

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE No.73

Projection of Future Climate Change around Japan

by using MRI Non-hydrostatic Regional Climate Model

BY

Hidetaka Sasaki, Akihiko Murata, Hiroaki Kawase, Mizuki Hanafusa, Masaya Nosaka,
Mitsuo Oh'izumi, Ryo Mizuta, Toshinori Aoyagi, Fumitake Shido, and Koji Ishihara

気象研究所技術報告

第 73 号

気象研究所非静力学地域気候モデルによる
日本付近の将来気候変化予測について

佐々木秀孝, 村田昭彦, 川瀬宏明, 花房瑞樹, 野坂真也,
大泉三津夫, 水田亮, 青柳曉典, 志藤文武, 石原幸司



気象研究所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

October 2015

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

Established in 1946

Director-General: Dr. Masashi Nagata
Senior Director for Research Affairs: Dr. Masafumi Kamachi
Senior Director for Research Coordination: Mr. Yoshiaki Takeuchi

| | |
|--|--------------------------------|
| Forecast Research Department | Director: Dr. Kazuo Saito |
| Climate Research Department | Director: Dr. Tomoaki Ose |
| Typhoon Research Department | Director: Mr. Isao Takano |
| Atmospheric Environment and Applied Meteorology Research Department | Director: Dr. Izuru Takayabu |
| Meteorological Satellite and Observation System Research Department | Director: Dr. Satoru Tsunomura |
| Seismology and Tsunami Research Department | Director: Dr. Kenji Maeda |
| Volcanology Research Department | Director: Dr. Hitoshi Yamasato |
| Oceanography and Geochemistry Research Department | Director: Dr. Tsurane Kuragano |

1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305-0052 Japan

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

Editor-in-chief: Tomoaki Ose

| | | | |
|----------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Editors: | Wataru Mashiko | Masayoshi Ishii | Masahiro Sawada |
| | Makoto Deushi | Toshiharu Izumi | Kazuhiro Kimura |
| | Akimichi Takagi | Hideyuki Nakano | |

Managing Editors: Sadao Saito, Keiko Ono

The *Technical Reports of the Meteorological Research Institute* has been issued at irregular intervals by the Meteorological Research Institute (MRI) since 1978 as a medium for the publication of technical report including methods, data and results of research, or comprehensive report compiled from published papers. The works described in the *Technical Reports of the MRI* have been performed as part of the research programs of MRI.

©2015 by the Meteorological Research Institute.

The copyright of reports in this journal belongs to the Meteorological Research Institute (MRI). Permission is granted to use figures, tables and short quotes from reports in this journal, provided that the source is acknowledged. Republication, reproduction, translation, and other uses of any extent of reports in this journal require written permission from the MRI.

In exception of this requirement, personal uses for research, study or educational purposes do not require permission from the MRI, provided that the source is acknowledged.

Projection of Future Climate Change around Japan by using MRI Non-hydrostatic Regional Climate Model

BY

Hidetaka Sasaki¹, Akihiko Murata¹, Hiroaki Kawase¹, Mizuki Hanafusa², Masaya
Nosaka¹, Mitsuo Oh'izumi^{1,3}, Ryo Mizuta⁴, Toshinori Aoyagi¹, Fumitake Shido¹, and
Koji Ishihara^{1,5}

1 Atmospheric Environment and Applied Meteorology Research Department,
Meteorological Research Institute

2 Kagoshima Local Meteorological Observatory

3 Meteorological College

4 Climate Research Department, Meteorological Research Institute

5 Global Environment and Marine Department

気象研究所非静力学地域気候モデルによる日本付近の 将来気候変化予測について

佐々木秀孝¹・村田昭彦¹・川瀬宏明¹・花房瑞樹²・野坂真也¹・大泉三津夫^{1,3}
水田亮⁴・青柳曉典¹・志藤文武¹・石原幸司^{1,5}

1 気象研究所 環境・応用気象研究部

2 鹿児島地方気象台

3 気象大学校

4 気象研究所気候研究部

5 地球環境・海洋部

序

気候システムの温暖化には疑う余地がないものとなり、温室効果ガスの継続的な排出は、更なる温暖化と気候システム全ての要素の変化をもたらすだろうとされる。温暖化の進行に対して的確な対策を講ずるためには、空間的にきめ細かい気候情報・予測情報の提供が求められる。

気象研究所では、1990年代から国内の他の研究機関に先駆けて地域気候モデル（Regional Climate Model, RCM）の開発を進めてきた。モデルの基本となったのは、かつて気象庁でアジア域の予報に使われていたアジア・プリミティブ・ファインメッシュモデル（Asian area Fine mesh Limited area Model, FLM）と呼ばれるものであった。このRCMによる日本付近の温暖化予測結果が行政機関の刊行物に掲載されたのは、2000年に気象庁から発行された「地球温暖化予測情報」第4巻が最初である。当時は全球モデルの空間分解能がおおよそ400km、RCMの分解能も40kmであり、日本海側と太平洋側の気候の違いもまだ十分に表現できなかった。しかし、数値計算技術の進歩に合わせてRCMの改良が進み、現在気候の再現性が大きく向上するとともに温暖化による地域的な気候変化予測への信頼度も増した。2013年に発表された「地球温暖化予測情報」第8巻では、RCMの格子間隔は5kmとなって分解能が格段に高くなり、流域ごとの気候の違いも表現可能になった。力学過程は静力学モデルから非静力学モデルに改められ、降水の表現が大幅に改善された。さらには、植生モデル（Simple Biosphere model, SiB）の導入により地表面付近の再現性が向上し、積雪量の予測結果も提供されるようになった。また、モデルの高度化に加えてバイアス補正の手法についても予測変数ごとの特徴を考慮に入れた開発を行い、これによってより精密な予測を行うことができるようになった。

本技術報告は、気象研究所の最新のRCMである非静力学地域気候モデル（NHRCM）の解説と、それを使った温暖化予測の結果を取りまとめたものである。本報告が、温暖化に対する適応策の検討をはじめとして社会の各方面で活用されることを期待している。

平成26年12月

環境・応用気象研究部長

藤 部 文 昭

要 旨

気象研究所では、1990年頃から日本では初めて、地域気候モデル (Regional Climate Model, RCM) の研究を行ってきた。ここでは、その最新のモデルである非静力学地域気候モデル (NHRCM) についての解説と、それをを用いた温暖化による地域的な気候変動予測について紹介する。

第2章において、気象庁から2013年に刊行された地球温暖化予測情報第8巻に用いられた予測システムについての解説を行う。まず、RCMを動かすための強制力となった全球モデルの概要を紹介する。次のNHRCMの概要説明においては、長時間積分を行うにあたって短時間予報と異なりRCMにとって最も重要な物理過程であるMJ-SiBの解説を中心に述べる。さらに、利用者が使いやすいようNHRCMの出力変数名やファイルサイズについて記述する。また、風に関するデータを利用する時に気を付けなければいけない、投影法による座標変換について述べる。

次に第3章ではNHRCMの現在気候の再現性について述べる。まず気温再現性に関して、年平均気温はアメダス観測と比べほぼ全国的に $\pm 1^{\circ}\text{C}$ 以内の誤差に収まっているが、高地や都市部では 3°C 程度の負バイアスが存在する。降水についても、ほとんどの観測点で20%以内のバイアスに収まっているが、日本海側と南西諸島で負のバイアスがあり、急傾斜では正のバイアスがある。その他、風や積雪などの再現性についても、親モデルである全球モデルと比べて高い再現性を得ることができた。いかにモデルの再現性が向上したといっても、モデルには多かれ少なかれバイアスが存在する。モデルの特徴を捉えることによって、より精度の高い将来予測を行うのに役に立てていただきたい。

NHRCMによる将来予測の結果については第4章で述べる。気温に関してはバイアス補正を施すことによって、より精度の高い将来予測をすることができた。特に、真夏日、真冬日の将来予測のように階級を予測する要素にとっては、バイアス補正は必須のものであった。月降水量に関しては、将来有意に変化している地域は少ないが、2月の太平洋側では有意に降水量が増加すると予測される。これは、将来冬型の気圧配置が緩み、太平洋上にあるストームトラックが北上するためと思われる。また積雪に関しては、現在気候で日本海側の過小評価が大きいと、地域頻度解析の方法を応用することによって、より現実的であろうと思われる将来予測を行う事ができた。

格子間隔が細かくなると、だし風・おろし風・フェーン等の地域固有の気候現象の地球温暖化による変化の予測可能性に期待が高まってくる。そのいくつかの例について第5章で述べる。いずれの例においても、現在気候でこれらの現象が再現され、将来予測においても定性的な予測はある程度可能であるが、定量的再現性にはまだ問題があり、さらなるモデルの高分解能化が必要であることが分かった。

第6章では海面水温のパターン、雲物理過程、温室効果ガスによる放射強制力をさまざまに変化させ、複数の実験を行うことによって不確実性の幅を見積もった「地域気候変動予測データ」の解析結果について紹介する。気温はどのような計算条件でも将来有意に上昇し、放射強制力の大きなシナリオほど、より将来気温が上昇する量が多いことが分かった。年降水量に関しては将来変化が小さく、年々変動による幅の範囲内となった。

最後に次期モデルの再現性の向上が期待されるMJ-SiBの改良と都市キャノピーモデルの現在の開発状況について、第7章で紹介する。

Abstract

Study of the Regional Climate Model (RCM) has been conducted at the Meteorological Research Institute (MRI) since 1990. The current study introduces a description of the Non-hydrostatic Regional Climate Model (NHRCM) and the projection of future climate changes using the RCM.

Chapter 2 illustrates the projection system used in “The projection of future climate change due to global warming Vol 8” published by the Japan Meteorological Agency (JMA, 2013). The global model, which is the driving force for the NHRCM, is explained, and the NHRCM and the MRI/JMA Simple Biosphere model (MJ-SiB) are described. The names of output variables and file sizes are mentioned for users, and a coordinate transformation is described for using wind data.

Chapter 3 discusses the reproducibility of the NHRCM. The bias of temperature is almost within ± 1 degree at each observation site except at high mountainous and urban areas where the biases are approximately -3 degrees, as compared with Automated Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS) observation. The precipitation ratio of NHRCM against AMeDAS is less than 20% at almost all observation points. However, there are somewhat large negative biases on the coast of the Japan Sea side and Nansei Island, and positive biases at steep slope areas. The reproducibility of wind and snow depth is also good as compared with the Atmospheric General Circulation Model (AGCM), which drives NHRCM. All models have more or less of some amount of biases. Capturing the features of the model is useful for conducting high accuracy projection.

Chapter 4 introduces projections using NHRCM. The projection of temperature is improved using the bias correction, which is more important for projecting the frequency of days when the temperature rises above 25°C , 30°C and so on. Total precipitation does not significantly change in almost all future months. However, monthly precipitation in February is projected to significantly increase. Winter monsoons are projected to weaken in the future, and a storm track located on the Pacific Ocean will shift northward. The shift of the storm track brings about the increase in precipitation along the coast of the Pacific Ocean. The underestimation of snow depth along the coast of Japan Sea side is resolved using the bias correction applying the regional frequency analysis, and reasonable projection of snow depth can be conducted.

The expectations for the predictability of local wind increase as the resolutions of models increase. Chapter 5 presents examples of predictability. All the phenomena investigated here are well reproduced in the present climate and projected qualitatively in the future. However, enhancing the resolution is necessary for the model to quantitatively project the phenomena.

The ensemble experiments for evaluating the uncertainty were conducted by the Ministry of Environment, Ministry of Education, Culture, Sports, Science & Technology and JMA. Chapter 6 presents the analyses of the experiments. The temperature is projected to increase in any calculation condition in the future. The rate of increase depends on the strength of the radiative forcing. The annual precipitation does not show distinct change in the future as compared to inter-annual variability.

Lastly, Chapter 7 describes progress for improving the MJ-SiB and urban canopy model. Both processes are considered to play important roles in increasing the degree of model perfection.

目 次

| | |
|---------------------------|----|
| 第1章 はじめに | 1 |
| 第2章 モデル概要と実験概要 | 2 |
| 2.1 モデル概要 | 2 |
| 2.1.1 全球大気モデル (AGCM20) | 2 |
| 2.1.2 非静力学地域気候モデル (NHRCM) | 3 |
| 2.2 実験概要 | 5 |
| 2.2.1 AGCM20の実験設定 | 5 |
| 2.2.2 NHRCMの実験設定 | 9 |
| 2.3 出力データ | 9 |
| 第3章 現在気候の再現性 | 15 |
| 3.1 気温 | 15 |
| 3.1.1 概要 | 15 |
| 3.1.2 地上気温の再現性 | 17 |
| 3.1.3 気温バイアスに対する都市化の影響 | 17 |
| 3.1.4 ヒートアイランド強度の推定 | 19 |
| 3.2 降水 | 19 |
| 3.3 風 | 22 |
| 3.4 積雪 | 24 |
| 第4章 将来気候予測 | 27 |
| 4.1 気温の将来変化 | 27 |
| 4.1.1 バイアス補正 | 27 |
| 4.1.2 極端な高温の予測 | 27 |
| 4.1.3 極端な低温の予測 | 32 |
| 4.1.4 著しく低い気温が出現するメカニズム | 34 |
| 4.2 降水の将来変化 | 37 |
| 4.2.1 降水の将来変化の概要 | 37 |
| 4.2.2 降水のバイアス補正について | 39 |
| 4.3 風の将来変化 | 45 |
| 4.3.1 夏季 | 46 |
| 4.3.2 冬季 | 46 |
| 4.4 積雪将来変化 | 49 |
| 第5章 局地風の将来予測の可能性 | 54 |
| 5.1 六甲おろしの将来変化予測の可能性 | 54 |
| 5.2 やまじ風の再現性と将来変化 | 56 |
| 5.3 山形県清川だしの再現性と将来変化 | 59 |
| 第6章 「地域気候変動予測データ」の解析 | 63 |
| 6.1 はじめに | 63 |

| | | |
|-------|-------------------------------|----|
| 6.2 | 気候モデルと予測実験の概要 | 63 |
| 6.2.1 | 全球気候モデルと地域気候モデル | 63 |
| 6.2.2 | 予測実験の概要 | 64 |
| 6.2.3 | 地域区分 | 64 |
| 6.3 | 現在気候の再現性 | 66 |
| 6.3.1 | 再現性の評価方法 | 66 |
| 6.3.2 | 平均気温の再現性 | 66 |
| 6.3.3 | 日最高気温の年平均値の再現性 | 67 |
| 6.3.4 | 日最低気温の年平均値の再現性 | 67 |
| 6.3.5 | 降水量の再現性 | 67 |
| 6.4 | ブートストラップ法を用いた不確実性評価 | 69 |
| 6.4.1 | バイアス補正 | 69 |
| 6.4.2 | 評価手法 | 69 |
| 6.4.3 | 年平均気温の評価結果 | 71 |
| 6.4.4 | 年降水量の評価結果 | 72 |
| 第7章 | 今後に向けて | 75 |
| 7.1 | MJ-SiB の高度化 | 75 |
| 7.1.1 | 不凍水スキームと iSiB 植生キャノピーサブモデルの導入 | 75 |
| 7.1.2 | iSiB での NHRCM 既存の接地境界層スキームの利用 | 79 |
| 7.2 | 都市キャノピーモデル | 81 |
| 7.2.1 | 実験設定 | 82 |
| 7.2.2 | 地上気温再現性への影響 | 83 |
| 7.2.3 | 降水量の再現性への影響 | 86 |
| 7.3 | さらなる高分解能化の必要性について | 87 |
| 第8章 | おわりに | 90 |
| 謝辞 | | 90 |

