気候下ではすべての日降雪強度において頻度が低下していることが分かる(図 3.6.2 左)。過去実験で 10 年に 1 度程度であった降雪量が、将来実験では数百年に 1 度の降雪量になっている。

一方、津南町は新潟市とは変化が異なる (図 3.6.2 右)。気温が 4 度上昇したことで将来実験では無降雪日が増加し、弱い日降雪の日は減少している。ただ、数年に 1 度以下の強い日降雪量の頻度に関して、逆に増加していることが分かる。現在実験では数十年に 1 度程度の頻度で起こっていた強い日降雪が、将来実験では 10 年に 1 度の頻度で起こることを示唆している。このように強い日降雪量の頻度が増える地点は、津南町以外にも存在する。

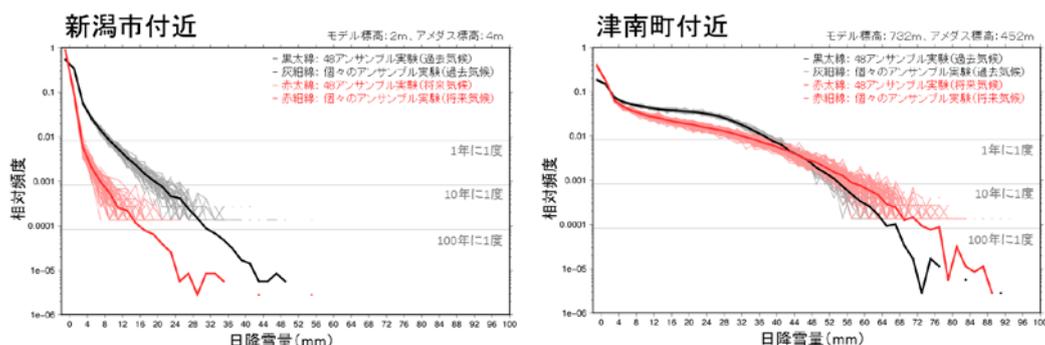


図 3.6.2 日降雪量の頻度分布の変化 (12 月～3 月)。灰細色と黒太線が過去実験、赤色と薄赤色が将来実験を示す。新潟市付近 (左) と津南町付近 (右)。

図 3.6.3 に 10 年に 1 度の日降雪量の過去実験と将来実験の差を示す。寒色系は将来降雪量が増加する地域、暖色系は降雪量が減少する地域である。図 3.6.3 (左図) を見ると、海上及び日本の多くの地域で、10 年に 1 度の日降雪量が減少していることが分かる。一方、北陸地方の山沿いと北海道の内陸及びユーラシア大陸東部では降雪量が増加している。北陸地方では、沿岸部で大きく減少しており、沿岸部と山岳部のコントラストが顕著である。

図 3.6.3 (右図) に 12 月から 3 月の積算降雪量の将来変化を示す。積算降雪量は北海道の内陸部を除いて、日本では大きく減少している。特に、日本海側の地域での減少量が多く、山沿いでも減少している。北海道やユーラシア大陸の内陸部ではほとんど変化がなく、一部増加が見られた。このような地域では、冬季の気温がかなり低いため、気温が約 4 度上昇したとしても雪が雨に変わることはない。また、気温上昇によって大気中に含むことのできる水蒸気量が増加するために、降雪量が増加する可能性があることが過去の研究でも指摘されている。

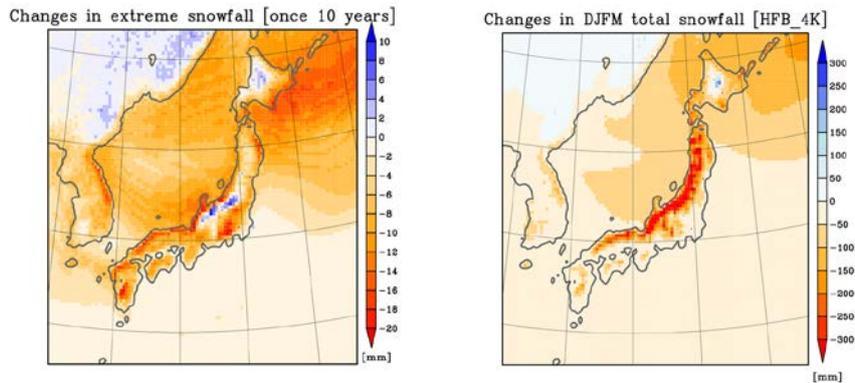


図 3.6.3 10年に1度の日降雪量の変化（左）と冬季積算降雪量の変化（右）

これらの結果をまとめると、北陸地方の山沿いでは冬季積算した降雪量は大きく減少する一方、数年に1度以下の強い日降雪量が増加する可能性があることが分かった。北陸地方の山沿いでは、平均的には雪は減るが、短期間の大雪は起こりやすくなることを示唆しており、今後、地球温暖化に適応した雪害対策を考える上で重要な視点となる。

参考文献：

- 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.
- Kanada, S., M. Nakano, and T. Kato (2012), Projections of future changes in precipitation and the vertical structure of the frontal zone during the Baiu season in the vicinity of Japan using a 5-km-mesh regional climate model, *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A**, 65–86, doi:10.2151/jmsj.2012-A03.
- 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.
- Kusunoki, S., and R. Mizuta (2012), Comparison of near future (2015-2039) changes in the East Asian rain band with future (2075-2099) changes projected by Global Atmospheric Models with 20-km and 60-km grid size, *SOLA*, **8**, 73–76, doi:10.2151/sola.2012-019.
- Kusunoki, S., R. Mizuta, K. Yoshida, T. Ose, and I. Tkayabu (2015b), Changes in precipitation over East Asia projected by global atmospheric models with 20-km and 60-km grid sizes II: the future climate. *J. Meteor. Soc. Japan*, In revision.
- Murata, A., H. Sasaki, M. Hanafusa, and K. Kurihara (2013), Estimation of urban heat island intensity using biases in surface air temperature simulated by a nonhydrostatic regional climate model. *Theor. Appl. Climatol.*, **112**, 351–361, doi: 10.1007/s00704-012-0739-2.

Sasaki, H., A. Murata, M. Hanafusa, M. Oh'izumi, and K. Kurihara (2011), Reproducibility of present climate in a non-hydrostatic regional climate model nested within an atmosphere general circulation model, *SOLA*, **7**, 173–176, doi:10.2151/sola.2011-044.