第1章 はじめに

2013年に発表された気候変動に関する政府間パネルの第5次報告書（IPCC AR5）によると、気候システムの温暖化は疑う余地がないとされ、その根拠となる観測的事実やモデルを利用した理論的裏付けが示された（IPCC, 2013）。また、IPCC AR5で用いられた排出シナリオのうち、最も温室効果ガスの排出量が増えると想定されるRCP8.5シナリオでは、21世紀末の世界の平均気温の上昇は2.6～4.8℃の間に入る可能性が高いと予測された。ところが、我々の関心が最も高いのは、地球全体の平均気温の変化よりも、自分の住んでいる国、更にはもっと細かく、自分の住んでいる都道府県や町がどうなるかということであろう。そのような細かな気候の変化は、地方の経済・産業のみならず、人間の健康や生活にまで影響を及ぼすと考えられる。そして、それに対して、政策の立案者は何らかの対策を講じなければいけない。気象庁は、その判断の基となる地域毎の細かな温暖化予測を「温暖化予測情報」という形で数年毎に出している。気象研究所では、その情報を出すために必要な地域気候モデルを開発し、その計算結果についての詳しい解析を行っている。

詳しい個々の要素の将来予測については、「温暖化予測情報」を参照していただくとして、ここでは、「温暖化予測情報」を制作するうえで元となったデータがどのようなものであり、どのような特徴があるのかを述べるとともに、その利用にあたっての注意すべき点を中心に述べていきたい。特に、単に現在気候の再現性や統計的な将来の気候変化予測を述べるだけでなく、なぜそのような結果になったのかというメカニズムを含む解析や、それを裏付ける補足実験の結果についても紹介している。また、要素毎のバイアス補正の方法と、それによる将来予測の結果について記述しているので、このデータを利用する際の参考としていただきたい。

さらに、IPCC AR5で用いられた温室効果ガスの排出シナリオに基づいた日本付近の気候変化予測実験についても述べている。NHRCMを利用した日本付近の温暖化予測データは、様々な格子間隔、様々なシナリオによるデータがあるが、その特徴を十分理解して、目的に合った使い分けをしていただきたい。最後に、現在のNHRCMの開発状況について述べているので、今後出されるであろうRCMによる予測結果を利用する計画に役立てていただきたい。このように、本報告書は、気象研究所におけるNHRCMによる研究成果をまとめており、NHRCMを使った地球温暖化予測情報第8巻（気象庁, 2013）をはじめとする、その他将来予測データの利用の際に役立てていただきたいと考える。

引用文献

- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., 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, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.
- 気象庁, 2013: 地球温暖化予測情報 第8巻「IPCC 温室効果ガス排出シナリオ A1B を用いた非静力学地域気候モデルによる日本の気候変化予測」.

第2章 モデル概要と実験概要

2.1 モデル概要

2.1.1 全球大気モデル (AGCM20)

地球温暖化予測情報第8巻等で用いられている全球大気モデル (AGCM20) は、気象研究所大気大循環モデル MRI-AGCM3.2 (Mizuta *et al.*, 2012) である。MRI-AGCM3.2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 MRI-AGCM3.1 (Kitoh *et al.*, 2009) 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。

この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る。切断波数は959で、対応する格子数は東西1920格子、南北960格子となり、格子間隔はおよそ20km である。鉛直座標系は σ -p ハイブリッド座標、鉛直層数は64層で、最上層は0.01hPa に置いている。時間積分は保存性のある2タイムレベルセミインプリシット・セミラグランジュ法 (Yoshimura and Matsumura, 2005) で、積分時間間隔は10分となっている。

積雲対流スキームは、従来の Arakawa-Schubert スキーム (Arakawa and Schubert, 1974; Randall and Pan, 1993) に代えて、Tiedtke (1989) のスキームをベースにした新しいスキームが開発・導入された (Yoshimura *et al.*, 2014)。Arakawa-Schubert 型の積雲スキームにおいては1つの格子の中で高さの異なる複数の上昇流を想定しているが、計算量が多くなるためそれぞれの上昇流は単純なものを仮定している。一方、Tiedtke 型の積雲スキームでは1つの格子につき1つだけの上昇流を扱うかわりに、それをより精緻に計算する。新しい積雲スキームにおいては、1つの格子の中で Tiedtke 型の上昇流を2つ計算する (図2.1.1)。それぞれが最も高い上昇流と最も低い上昇流を表現しており、その間の高さの上昇流の性質が両者の線形内挿で表されると仮定することにより、Arakawa-Schubert スキームと同様に複数の上昇流の存在を想定することができる。

雲物理過程には、雲水量・雲量を確率密度関数で診断的に求める Smith (1990) のスキームに代えて、雲水

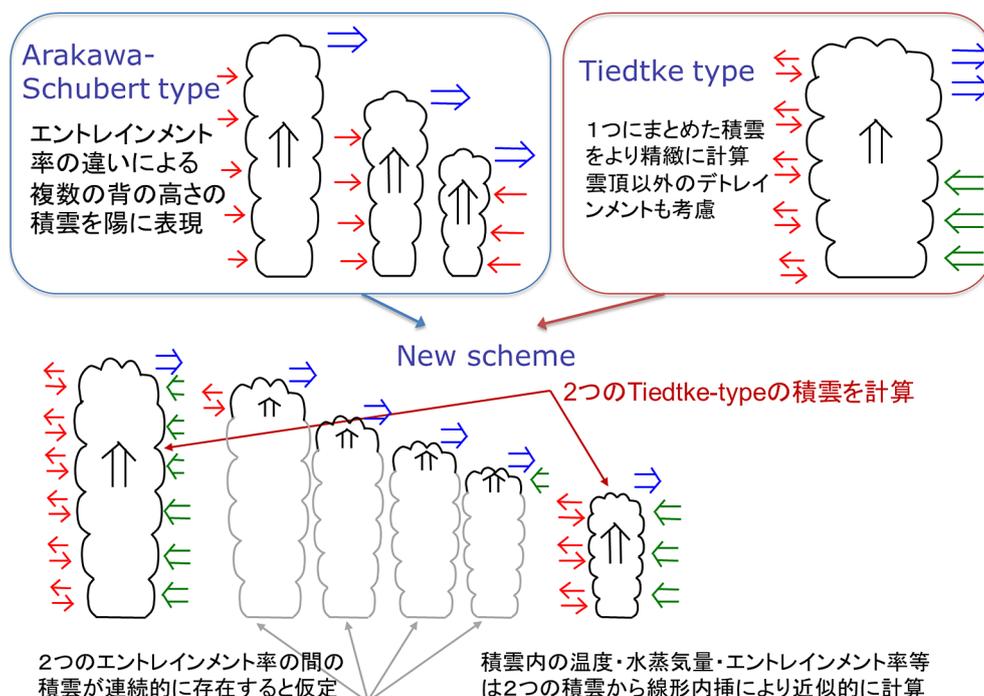


図2.1.1 Arakawa-Schubert 積雲対流スキーム、Tiedtke 積雲対流スキームと、Yoshimura 積雲対流スキームの比較。赤矢印は乱流混合 (またはエントレインメント)、青矢印は組織的デトレインメント、緑矢印は組織的エントレインメント、黒矢印は積雲内上昇流を表す。

量・雲量を予報変数とした Tiedtke (1993) のスキームを使用している (Kawai, 2006)。雲は断熱・非断熱の冷却、および積雲対流からのデトレインメントによって生成され、加熱や周囲との混合による蒸発、および降水への変換によって消滅する。層積雲パラメタリゼーションスキームはこの実験においては使用していない。

放射過程は、エアロゾルとの相互作用の部分を除いて、気象庁現業モデルのスキーム (JMA, 2007) を使用している。計算負荷を考慮して、放射過程の計算は東西方向の2格子おきに計算している。太陽 (短波) 放射については1時間毎、赤外 (長波) 放射については3時間毎に計算し、時空間内挿して用いている。長波放射における温室効果を考慮するため、二酸化炭素 (CO₂) に加えメタン (CH₄)、亜酸化窒素 (N₂O)、およびフロン (CFCs) の吸収も計算している。

エアロゾルの直接効果については、硫酸、黒色炭素、有機炭素、海塩、鉱物ダストの5種によるものを計算する。それぞれの分布は外部ファイルから与える。エアロゾルの間接効果についてはこの実験においては考慮していない。

境界層スキームについては Mellor and Yamada (1974) の Level 2スキーム、陸面スキームについては Simple Biosphere model (SiB) の改良版 (Hirai *et al.*, 2007) を使用している。これら2つは MRI-AGCM3.1で用いられていたものと同じである。重力波抵抗スキームについても従来と同じ Iwasaki *et al.* (1989) を用いているが、強さについては MRI-AGCM3.1よりは弱い、現業モデルと同じ値を使用している。50hPa より上の高度にはレイリー摩擦を導入している。

海面過程においては、風と太陽放射の短時間の変動による大気海面の日変化を表現するために、単純化した海面表層スキームを導入している (Yukimoto *et al.*, 2011)。このスキームでは厚さ1mの層を仮定し、この層の最下部 (深さ1m) での温度が海面水温境界値ファイルで与えられた値であるとする。最下部からの熱フラックスの係数が表面風速に依存するようにし、このスキームで計算された表面温度を、大気モデルの下端境界温度として使用する。このスキームを使用することにより、熱帯の風の弱い晴れの日で最大2K程度の日変動が生じる。この値は観測された値 (Yasunaga *et al.*, 2008) と整合的である。計算された表面温度の月平均と、境界値ファイルで与えられた海面水温の値との差は多くの場所で0.1K以内である。

2.1.2 非静力学地域気候モデル (NHRCM)

i) NHRCM の概要

NHRCM は、2004年から気象庁がオペレーションで使っている非静力モデル (NHM) をベースに、長時間積分可能なように改良したものである。基礎方程式系は完全圧縮非静力学方程式を用いている。対流のパラメタリゼーションには Kain and Fritsch (1993) を用いている。また、雲物理過程として、雲氷・雪・あられの3相の氷相を含んでいる。その他 NHM についての論文・解説はたくさんあるので、Saito (2006)などを参考にしたい。オペレーションで使われている NHM との最大の違いは地面温度や積雪量の計算に MRI/JMA-SiB (以後、MJ-SiB と略す) を用いていることである。MJ-SiB に関する詳しい説明は2.1.2.2で述べる。NHRCM は格子間隔に合わせて物理過程で多少のチューニングを行っているが、基本的な仕様は同じである。NHRCM に関しては、完全境界による予備実験 (Sasaki *et al.*, 2008)、現在気候の再現性について (Sasaki *et al.*, 2011)、将来気候変化予測 (Sasaki *et al.*, 2012) などの論文があるのでそちらを参考にしたい。

ii) MJ-SiB

MJ-SiB は気象庁非静力学モデル NHM に、予測期間中の積雪変化や土壌中での土壌水の流動あるいは土壌水/氷間の相変化を再現するために導入された陸面モデルである。現在、気象庁での短期予報現業で使用されて

いる NHM の陸面過程は、地表面被覆状態（積雪有り／無し）を初期値で一定とし、地表面温度、地温、土壤水分を地表面熱収支式、熱伝導方程式、土壤水分に対する強制復元法で予測する簡易平板モデルであり、MJ-SiB ではない。短期予報中での積雪形成／融解を無視しているため、このような現象が生じた時に、地上気温の予測に誤差が生じる。一方、NHRCM は領域気候モデルであり、寒冷域では長い期間の間に積雪形成と融雪・土壤水／氷間の相変化が起こるため、これらの再現が必須である。オリジナルの MJ-SiB は気象研究所全球大気候モデルや気象庁全球モデルに最初に組み込まれ、そのモデルの詳細は数値予報課別冊報告（大泉・保坂（2000）、Hirai *et al.*（2007））に書かれている。NHRCM に組み込んだ MJ-SiB では全球モデルと異なって、降水過程から陸面モデルに渡される降水が雨・雪・霰・雹と区分されており、大気最下層の気温で雨か雪かを判断する必要がない。また、大気境界層での乱流輸送スキームとの結合方法がモデル本体の物理過程のアルゴリズムの違いを反映して異なっている。ここではごく簡単に地球温暖化予測情報第8巻で使用した MJ-SiB の解説を行い、第7章でその後の開発に触れることとする。

MJ-SiB は、植生キャノピー・積雪・土壤の3つのサブモデルから構成されており（図2.1.2）、積雪形成の初期及び融雪末期の陸面被覆状態を表現するために部分積雪／無積雪のサブ格子を持つ。これらの部分積雪／無積雪サブ格子の下には、それぞれ地温4層・土壤水／氷3層の予報変数を持つ土壤サブモデルが存在する（但し、3、4層はサブ格子ではなく共通）。

植生キャノピーモデルは植生キャノピーと下草／裸地の2つのパーツで構成され、この両パーツに温度、（キャノピー）水分比、（キャノピー）氷比の3変数が割り当てられている。考慮している素過程は、(a) 樹冠による降水／降雪遮断、(b) 大気最下層とキャノピー空間（1つの陸面格子を代表する空間のこと）の間での顕熱／潜熱／運動量輸送、(c) 葉／地面／積雪面からの蒸発散／昇華と土壤水の吸い上げ、(d)（植生キャノピー内）放射過程、(e)（葉面上の）水／氷相変化、(f) 積雪表面／土壤1層熱伝導、である。

積雪サブモデルでは、積雪層が積雪相当水量 SWE に応じて部分積雪層・1～3層積雪層へと変化し、予報変

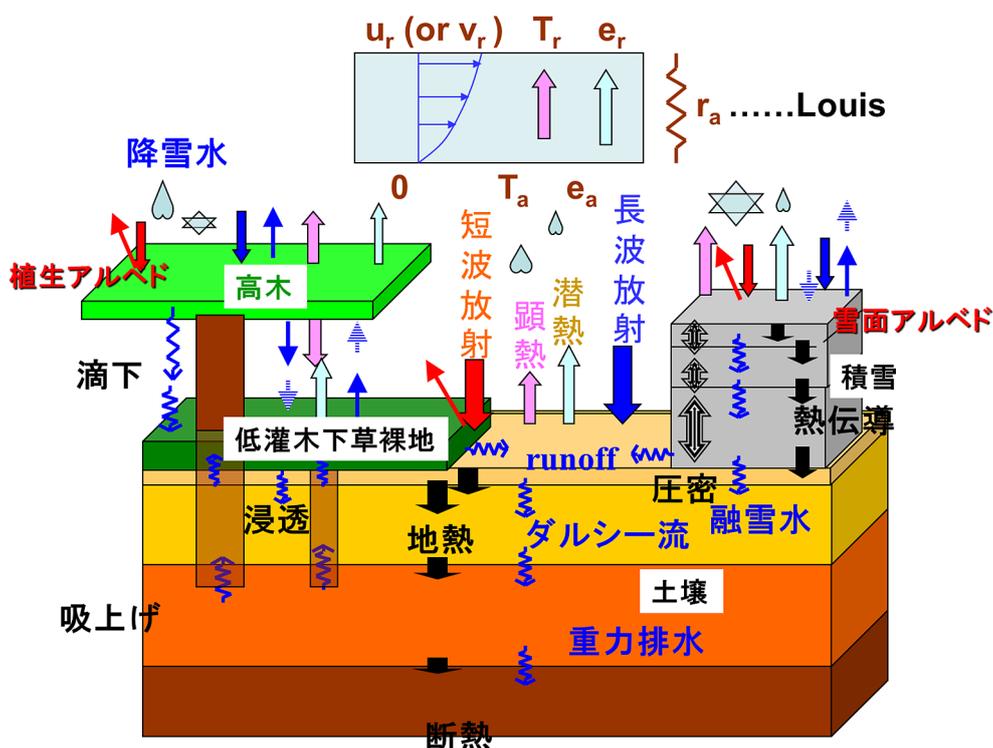


図2.1.2 MRI/JMA-SiB (MJ-SiB) の概念図。

数は各積雪層に定義される雪温・バルク密度・乾き雪積雪水量・含水量の4種類である。積雪サブモデルでは、(a) アルベド変化、(b) 日射透過、(c) 熱伝導、(d) 圧密、(e) 水分流下、(e) 融解、の素過程が生じる。

土壌サブモデルは上述したように、地温4層、土壌水/氷3層の予報変数を持ち、(a) 熱伝導、(b) 地表面水の浸透と表面流出、(c) 土壌内での不飽和ダルシー流、(d) 土壌底層からの底面流出、(e) 土壌水/氷相変化、が生じる。

2.2 実験概要

2.2.1 AGCM20の実験設定

3章から5章で用いたAGCM20の実験設定を説明する。なお、AGCM20の時間積分は、文部科学省の21世紀気候変動革新プログラム「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)の後期において実施されたものである。実験は現在(1979-2003)、近未来(2015-2039)、21世紀末(2075-2099)の3つについて、それぞれの条件で海面水温(SST)・海氷密接度・海氷厚・温室効果気体・オゾン・エアロゾル等の境界条件を与えて行った。現在気候実験では、なるべく現実に近い条件の実験を行って観測された気候との比較を通じてモデルの気候再現性能を確認するため、SST・海氷密接度・海氷厚については観測の値を用いた。SST・海氷密接度については年々変動を含んだ月平均値(HadISST; Rayner *et al.*, 2003)、海氷厚については年々変動を含まない月平均気候値(Bourke and Garrett, 1987)を使用した。

近未来・21世紀末などの将来条件の実験においては、現在気候実験で用いた値と、IPCC第4次報告書のために提出された各機関のモデル結果(CMIP3)のアンサンブル平均を用いて、将来の推定値を作成しそれを使用した。近未来実験と現在実験との差および21世紀末実験と現在実験との差を気候の変化予測として評価する。使用したモデルは表2.2.1に示した18のモデルの、20世紀再現実験(C20C)およびA1Bシナリオ実験の結

表2.2.1 使用したCMIP3モデル。それぞれのモデルで複数のランがある場合は1つのランのみを使用した。

| モデル名 | 組 織 |
|-------------------|---|
| bccr_bcm2_0 | Bjerknes Centre for Climate Research, Norway |
| cccma_cgcm3_1 | Canadian Centre for Climate Modeling & Analysis, Canada |
| cccma_cgcm3_1_t63 | |
| cnrm_cm3 | Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques, France |
| csiro_mk3_0 | CSIRO Atmospheric Research, Australia |
| gfdl_cm2_0 | U.S. Dept. of Commerce/NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA |
| gfdl_cm2_1 | |
| giss_aom | NASA/Goddard Institute for Space Studies, USA |
| inmcm3_0 | Institute for Numerical Mathematics, Russia |
| ipsl_cm4 | Institut Pierre Simon Laplace, France |
| miroc3_2_hires | Center for Climate System Research (University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC), Japan |
| miroc3_2_medres | |
| miub_echo_g | Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of KMA, and Model & Data Group, Germany/Korea |
| mpi_echam5 | Max Planck Institute for Meteorology, Germany |
| mri_cgcm2_3_2a | Meteorological Research Institute, Japan |
| ncar_ccsm3_0 | National Center for Atmospheric Research, USA |
| ukmo_hadcm3 | Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office, UK |
| ukmo_hadgem1 | |

果である。それぞれのモデルで複数のランがある場合は1つのランのみを使用した。将来の推定値の作成手法は Mizuta *et al.* (2008) で説明されているが、以下に概略を述べる。

将来の SST はモデル結果のアンサンブルから次のように推定する。まず観測の SST およびモデルアンサンブル平均の SST を、各月ごと、各点ごとに、長期間平均・線形トレンド・それらを差し引いた残差の3つの項に分離する。残差の項を年々変動と呼ぶことにする。そして将来実験に用いる値は以下の式で決める：

$$\begin{aligned} & \text{観測長期間平均} + (\text{モデル将来長期間平均} - \text{モデル現在長期間平均}) \\ & + \text{モデル現在トレンド} \\ & + \text{観測年々変動} \end{aligned}$$

これを図に示したものが図2.2.1となる。将来実験にとっては期間平均の現在から将来への変化分が気候変化の重要な要素であるから、長期間の平均値に関しては観測値からモデルでシミュレートされた変化分を上乗せする形にする。期間内のトレンドについてはモデルアンサンブル平均を用いるが、将来の年々変動についてはモデルごとに変化傾向が異なっており、またモデルアンサンブル平均では変動部分が相殺されてしまうことから、現在の年々変動がそのまま将来にも起こるという設定にし、観測値の年々変動を用いることとした。年々変動の位相は1979年の位相が2015年・2075年、1980年の位相が2016年・2076年というように36年・96年ずらしたもとしている。3つの実験で与えている海面水温分布を年平均したものを図2.2.2に、および年平均・1月・7月における現在実験と将来実験との、与えている海面水温の差を図2.2.3に示す。

将来実験に用いる海氷は、各月の半球別の海氷面積の減少が SST と同じ式に従うようにする (図2.2.4)。その面積になるように観測の分布を後退させる形で将来実験に用いる海氷密接度分布を決める。元となる観測の

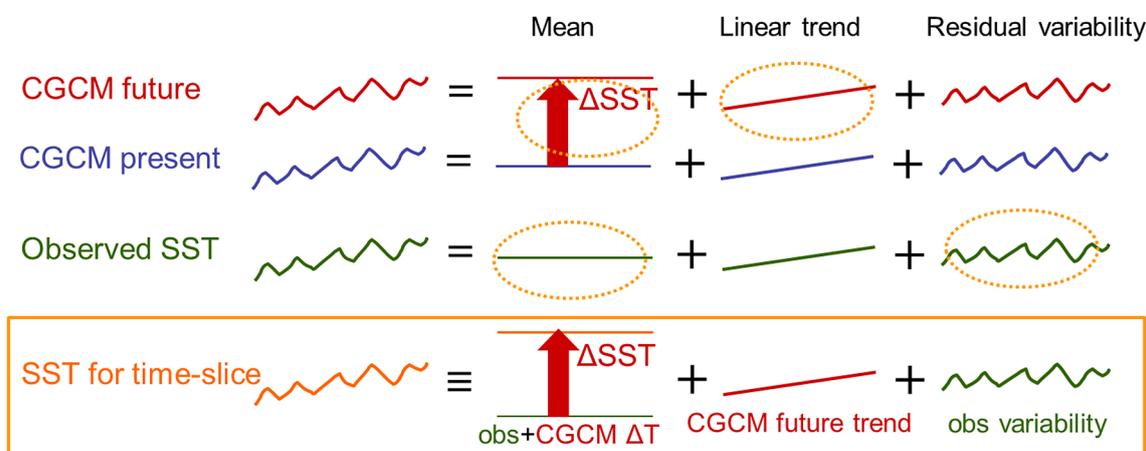


図2.2.1 将来実験に用いる海面水温の計算方法

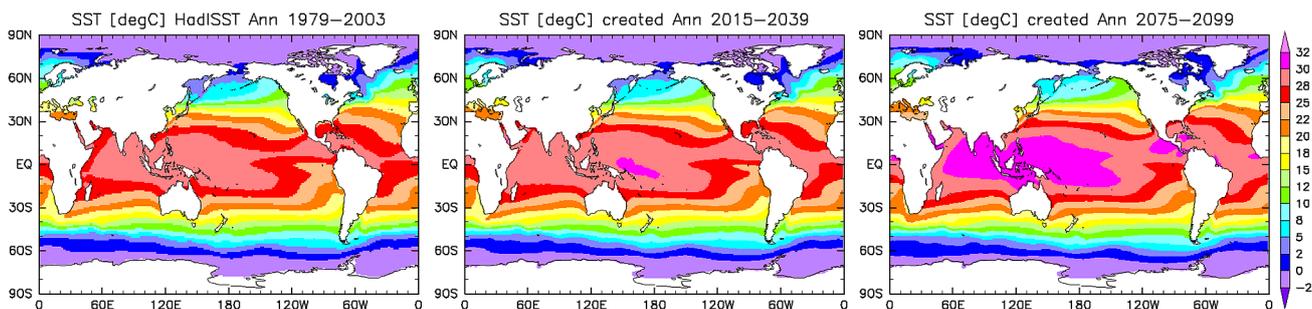


図2.2.2 (左) 現在 (1979-2003)、(中) 近未来 (2015-2039)、(右) 21世紀末 (2075-2099) の3つの実験で与えている、年平均海面水温分布。

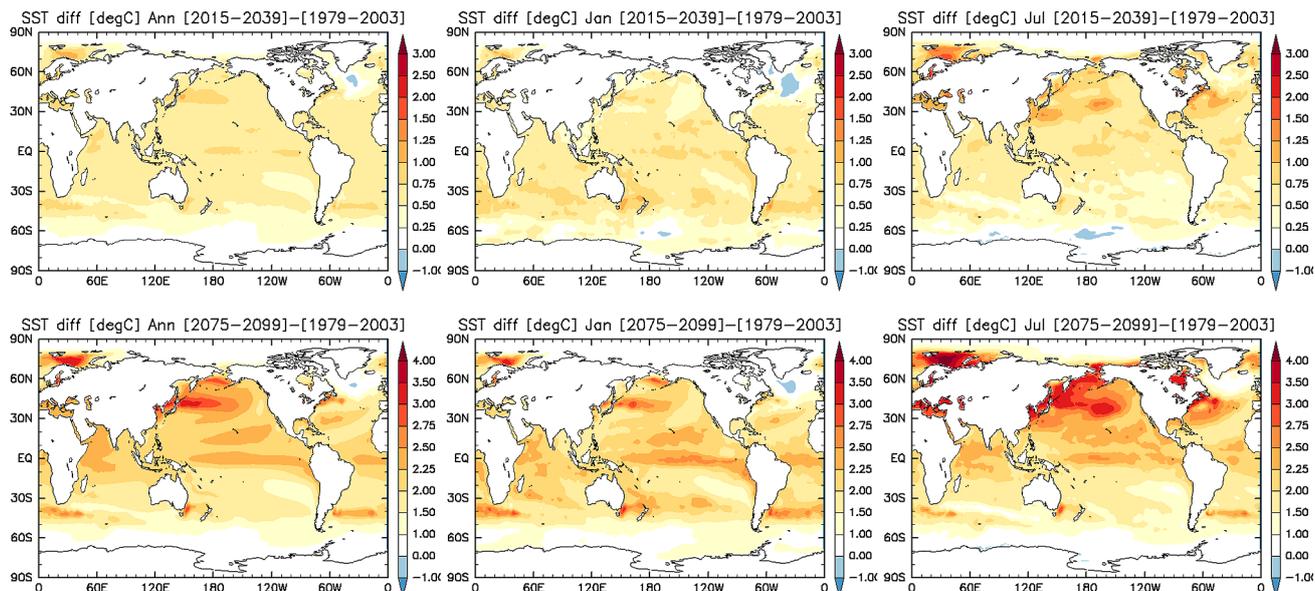


図2.2.3 (上) 現在実験と近未来実験、(下) 現在実験と21世紀末実験で与えている海面水温の差の分布。
(左) 年平均、(中) 1月、(右) 7月。

分布は、年々変動の位相が SST と一致するように、近未来では各年月の36年前、21世紀末では各年月の96年前のものを用いる。これにより、将来実験においても観測に近い形で海水分布の年々変動が与えられる。また将来実験の海水厚は、現在の観測値にどの場所でも一様な定数をかけたものとする。定数は月ごと・半球ごとの海水量（海水密接度×海水厚）の減少割合がモデルアンサンブル平均の結果と一致するように決める。

温室効果気体（CO₂, CH₄, N₂O, CFCs）の濃度は、現在気候実験では観測値、将来実験においてはA1Bシナリオに従った濃度を用いた。濃度は全球で一様な値を年ごとに変化させている。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でのA1Bシナリオ実験における各期間の結果をそれぞれ使用した。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。表2.2.2でこれらをまとめたものを示した。

表2.2.2 実験別の境界条件

| | 現在 | 近未来 | 21世紀末 |
|---|--------------------------|---------------------------|-----------|
| 期間 (25年間) | 1979-2003 | 2015-2039 | 2075-2099 |
| 海面水温・海水密接度 | 年々変動あり 観測値 HadISST | HadISST+CMIP3 マルチモデル平均の変化 | |
| 海水厚さ | 観測気候値 | マルチモデル変化から評価（海水体積で拘束） | |
| 温室効果ガス CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O, CFC | 観測値 | A1B シナリオ | |
| エアロゾル | MRI-ESM1 現在実験 5年 移動平均 | MRI-ESM1 A1B 実験 5年移動平均 | |
| オゾン | MRI-CCM 現在実験 5年 移動平均 | MRI-CCM A1B 実験 5年移動平均 | |

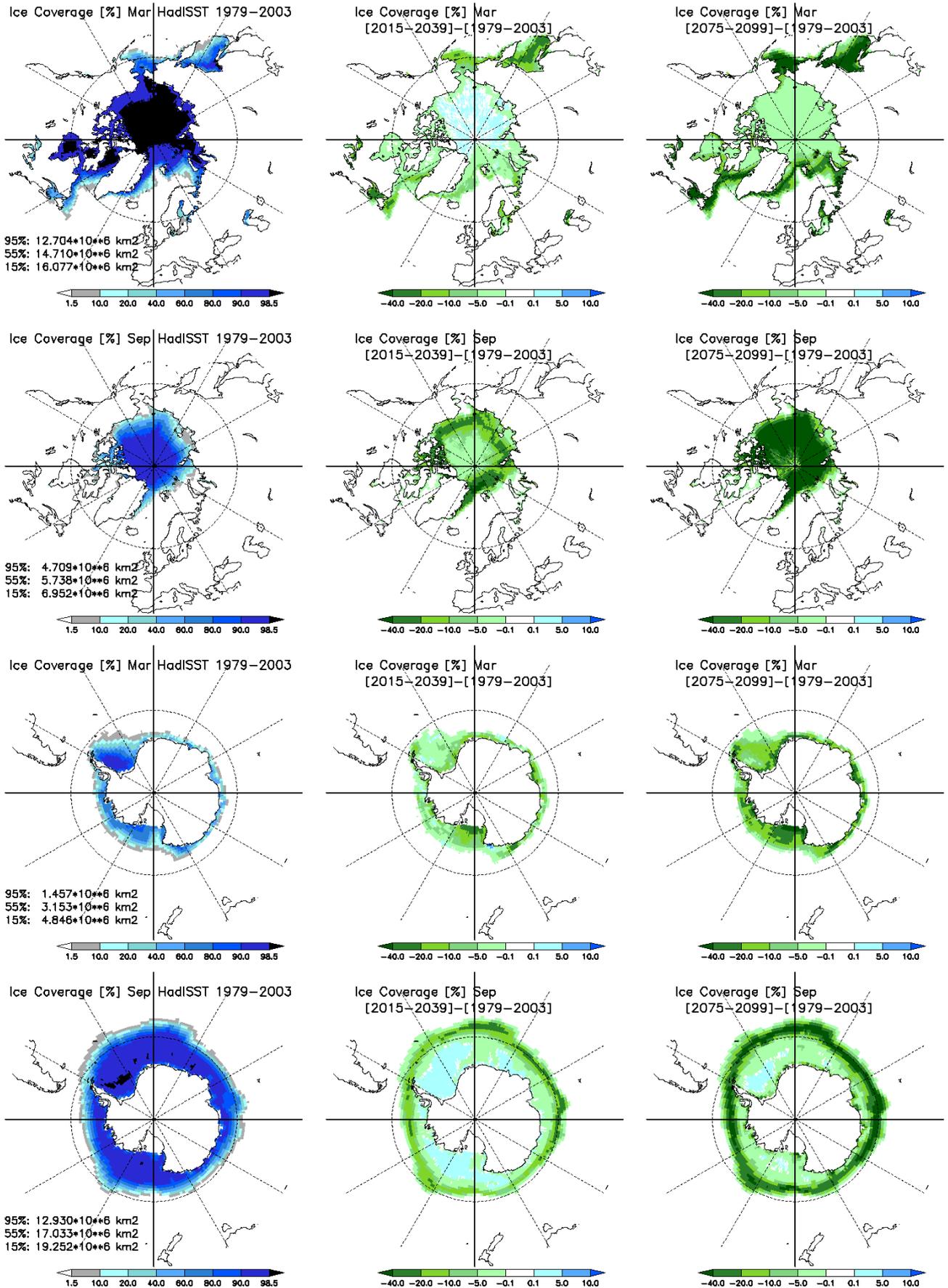


図2.2.4 (左) 現在実験で与えている年平均海水氷接度分布。(中) 現在実験と近未来実験、(右) 現在実験と21世紀末実験で与えている海水氷接度の差。上から北半球3月、北半球9月、南半球3月、南半球9月。

2.2.2 NHRCMの実験設定

図2.2.5はこの実験に用いられたネスティングの手法である。この図で示される通り、格子間隔の違うNHRCMが2段にAGCM20とネストされるというマルチネスティング（one-way ネスティング）の手法が用いられている。最も内側のモデルである5 km 格子間隔のNHRCM（NHRCM05）は北東から南西方向に傾いた計算領域となっている。こうすることにより、狭い計算領域で日本列島を広くカバーすることができる。しかし、日本列島が側面境界からの距離が短いため側面境界から入ってきた気塊内で十分な雲水、雲氷などの雲物理量が生成することができないうちに陸上に達し、降水量が少なくなることを避けるために、格子間隔15kmのNHRCM（NHRCM15）がAGCM20にネストされている。NHRCM05及びNHRCM15のSSTにはAGCM20と同様のSSTを用い、温室効果気体濃度も現在及びA1Bシナリオの濃度を与えた。なお、NHRCMではオゾンとエアロゾル濃度については、現在と将来で同様の値を用いている。

計算は現在（1980-2000年）、近未来（2016-2036年）、21世紀末（2076-2096年）の各20年について1年毎のタイムスライスで行っている。次章からの将来変化の議論は、特に断りがない限り21世紀末（2076-2096年）を対象とする。NHRCM15の計算は各年の7月1日00UTCを初期値として行っている。それにネストするNHRCM05は、7月21日00UTCから計算を開始し、翌年の9月1日00UTCまで計算を行っている。このように、各年の計算を7月から行っているのは、積雪を正確に計算するために、積雪がない状態から計算を開始するためである。ただし、8月まではスピナップ期間とし、9月1日から翌8月31日を使用することとする。

2.3 出力データ

表2.3.1にNHRCM15およびNHRCM05で出力されているファイルの属性を示す。各ファイルに出力されている変数は付録に掲載する。出力される変数はNHRCM15とNHRCM05で同じであるが、出力される時間間隔と1ファイルに含まれる日数が異なる。モデル面データはさらにこの出力にネストするために作られたものなの

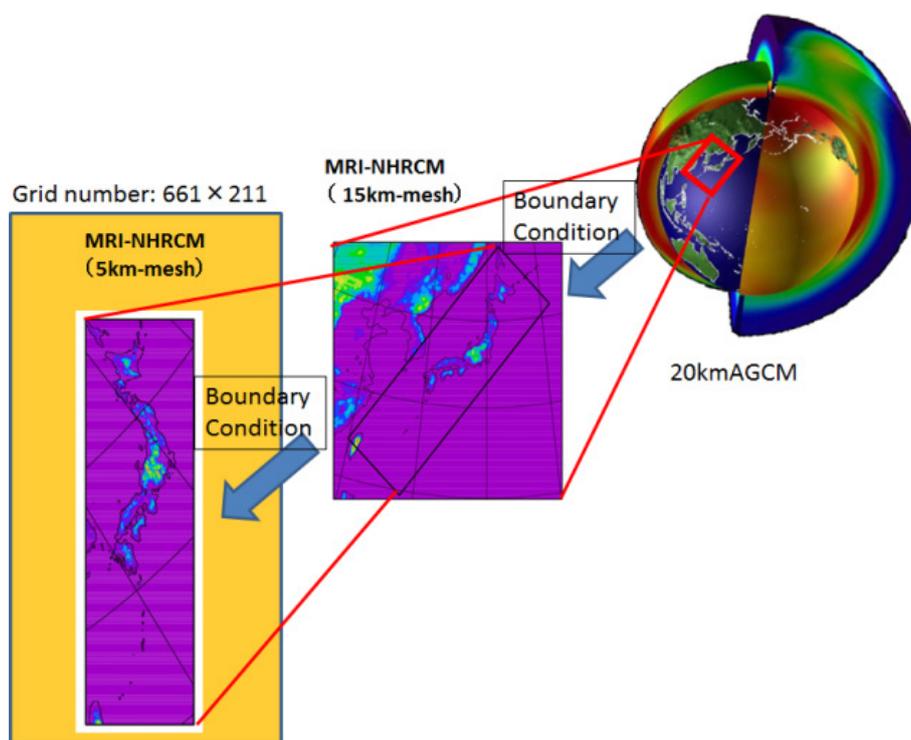


図2.2.5 この実験に用いられたネスティングの手法。

表2.3.1 NHRCM15及び05で出力されているファイルの属性

| | NHRCM15 | | NHRCM05 | | ファイル形式 |
|----------------|---------|--------------|---------|--------------|--------|
| | 出力間隔 | ファイルサイズ (Gb) | 出力間隔 | ファイルサイズ (Gb) | |
| 1) 2次元物理ファイル | 1時間 | 1.20 | 1時間 | 0.90 | 順編成 |
| 2) 3次元P面ファイル | 6時間 | 0.66 | 6時間 | 0.49 | 順編成 |
| 3) 地上データファイル | 1時間 | 1.13 | 10分 | 5.09 | 順編成 |
| 4) SiB データファイル | 1時間 | 4.07 | 1時間 | 3.04 | MRI 形式 |
| 5) モデル面ファイル | 1時間 | 24.40 | 3時間 | 6.09 | MRI 形式 |
| 1ファイルの時間 | 半月 | | 4日 | | |

で内容に関しては省略する。順編成のファイルに関しては GrADS のコントロールファイルが用意されているのでそれからファイル内容を知ることできる。MRI 形式のファイルは以下の形で一つのデータが 2 バイトに圧縮されている。

```

REAL*4F4 (*), FMAX, FMIN
INTEGER*2F (* )
WD=(FMAX-FMIN)/64000. 0
F(,) =NINT((F4(,)-FMIN)/WD-32000. 0).
    
```

詳しくは気象研究所技術報告第42号 (2001) を参照されたい。NHRCM15のファイルは半月毎となっているため、計算のカレンダーは通常の暦に従うため、月後半のファイルサイズはその月によって異なる。ここに載せたファイルサイズは15日分のものである。初期値を含むファイルは他のファイルサイズよりやや大きくなっている。地表面の高さは、風は10m、その他の気温・露点差などの変数は1.5mの高さとなっている。風についてはモデル座標の x 軸方向・y 軸方向になっているので、これを東西・南北方向に変換するには簡単な一次変換の式で求められる。つまり

$$\begin{pmatrix} U \\ V \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix}$$

$$\theta = -(\lambda_s - \lambda) * n$$

$$n = \frac{\ln(\cos\varphi_1 \cdot \sec\varphi_2)}{\ln\left[\tan\left(\frac{1}{4}\pi - \frac{1}{2}\varphi_2\right) \cot\left(\frac{1}{4}\pi - \frac{1}{2}\varphi_1\right)\right]}$$

ここで、 u, v はモデル出力の x 軸・y 軸方向の風、 U, V は東西・南北方向の風、 φ_1, φ_2 は基準の緯度、 λ_s は基準の経度、 λ はその地点の経度を表す。ここでは、 φ_1, φ_2 は $30^\circ, 60^\circ$ 、 λ_s は NHRCM15 および NHRCM05 でそれぞれ 140° と 80° を用いている。それぞれの地点の経度 λ は、地形ファイルに含まれる地点ごとの緯度・経度のデータを参照していただきたい。

付録：出力変数一覧

1) YYYYMMDD_ph2m.dat

| | | |
|--------|---------------|--------|
| W_G1 | 土壌第 1 層の飽和度 | 0-1 |
| W_G2 | 土壌第 2 層の飽和度 | 0-1 |
| UFLSH | 上向き顕熱フラックス | W/M**2 |
| UFLH | 上向き潜熱フラックス | W/M**2 |
| URSDB | 地表面下向き短波フラックス | W/M**2 |
| URSUB | 地表面上向き短波フラックス | W/M**2 |
| URLDB | 地表面下向き長波フラックス | W/M**2 |
| URLUB | 地表面上向き長波フラックス | W/M**2 |
| Sunsh | 日照時間 | hour |
| USOLAR | 地表面での上向き短波放射 | W/m**2 |
| QVGRD | 地表面の qv | kg/kg |
| TIN1 | 土壌第 1 層の温度 | K |
| TIN2 | 土壌第 2 層の温度 | K |
| TIN3 | 土壌第 3 層の温度 | K |
| TIN4 | 土壌第 4 層の温度 | K |
| A_TSFC | t_sfc max | K |
| I_TSFC | t_sfc min | K |
| A_VEL | u_10 | m/s |

2) YYMMDD_plev.dat

1000 850 500 300 200hPa

| | | |
|--------|-------------|----------|
| T | 気温 | K |
| Z | ジオポテンシャル高度 | m |
| U | x 方向の風速 | m/s |
| V | y 方向の風速 | m/s |
| W | z 方向の風速 | m/s |
| TTD | 湿数 | K |
| CVR | 雲量 | 0-1 |
| CWC | 雲水量 | g/m**3 |
| OMG | 鉛直 P 速度 | hPa/hour |
| VOR | 渦度 | 10**-6/s |
| SMQR | 雨の積算降水量 | mm |
| SMQI | (雲) 氷の積算降水量 | mm |
| SMQS | 雪の積算降水量 | mm |
| SMQG | あられの積算降水量 | mm |
| SMQH | ひょうの積算降水量 | mm |
| RAIN | 降水量 | mm |
| PSEA | 海面気圧 | hPa |
| Psrf | 地上気圧 | hPa |
| Usrf | 地上の x 方向の風速 | m/s |
| Vsrf | 地上の y 方向の風速 | m/s |
| Tsrf | 地上気温 | K |
| TTDsrf | 地上湿数 | K |

3) YYYYMMDD_surf.dat

| | | |
|------|-------------|----|
| SMQR | 雨の積算降水量 | mm |
| SMQI | (雲) 氷の積算降水量 | mm |
| SMQS | 雪の積算降水量 | mm |
| SMQG | あられの積算降水量 | mm |
| SMQH | ひょうの積算降水量 | mm |

| | | |
|-------|-------------|---------|
| RAIN | 降水量 | mm |
| PSEA | 海面気圧 | hPa |
| PSURF | 地上気圧 | hPa |
| U | 地上の x 方向の風速 | m/s |
| V | 地上の y 方向の風速 | m/s |
| T | 地上気温 | K |
| TTD | 地上湿数 | K |
| CLL | 下層雲量 | 0-1 |
| CLM | 中層雲量 | 0-1 |
| CLH | 上層雲量 | 0-1 |
| CLA | 全層雲量 | 0-1 |
| TPW | 可降水量 | mm/hour |

4) YYMMDD_SiB.data

| | | |
|------|-----------------------------|-----------|
| Z0 | 租度 | M |
| FLPT | 温位フラックス (= (u_*)*(PT_*)) | M*K/S |
| FLQV | 水蒸気フラックス (= (u_*)*(q_*)) | M/S |
| UMOM | Tau_x/Rho (= (u_*)*(U_*)) | M**2/S**2 |
| VMOM | Tau_y/Rho (= (u_*)*(V_*)) | M**2/S**2 |
| FLG1 | 地熱フラックス (SURF. to 1st SOIL) | W/M**2 |
| FLG2 | 地熱フラックス (1st to 2nd SOIL) | W/M**2 |
| FLG3 | 地熱フラックス (2nd to 3rd SOIL) | W/M**2 |
| FLG4 | 地熱フラックス (3rd to BOT.SOIL) | W/M**2 |
| RSDB | 地表面下向き短波フラックス | W/M**2 |
| RSUB | 地表面上向き短波フラックス | W/M**2 |
| RLDB | 地表面下向き長波フラックス | W/M**2 |
| RLUB | 地表面上向き長波フラックス | W/M**2 |
| RSDT | トップでの下向き短波フラックス | W/M**2 |
| RSUT | トップでの上向き短波フラックス | W/M**2 |
| RLUT | トップでの上向き長波フラックス | W/M**2 |
| CLA | 全雲量 | % |
| CSDB | 晴天時地表面下向き短波フラックス | W/M**2 |
| CSUB | 晴天時地表面上向き短波フラックス | W/M**2 |
| CLDB | 晴天時地表面下向き長波フラックス | W/M**2 |
| CSUT | トップでの晴天時下向き短波フラックス | W/M**2 |
| CLUT | トップでの晴天時下向き長波フラックス | W/M**2 |
| FLSH | 上向き顕熱フラックス | W/M**2 |
| FLLH | 上向き潜熱フラックス | W/M**2 |
| TSC | キャノピー温度 | K |
| TSG | 下草/裸地面温度 | K |
| TSS | 雪面の温度 | K |
| TSD1 | 土壌第 1 層の温度 | K |
| TSD2 | 土壌第 2 層の温度 | K |
| TSD3 | 土壌第 3 層の温度 | K |
| MSC | キャノピー水分比 | % |
| ISC | キャノピーの氷比 | % |
| MSG | 下草/裸地面上の水分比 | % |
| ISG | 下草/裸地面上の氷比 | % |
| SW1 | 土壌第 1 層の水分飽和度 | % |

| | | | | | |
|------|----------------------------|---------|-------|-------------------------|----------------------|
| SW2 | 土壌第2層の水分飽和度 | % | ROS2 | 雪の有る部分格子での土壌2→3層への水の流出 | MM/DAY |
| SW3 | 土壌第3層の水分飽和度 | % | LTRS | 葉から大気への蒸散 | W/M**2 |
| SI1 | 土壌第1層の氷飽和度 | % | LINT | 葉での遮断損失 | W/M**2 |
| SI2 | 土壌第2層の氷飽和度 | % | LSBL | 雪から大気への昇華 | W/M**2 |
| SI3 | 土壌第3層の氷飽和度 | % | TSD4 | 土壌第4層の温度(雪有り/無し部分格子で共通) | K |
| CVRS | 雪の被覆率 | % | SNMT | 日融雪量 | MM/DAY |
| TSS1 | 雪第1層の温度 | K | TC_N | 雪の無い部分格子のキャノピー温度 | K |
| TSS2 | 雪第2層の温度 | K | TC_S | 雪の有る部分格子のキャノピー温度 | K |
| TSS3 | 雪第3層の温度 | K | TG_N | 雪の無い部分の格子下草/裸地面温度 | K |
| TSS4 | 実質的なモデル出力無し | K | TG_S | 雪面の温度 | K |
| SWE1 | 雪第1層の積雪相当水量 | KG/M**2 | TD_N | 雪の無い部分格子の土壌温度(1層~3層) | K |
| SWE2 | 雪第2層の積雪相当水量 | KG/M**2 | TD_S | 雪の有る部分格子の土壌温度(1層~3層) | K |
| SWE3 | 雪第3層の積雪相当水量 | KG/M**2 | WD_N | 雪の無い部分格子の土壌水の飽和度(1層~3層) | 0-1 |
| SWE4 | 実質的なモデル出力無し | KG/M**2 | WD_S | 雪の有る部分格子の土壌水の飽和度(1層~3層) | 0-1 |
| WTR1 | 雪第1層の含水量 | KG/M**2 | ID_N | 雪の無い部分格子の土壌氷の飽和度(1層~3層) | 0-1 |
| WTR2 | 雪第2層の含水量 | KG/M**2 | ID_S | 雪の有る部分格子の土壌氷の飽和度(1層~3層) | 0-1 |
| WTR3 | 雪第3層の含水量 | KG/M**2 | TS_S | 雪の有る格子の積雪各層の温度(1層~4層) | K |
| WTR4 | 実質的なモデル出力無し | KG/M**2 | WTR_S | 雪の有る格子の積雪各層の含水量(1層~4層) | KG/M**2 |
| RHO1 | 雪第1層に含まれる雪の密度 | KG/M**3 | SWE_S | 雪の有る格子の積雪各層の相当水量(1層~4層) | KG/M**2 |
| RHO2 | 雪第2層に含まれる雪の密度 | KG/M**3 | RHO_S | 雪の有る格子の積雪各層の密度(1層~4層) | KG/M**3 |
| RHO3 | 雪第3層に含まれる雪の密度 | KG/M**3 | AGE_S | 雪の有る格子の積雪1層の降雪後の経過時間 | 0-8674 |
| RHO4 | 実質的なモデル出力無し | KG/M**3 | INF_S | 雪の層の情報 | (-999,-2,-1,0,1,2,3) |
| FLS0 | 積雪内の伝導熱(SURF. to 1st SNOW) | W/M**2 | ENG_S | 0℃の水を基準とした雪の熱量 | J/M**2 |
| FLS1 | 積雪内の伝導熱(1st SNOW to LOWER) | W/M**2 | CVRS | 雪の被覆率 | 0-1 |
| FLS2 | 積雪内の伝導熱(2nd SNOW to LOWER) | W/M**2 | ALB_S | 雪のアルベド | 0-1 |
| FLS3 | 積雪内の伝導熱(3rd SNOW to SOIL) | W/M**2 | SWE_T | (積雪全層の)積雪相当水量 | KG/M**2 |
| FLS4 | 実質的なモデル出力無し | W/M**2 | SNDEP | 積雪深 | M |
| RDSS | 短波放射(SKIN to 1st SNOW) | W/M**2 | | | |
| ROFS | 地表面流出 | MM/DAY | | | |
| ROFB | 土壌3層底面での下向き重力排水 | MM/DAY | | | |
| RON0 | 雪の無い部分格子での土壌1層への水の浸透 | MM/DAY | | | |
| RON1 | 雪の無い部分格子での土壌1層→2層への水の流出 | MM/DAY | | | |
| RON2 | 雪の無い部分格子での土壌2層→3層への水の流出 | MM/DAY | | | |
| ROS0 | 雪の有る部分格子での土壌1層への水の浸透 | MM/DAY | | | |
| ROS1 | 雪の有る部分格子での土壌1→2層への水の流出 | MM/DAY | | | |

参考文献

- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674–701, doi:10.1175/1520-0469(1974)031<0674:IOACCE>2.0.CO;2.
- Bourke, R. H., and R. P. Garrett, 1987: Sea ice thickness distribution in the Arctic Ocean. *Cold Regions Sci. and Tech.*, **13**, 259–280, doi:10.1016/0165-232X(87)90007-3.
- 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>].
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme, in *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*, Meteorol. Monogr., vol. 24, edited by K. A. Emanuel and D. J. Raymond, pp. 165–170, Am. Meteorol. Soc., Boston.
- Kawai, H., 2006: PDF cloud scheme and prognostic cloud scheme in JMA global model. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Ocean Modeling*, **36**, 4.15–4.16.
- Kitoh, A., T. Ose, K. Kurihara, S. Kusunoki, M. Sugi, and KAKUSHIN Team-3 Modeling Group, 2009: Projection of changes in future weather extremes using super-high-resolution global and regional atmospheric models in the KAKUSHIN Program: Results of preliminary experiments. *Hydrological Research Letters*, **3**, 49–53, doi:10.3178/hrl.3.49.
- 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., Y. Adachi, S. Yukimoto, and S. Kusunoki, 2008: Estimation of future distribution of sea surface temperature and sea ice using CMIP3 multi-model ensemble mean. *Tech. Rep. Meteor. Res. Inst.*, **56**, 28pp.
- 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.
- Randall, D., and D.-M. Pan, 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. *Meteorological Monograph/The representation of cumulus convection in numerical models*, **46**, 145–150.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108(D14)**, 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Aranami, A. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito, and Y. Yamazaki, 2006: The operational JMA Nonhydrostatic Mesoscale Model. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1266–1298.
- Sasaki, H., K. Kurihara, I. Takayabu, and T. Uchiyama, 2008: Preliminary experiments of reproducing the present

- climate using the non-hydrostatic regional climate model. *SOLA*, **4**, 25–28, doi:10.2151/sola.2008-007.
- 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.
- Sasaki, H., A. Murata, M. Hanafusa, M. Oh'izumi, and K. Kurihara, 2012: Projection of future climate change in a non-hydrostatic regional climate model nested within an atmospheric general circulation model. *SOLA*, **8**, 053–056, doi:10.2151/sola.2012-014.
- Smith, R. N. B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 435–460, doi:10.1002/qj.49711649210.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779–1800.
- Tiedtke, M., 1993: Representation of clouds in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3040–3061.
- Yasunaga, K., M. Fujita, T. Ushiyama, K. Yoneyama, Y. N. Takayabu, and M. Yoshizaki, 2008: Diurnal variations in precipitable water observed by shipborne GPS over the tropical Indian Ocean. *SOLA*, **4**, 97–100, doi:10.2151/sola.2008-025.
- Yoshimura, H., R. Mizuta, and H. Murakami, 2014: A spectral cumulus parameterization scheme interpolating between two convective updrafts with semi-lagrangian calculation of transport by compensatory subsidence. *Mon. Wea. Rev.*, in press.
- Yoshimura, H., and T. Matsumura, 2005: A two-timelevel vertically-conservative semi-Lagrangian semiimplicit double Fourier series AGCM. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Ocean Modeling*, **35**, 3.27–3.28.
- Yukimoto, S., H. Yoshimura, M. Hosaka, T. Sakami, H. Tsujino, M. Hirabara, T. Y. Tanaka, M. Deushi, A. Obata, H. Nakano, Y. Adachi, E. Shindo, S. Yabu, T. Ose, and A. Kitoh, 2011: Meteorological Research Institute–Earth System Model v1 (MRIESM1) —Model description—. *Tech. Rep. Meteor. Res. Inst.*, **64**, 88 pp.
- 大泉三津夫, 保坂征宏, 2000: 陸面過程. 数値予報課報告・別冊第46号, 気象庁予報部, 48–66.
- 斉藤和雄, 加藤輝之, 永戸久喜, 室井ちあし, 2001: 気象研究所技術報告第42号気象研究所/数値予報課統一非静力学モデル.

第3章 現在気候の再現性

3.1 気温

3.1.1 概要

図3.1.1は、NHRCM05による現在気候再現実験（1980–2000年）における年平均気温と同期間のアメダス観測を比較したものである。それぞれのアメダス観測点に最も近い陸上の格子点値をモデルの値としている。モデルの標高はアメダスの観測地点の標高と異なるため、 $0.0065^{\circ}\text{C}/\text{m}$ の気温減率で補正を行っている。モデルと実際の高度が異なるのは、水平解像度の関係でモデルが実際の地形を完全には再現していないことに起因している。以下では、気温の検証の際にはこの高度の差による補正を行っている。これを見ると全国ほとんどの地点でその差は 1°C 以内に収まっている。しかし、内陸部の山岳地帯ではモデルが 3°C 以上過小評価している地点がある。これは、格子間隔が 5 km という高解像度でも地形をまだ十分に再現しきれていないためと思われる。また、平野部にある東京でも 3°C 以上の過小評価となっているが、これはNHRCM05が都市気候モデルを含んでいないので、都市の効果が表現されていないためであると考えられる。

NHRCM05で再現された気温が、どの程度季節変化を再現しているかを見てみる。全国平均の月平均気温（図3.1.2上）を見ると、アメダスと比べ冬季は $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 過小評価しているが、夏季は平均誤差（バイアス）がほとんどなく、モデルは気温の季節変化をよくあらわしていると言える。最高気温（図3.1.2中）は1年を通してやや低めで、特に冬季は $3\sim 4^{\circ}\text{C}$ 程度低く表現されている。最低気温（図3.1.2下）はモデルでは夏季はやや高め冬季はやや低めに表現されており、年間を通してみるとバイアスはほとんどない。このようにモデルでは平均・最高・最低気温とも冬季は低めに表現されているものの、いずれも日本の気温の季節変化を良く再現していると言える。

次に、気温に関して力学的ダウンスケーリングがどの程度うまく働いているかを見るため、モデルとアメダスにおける年平均気温の散布図（図3.1.3）を親モデルである全球モデルと比較してみる。これをみると全球モデルの方がNHRCM05より広い範囲に散らばっていることがわかる。より定量的に見るため各種スコアを計算してみる。相関係数は全球モデル 0.82 であるのに対しNHRCM05は 0.99 、バイアスは全球が -0.6 に対しNHRCM05は -0.3 、二乗平均平方根誤差（Root Mean Square Error: RMSE）は全球が 2.6 に対しNHRCM05は 0.7 といずれのスコアもNHRCM05が良くなっており、力学的ダウンスケーリングが成功していることを示唆している。

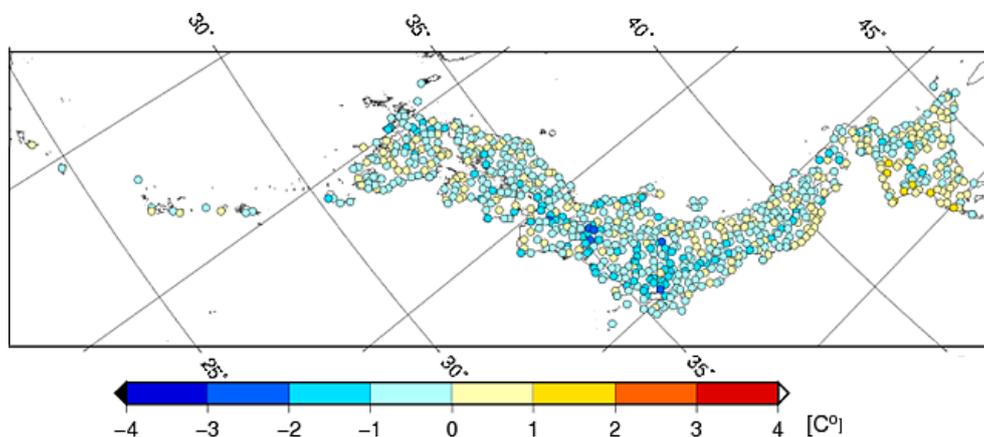


図3.1.1 NHRCM05による年平均気温とアメダス観測の差。

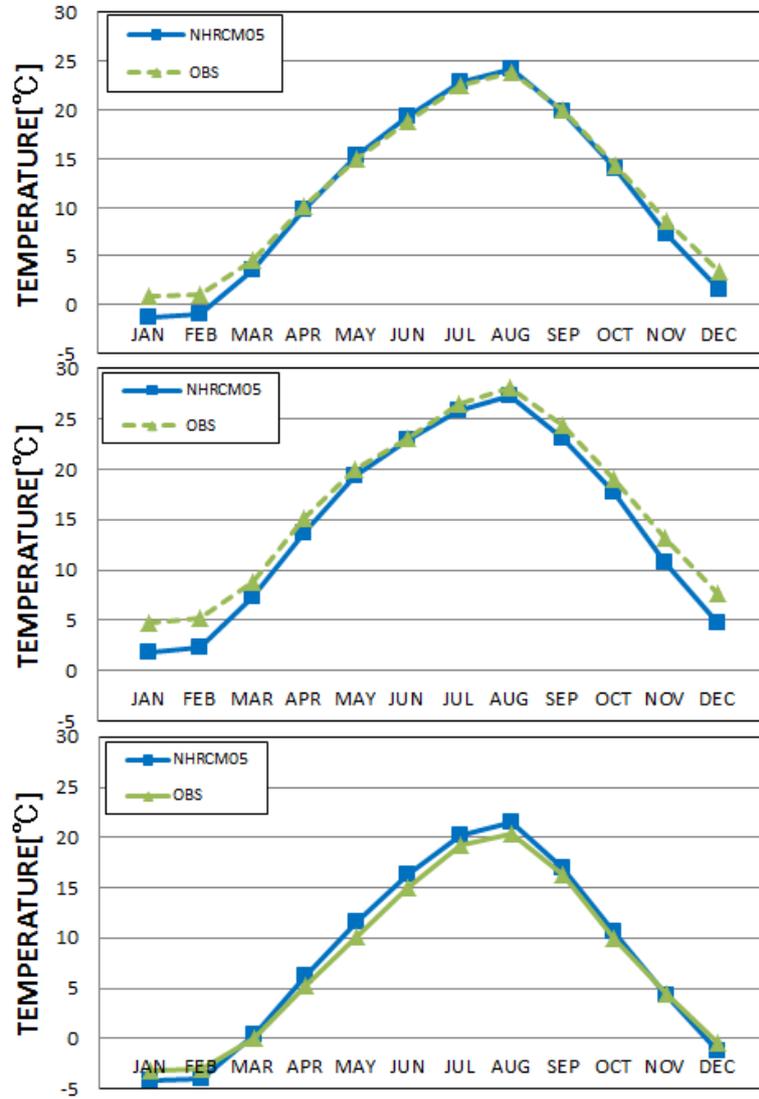


図3.1.2 NHRCM05とアメダスによる全国気温の季節変化。上から平均、最高、最低気温。

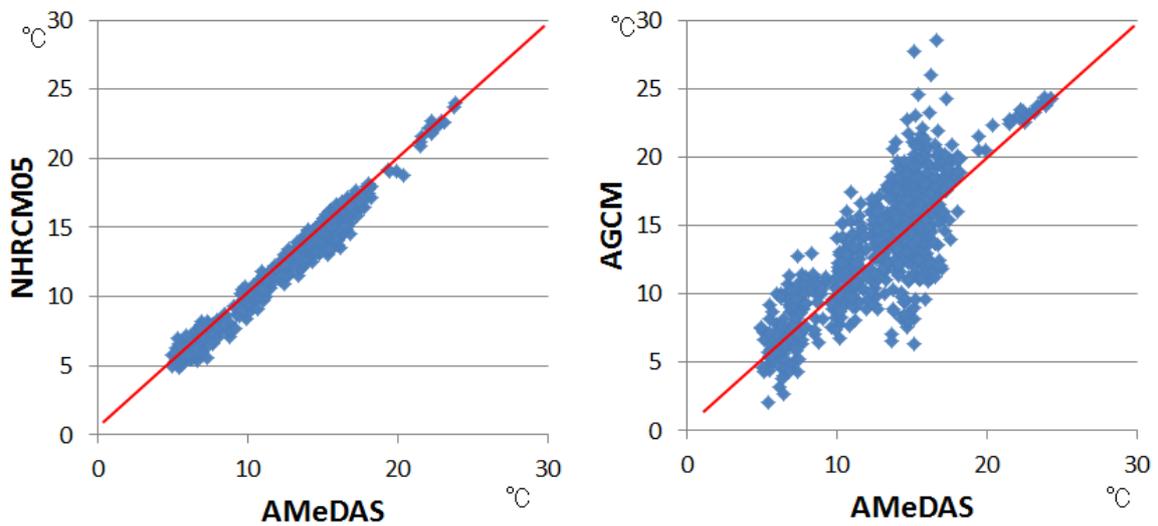


図3.1.3 NHRCM05と全球モデルのアメダスに対する年平均気温の散布図。

3.1.2 地上気温の再現性

現在気候の地上気温について、NHRCM05による再現値と気象庁のアメダスによる観測値を比較することで再現性の検証を行った (Murata et al. 2013)。このとき、NHRCM05による気温についてはアメダス地点との水平距離が最も近い格子点 (格子点が海上となった場合を除く) の値を使用した。

まず、年平均気温 (Ta)、年平均日最高気温 (Tx)、年平均日最低気温 (Tn) の各量についての誤差を図3.1.4に示す。これは上記のそれぞれの量について日本全国の観測地点 (約700地点) における値 (観測値及びモデル再現値) をサンプルとして、RMSE とバイアスを計算したものである。こうすることで、NHRCM05によって再現された地上気温について、日本を全体的に見た場合の誤差が評価できる。図3.1.4によると、Ta は RMSE、バイアスともその大きさは 1 K 以内に収まっており、モデルによって平均的な気温の地域特性が概して良く再現されていることが分かる。Tn については RMSE が多少大きな値を示しているが、それでも 1.0 K 程度である。しかしながら Tx については、Ta, Tn と比較すると、低温バイアスが幾分目立ち、RMSE も若干大きめである。

次に、NHRCM05で再現された年平均地上気温 (Ta, Tx, Tn) の誤差の水平分布を図3.1.5に示す。ここで示す誤差は、モデルによる再現値からアメダスによる観測値を差し引いた量のことである。図によると多くの地域で Tx の誤差は負、Tn の誤差は正となっており、図3.1.4のバイアスの状況と整合的である。一方、Ta の誤差の大きさは Tx, Tn のものと比べると小さい。

図3.1.5には都市化の影響も現れている。Tn の図 (図3.1.5c) を詳しく見ると、三大都市圏 (首都圏、中京圏、近畿圏) では周囲の正の誤差とは反対に負の誤差となっている。若干弱いものの、Ta (図3.1.5a) にもこの負の誤差が現れている。この解析を行った時点では NHRCM05に都市モデル (都市キャノピーモデル、都市の熱排出など) が含まれていなかったため、ヒートアイランドなどの都市化の影響が気温に反映されていないと考えられる。このことが、三大都市圏における負の誤差をもたらしている可能性がある。また、図3.1.4の Tx における低温バイアスについても、NHRCM05で都市の効果が考慮されていない影響があるものと推測される。そこで以下では、モデルによって再現された地上気温に対して都市化が及ぼす影響について調べることにする。

3.1.3 気温バイアスに対する都市化の影響

都市化の程度を調べるために、国土交通省による国土数値情報の土地利用データ (3次格子) を用いた。これは、各格子 (1 km 四方) における各種土地面積 (田、その他の農用地、森林、荒地、建物用地、幹線交通

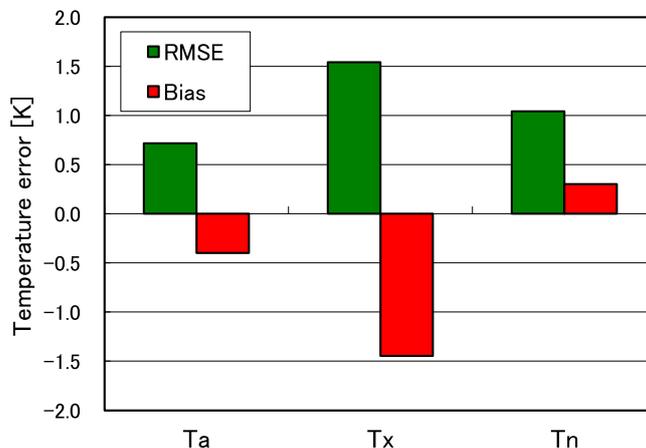


図3.1.4 年平均気温 (Ta)、年平均日最高気温 (Tx)、年平均日最低気温 (Tn) の二乗平均平方根誤差 (RMSE) と平均誤差 (Bias)。日本全国の観測地点 (約700地点) における値 (観測値及びモデル再現値) をサンプルとして計算。

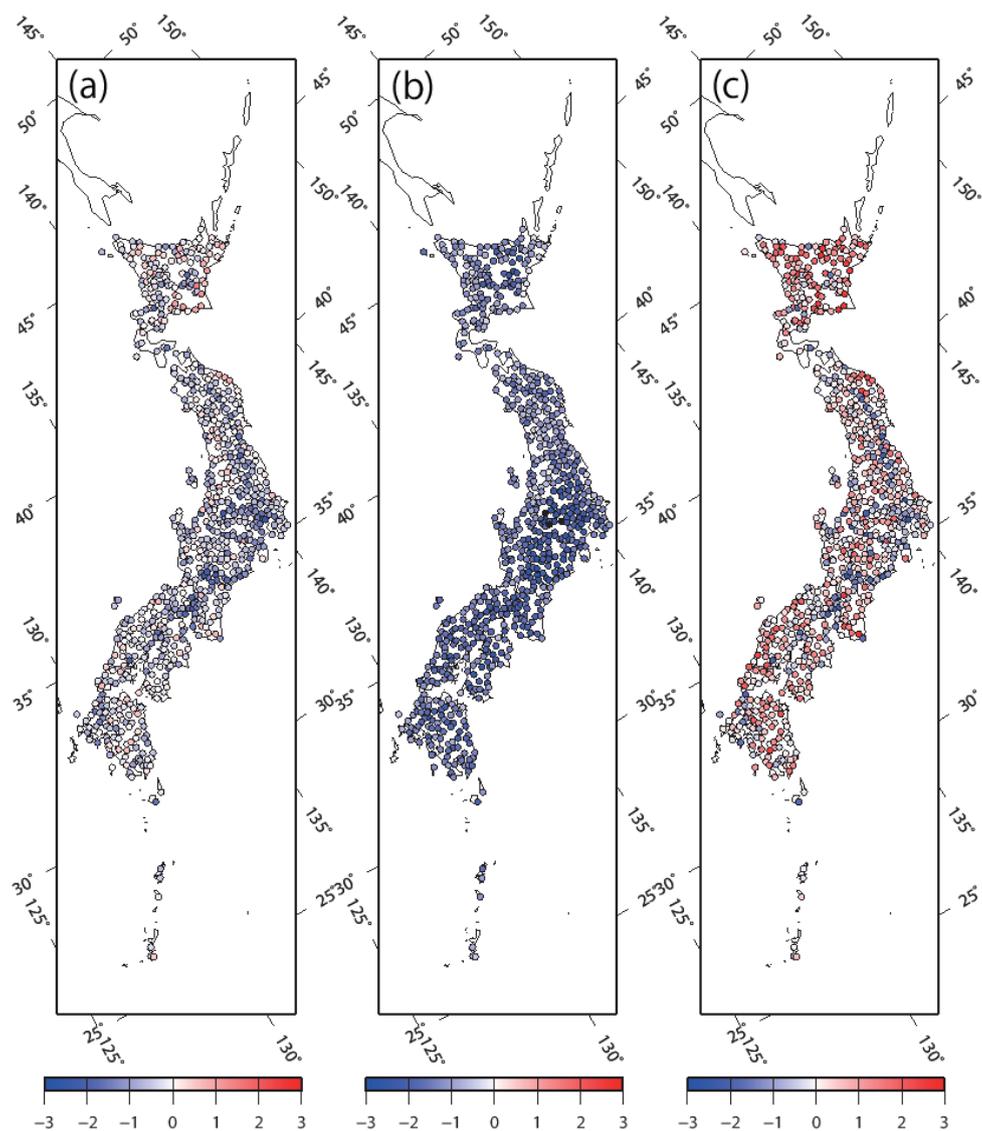


図3.1.5 (a) 年平均気温、(b) 年平均日最高気温、(c) 年平均日最低気温の誤差（モデル再現値－観測値）[K]の水平分布。

用地、その他の用地（空地等）、河川及び湖沼、海浜、海水域、ゴルフ場）を数値データ化したものであり、概ね5年おきに更新されている。ここでは1976, 1987, 1991, 1997, 2006年のデータを使用した。国土数値情報の土地利用データから、都市化の指標である「市街地率」を計算した。ここで市街地率については、建物用地、幹線交通用地、その他の用地の面積の合計が1格子の面積（1 km²）に占める割合で定義した。

市街地率と気温誤差の関係を図3.1.6に示す。ここで定義した気温誤差は、NHRCM05による再現値からアメダスによる観測を差し引いた値のことである。図によると、市街地率が1に近いところでは、Ta, Tx, Tnとも1.5K程度の低温バイアスを示している。一方、市街地率0付近の気温誤差は、Taについては0に近いものの、Tx, Tnではそれぞれ負、正となっていることが多く、NHRCM05が極端な気温を緩和する傾向にあることが分かる。

この結果から、図3.1.4における Ta, Tx, Tn のバイアスの違いが説明できる。図3.1.6 (b) によると、Tx では市街地率にかかわらず気温誤差が負である。よって、全体的なバイアスを計算すると、図3.1.1で見られたような低温バイアスが現れることになる。一方、Tn (図3.1.6c) では市街地率の大きいところで気温誤差が負、市街地率の小さいところで気温誤差が正となっており、全体的なバイアスを計算すると両者が相殺する傾向にあるため、結果として図3.1.4のバイアスが小さくなる。

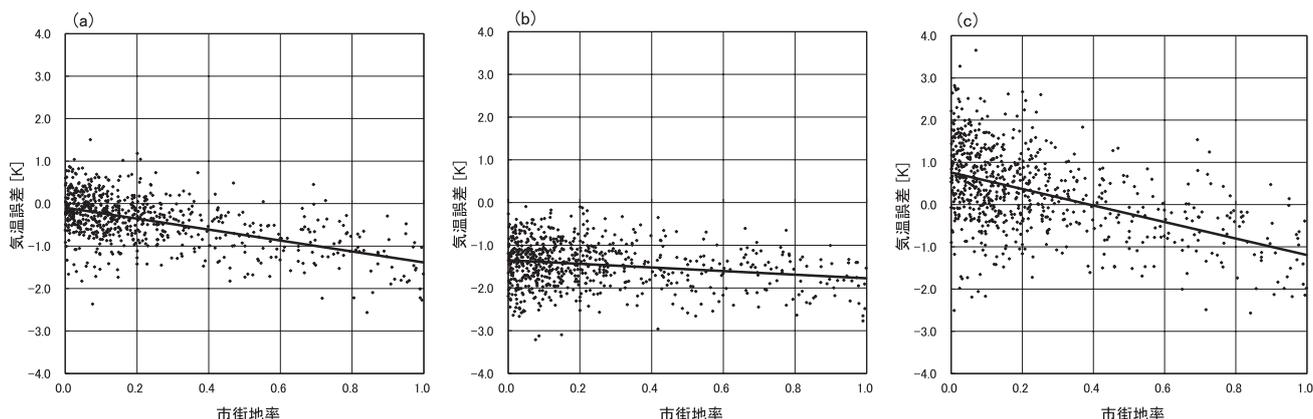


図3.1.6 市街地率と地上気温 ((a) 年平均気温、(b) 年平均日最高気温、(c) 年平均日最低気温) の誤差 (モデル再現値－観測値) の散布図。市街地率の定義は本文を参照。

3.1.4 ヒートアイランド強度の推定

市街地率と気温誤差の関係を利用すれば、ヒートアイランド強度が推定できる。一般に、ヒートアイランド強度は都市と郊外の気温の差で定義される。ここでは、市街地率0 ($Ru=0.0$) と市街地率1 ($Ru=1.0$) における気温誤差 (δT) の違いでヒートアイランド強度を評価することにする。この指標を数式で表すと、

$$\Delta \delta T = \delta T (Ru=0.0) - \delta T (Ru=1.0)$$

のようになる。ここで、 T は Ta , Tx , Tn のいずれかである。指標 $\Delta \delta T$ の定義式は、本質的には従来のヒートアイランド強度のものと同等である。しかし $\Delta \delta T$ は、特定の時刻及び地点を対象とした従来の定義とは異なり、時空間的に平均化されたヒートアイランド強度と解釈される。

ヒートアイランド強度の指標 ($\Delta \delta T$) については、昼間よりも夜間の方が大きな値をとる傾向にある。図3.1.6から指標を評価すると、 Tx , Tn についての値はそれぞれ0.5, 2.0K となり、 Tn の値の方が大きい。海外における従来の研究では、ヒートアイランドが昼間よりも夜間に顕著に現れるとの指摘がある (例えば、Landsberg, 1981; Oke, 1987)。国内についても、Fujibe (2011) が安定成層下での小さな混合距離の影響で夜間にヒートアイランド強度が大きくなることを指摘している。今回の結果は、このような従来の研究内容と整合的である。

季節別には冬季にヒートアイランドが最も顕著に現れる。図3.1.7は各季節における、市街地率と気温誤差の関係を散布図で表示したものである。ここでは、春、夏、秋、冬の代表として、3、6、9、12月のデータを用いる。図から、春、夏、秋、冬の $\Delta \delta T$ はそれぞれ1.1, 1.2, 1.4, 1.5K であり、冬季のヒートアイランドが最も顕著に現れることが分かる。このことは、日本におけるこれまでの知見と整合的である (例えば、榊原ほか, 1996)。

3.2 降水

NHRCM05の現在気候再現実験における、日本付近の降水量の再現性について検証する。ここでは、観測データとして気象庁のアメダスの降水データ (およそ1000地点) を使用する。NHRCM05のデータは、アメダス地点に最も近い格子点値を使用した。

図3.2.1は、NHRCM05の現在気候で20年平均した年降水量と、アメダスの年降水量の平年値との比である。NHRCM05の降水量は、観測と比較してほとんどの地点で20%未満の差となっている。一方で、本州の日本海

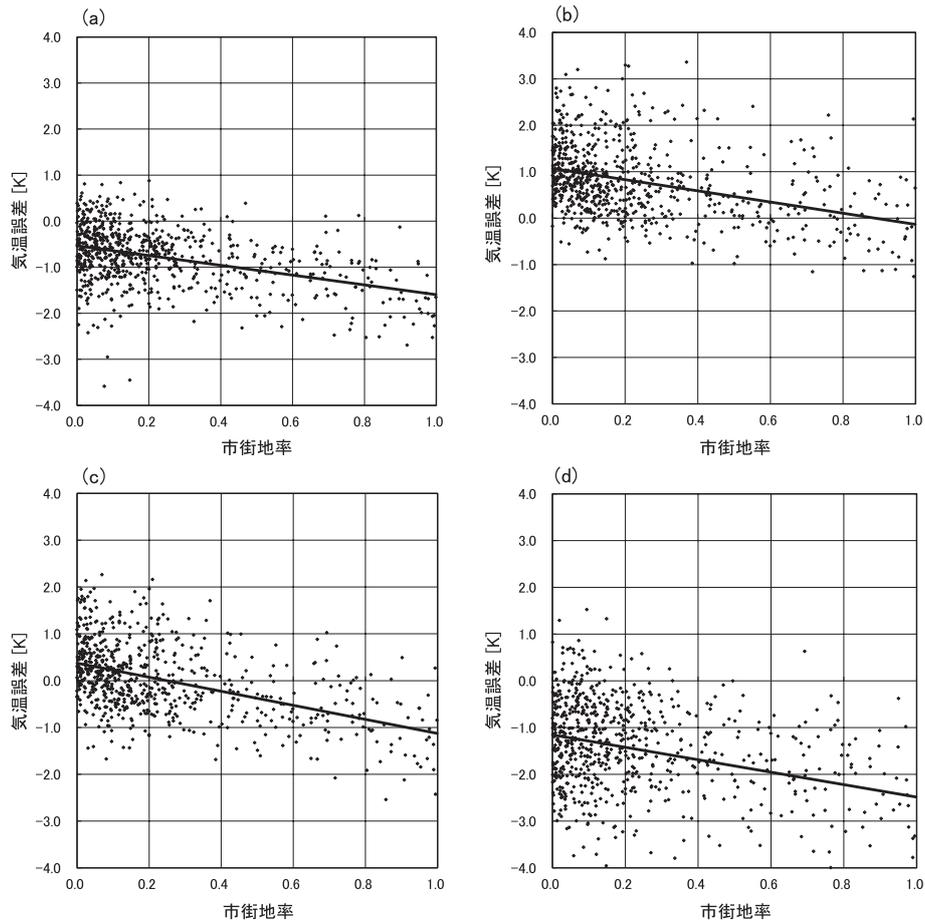


図3.1.7 市街地率と月平均気温 ((a) 3月、(b) 6月、(c) 9月、(d) 12月) の誤差 (モデル再現値－観測値の散布図)。市街地率の定義は本文を参照。

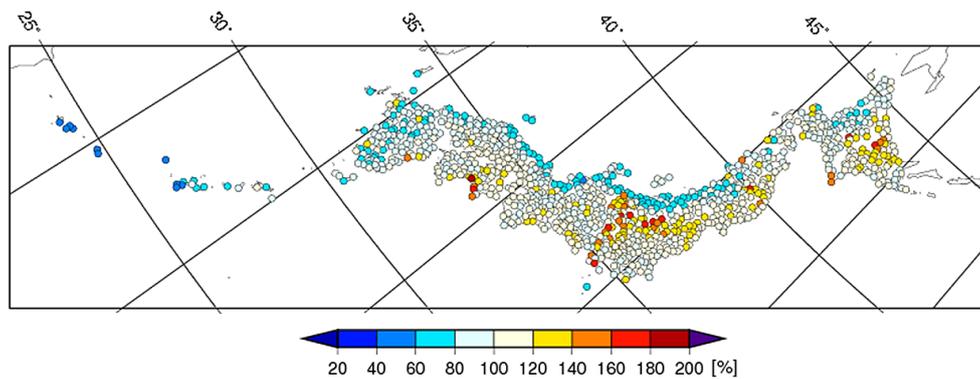


図3.2.1 アメダス年降水量の年平均値に対する、NHRCM05の現在気候で20年平均した年降水量の比 (NHRCM05/アメダス×100%)。

側や南西諸島では20～40%降水量が過小に再現されている。また、本州の内陸の一部で40%以上降水量が過大に再現されている地点が存在する。

NHRCM05の月毎の平均降水量では、降水量に二つのピークがみられる。これらは、梅雨時期に相当する6～7月と、台風の影響を受ける9月で、アメダスによる観測結果とよく一致している (図3.2.2)。

図3.2.3に、アメダスとNHRCM05の年降水量の散布図を示す。比較のために、AGCM20の散布図も示した。NHRCM05では、AGCM20に比べてばらつきが少ないことが分かる。また、表3.2.1からバイアスやRMSE、相

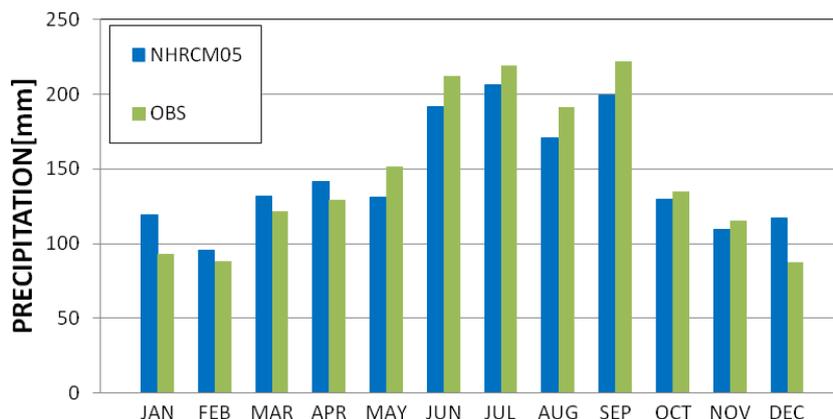


図3.2.2 NHRCM05 (青) とアメダス観測 (緑) における月降水量。

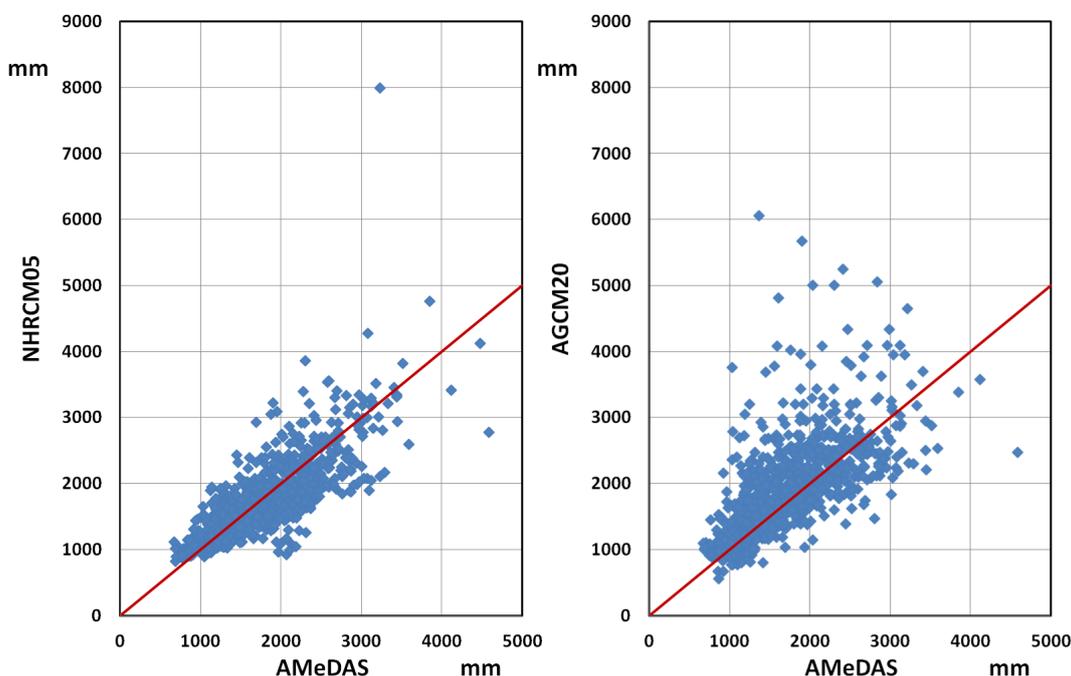


図3.2.3 各アメダス観測点における年平均降水量と、アメダス観測点近傍のモデル格子点における年平均降水量の散布図。左が NHRCM05、右が AGCM20。

表3.2.1 20年平均したアメダス年降水量に対する、NHRCM05と AGCM20の年降水量のバイアス、相関係数 (correlation coefficient)、二乗平均平方根誤差 (RMSE)。

| | bias | correlation | RMSE |
|---------|---------|-------------|--------|
| NHRCM05 | 18.38 | 0.79 | 383.77 |
| AGCM20 | -192.38 | 0.64 | 585.2 |

関係数も、NHRCM05のスコアが良く、力学的ダウンスケーリングによって解像度を向上させることで、降水の地域的な特徴を捉えることができたと言える。

また、1時間降水量の頻度分布 (図3.2.4) を見てみると、AGCM20や NHRCM15の格子間隔の粗いモデルは、降水量強度が増すにつれてその頻度が大幅に下がっているのに対して、NHRCM05の頻度はアメダス観測の頻度と比べやや少なくなっているものの、かなり良く強い降水を再現していると言える。1時間の激しい降水現象を再現するためには、細かな格子間隔のモデルが必要であることを示唆している。

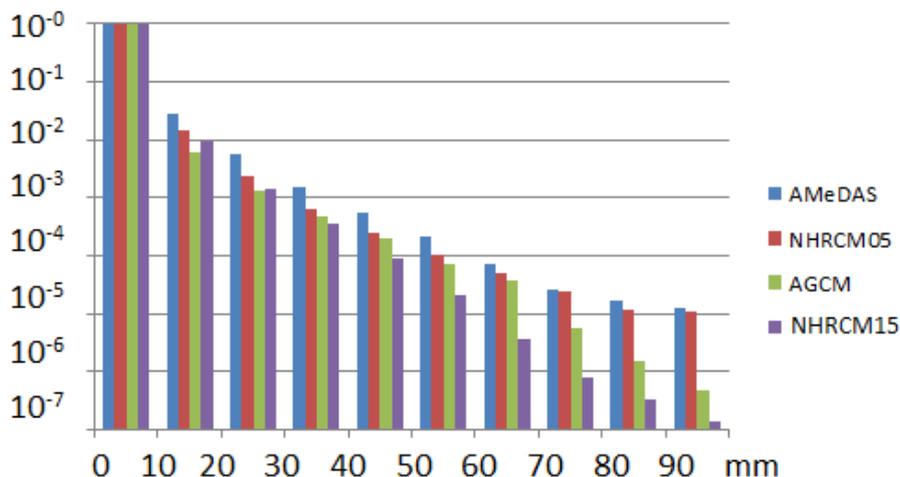


図3.2.4 1時間降水量の頻度分布。

3.3 風

NHRCM05の現在気候再現実験で計算された日本付近における地上風の再現性について、気象庁の気象官署155地点の風向・風速の観測データを用いて検証した。NHRCM05の値として、観測地点に最も近いモデルの格子点値を用いた。図3.3.1は、全地点で平均した月毎の平均風速である。NHRCM05では、6～9月にかけての再現性が非常に良い。また、平均風速の季節変化も良く再現されている。AGCM20の平均風速の再現性と比較すると、全ての月においてNHRCM05の再現性が向上している。公平のために、NHRCM05の格子点値を20km 間隔で平均し比較を行ったが、やはり20km 平均した NHRCM05の再現性はAGCM20よりも向上していた。各地点における観測とモデルの年平均風速の散布図は、AGCM20に比べてNHRCM05ではばらつきが小さくなったことが分かる（図3.3.2）。相関係数とRMSEはそれぞれ、AGCM20では0.03と1.57であったのに対し、NHRCM05では0.61と0.98となり、スコアが大幅に改善された。これらのことは、力学的ダウンスケーリングにより風速の再現性が向上したことを示す。

次に、風向の再現性を示す。風向は地形によって大きく影響を受けるため、数値モデルで正確に再現することは難しい。ここでは、風向の再現性として、風向を16方位に分け、観測とモデルについてそれぞれ、最も卓越している風向と2番目に卓越している風向を用いて、以下のような式を用いて定量的に評価した。

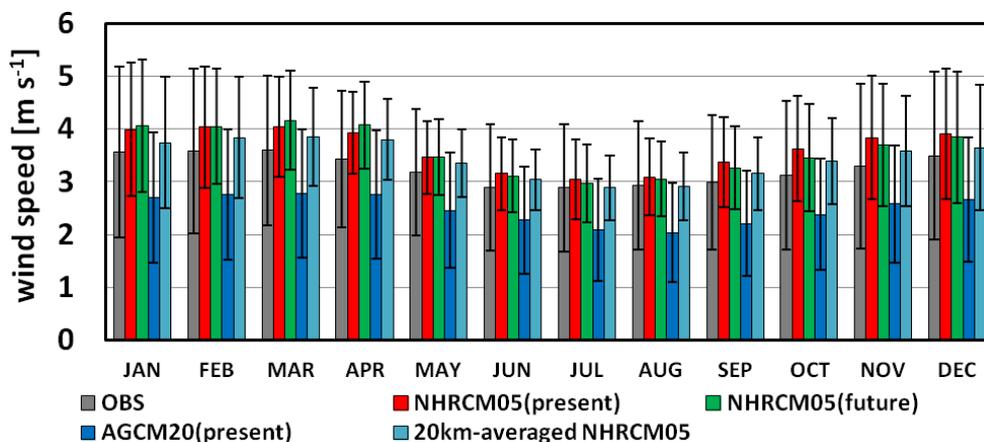


図3.3.1 月平均風速（棒グラフ）と標準偏差（エラーバー）。灰色は気象官署による観測値、赤はNHRCM05の現在気候値、緑はNHRCM05の将来気候値、青はAGCM20の現在気候値、水色はNHRCM05の現在気候値を20km 平均した値。Hanafusa et al. (2013) より出典。

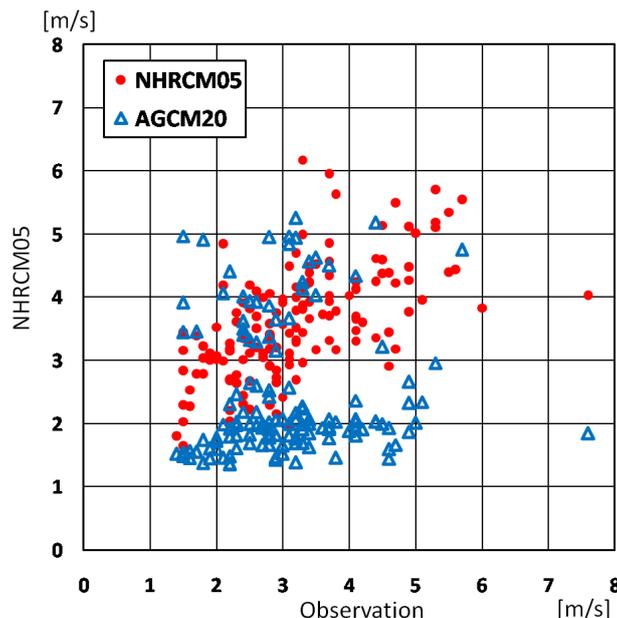


図3.3.2 気象官署による観測と、気象官署近傍のモデル格子点における年平均風速の散布図。
赤丸が NHRCM05と気象官署の散布図。青三角が AGCM20と気象官署の散布図。

$$d1 = \min(|dm1 - do1|, |dm1 - do2|), \tag{1}$$

$$d2 = \begin{cases} |dm2 - do1|, & \text{if } |dm1 - do1| \geq |dm1 - do2| \\ |dm2 - do2|, & \text{if } |dm1 - do1| < |dm1 - do2| \end{cases} \tag{2}$$

$$(S1, S2) = 0.5 - 0.125 \times (d1, d2) \tag{3}$$

$$S = 100/n \times \sum (S1 + S2), \tag{4}$$

ここで、 $dm1$ と $dm2$ はそれぞれモデルによる最も卓越している風向と2番目に卓越している風向、 $do1$ と $do2$ はそれぞれ観測による最も卓越している風向と2番目に卓越している風向である。 n は観測地点数で、本研究の場合は $n=155$ である。 $S1$ と $S2$ は全ての観測地点について計算され、 $S=100$ となれば、再現性が完璧であるとする。この手法で風向の再現性を評価する際には、1番目と2番目の卓越風向の頻度に差はないとする。NHRCM05とAGCM20の各月における各地点の $S1$ と $S2$ についてウィルコクソンの符号順位検定を行ったところ、1月、3月、12月を除いた月で95%有意な差があり、風向の再現性が向上していることが分かった(図3.3.3)。風向の再現性は、風速が比較的強い冬季で再現性が良い。

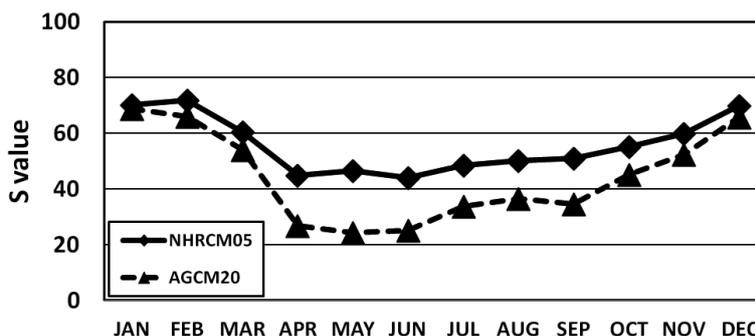


図3.3.3 各月における NHRCM05 (菱形) と AGCM20 (三角) の風向再現性のスコア。Hanafusa et al. (2013) より出典。

3.4 積雪

日本では北部や高い山岳部を除いて積雪は概ね10月頃から始まる。図3.4.1を見ると積り始めである11月には、本州でアメダス観測と比べNHRCM05の方が広く積雪が分布しており、定量的にもやや深めである。積雪は2月から3月にかけて最も深くなる。2月には北海道の積雪分布はアメダスでは日本海側に200cmを超える最も深い所があるが、NHRCM05ではこの部分はかなり過小評価となっており、一番積雪が深いのは北海道の中心付近となっている。しかし、本州における積雪分は、定量的にも分布範囲においてもNHRCM05はかなり良く再現していると言える。5月になるとNHRCM05、アメダス観測共に北海道と本州の高い山を除いて積雪がなくなっている。NHRCM05の方がやや深く積雪が残っているもののNHRCM05は融雪の過程も良く再現していると言える。

図3.4.2のように分けた領域内で平均された積雪の月毎の変化を見てみる。北日本の日本海側（NJJ）では、ピーク時のNHRCM05の積雪深はアメダスと比べ20cmほど過小評価になっており、親モデルであるAGCM20の再現性が勝っている。しかし、その他の領域では、NHRCM05はアメダス観測による積雪の季節変化を良く再現していると言える。2月の各観測点におけるモデルとアメダスの積雪深の散布図（図3.4.3）を見ると、AGCMの方がNHRCM05より広く散らばっている。NHRCM05のRMSEは34.8cmであるのに対しAGCMは66.7cm、相関係数はNHRCM05が0.73、AGCMが0.40と全観測点を平均して見るとNHRCM05の方が優れており、積雪に関しても力学的ダウンスケーリングがうまくいっていると言える。

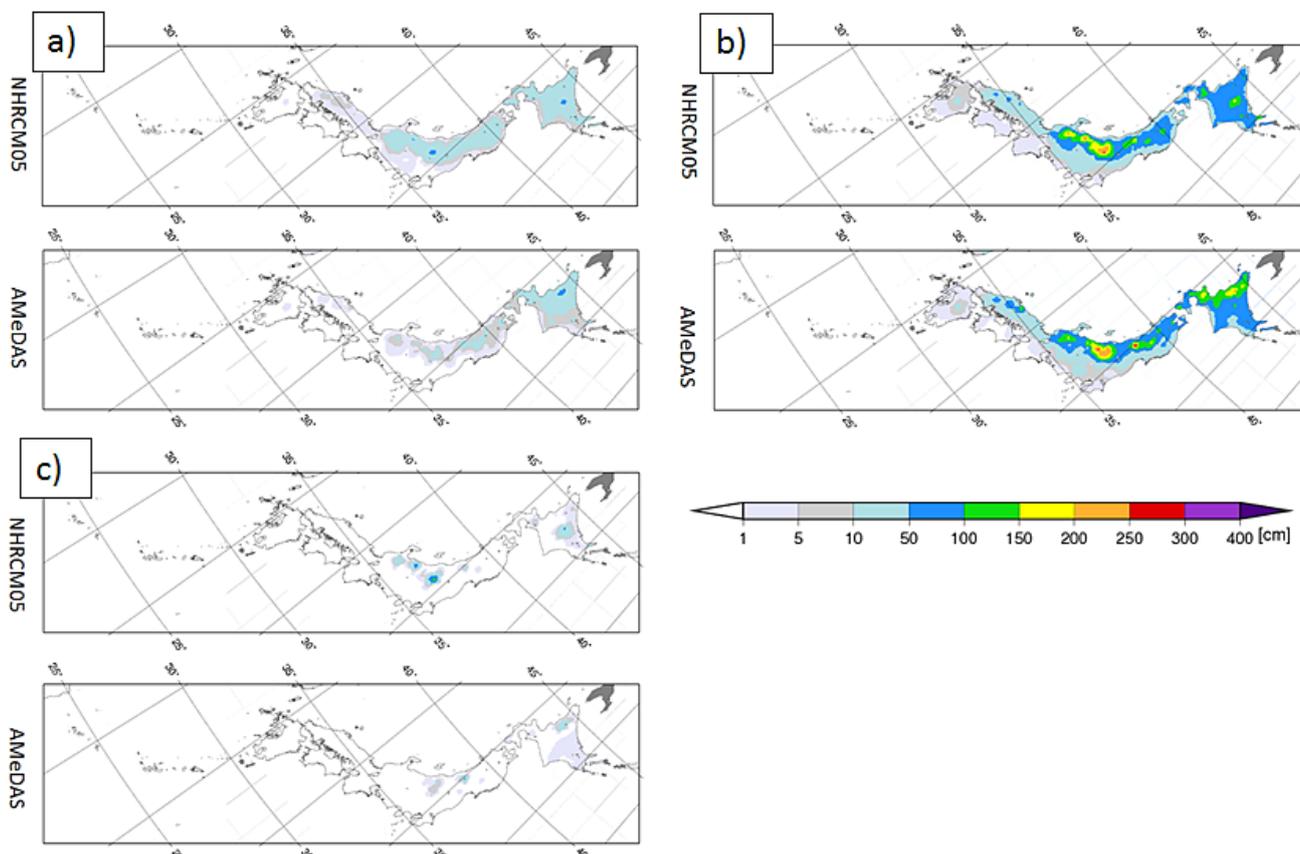


図3.4.1 NHRCM05及びアメダス観測による最深積雪の分布図。a) 11月、b) 2月、c) 5月。

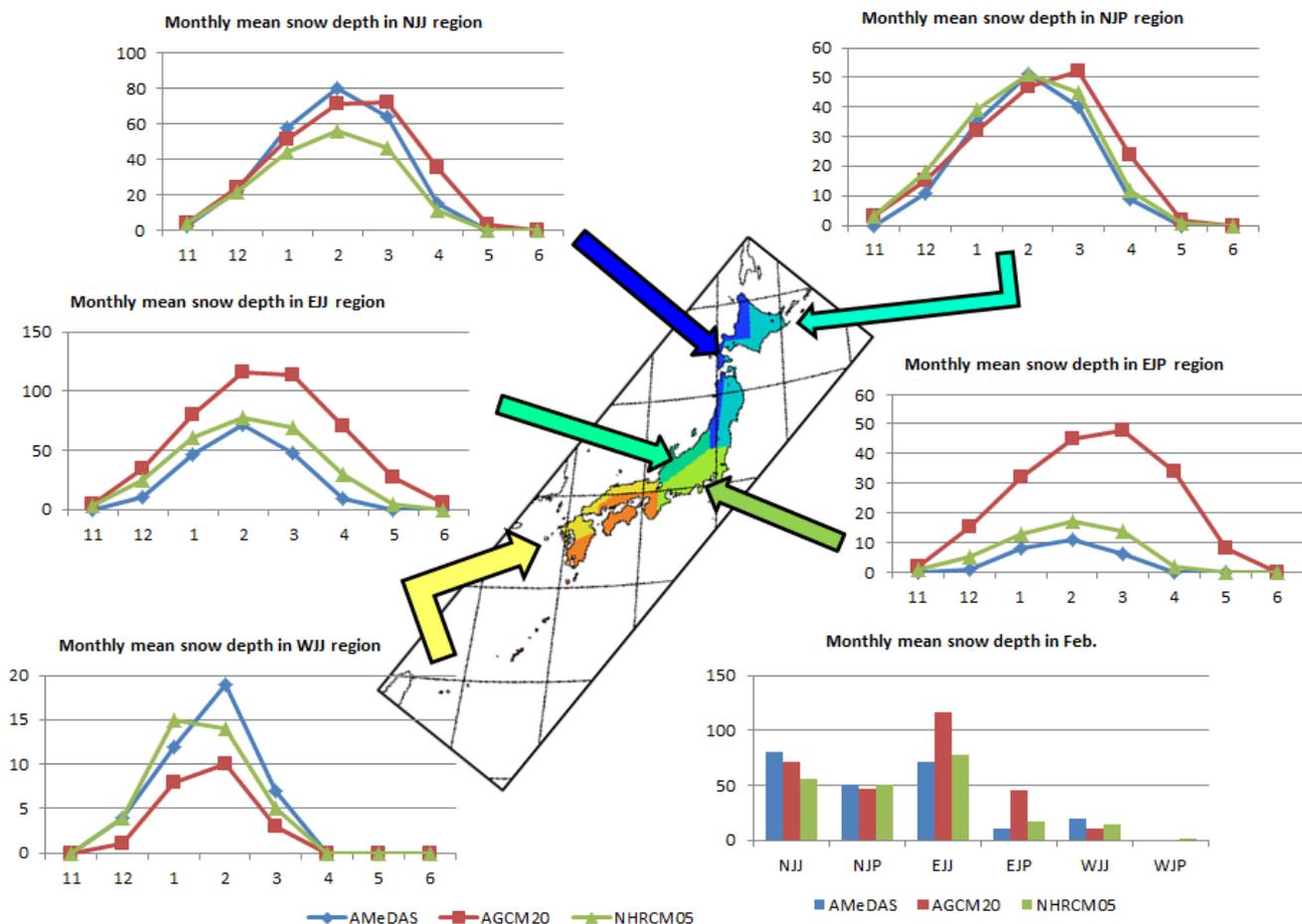
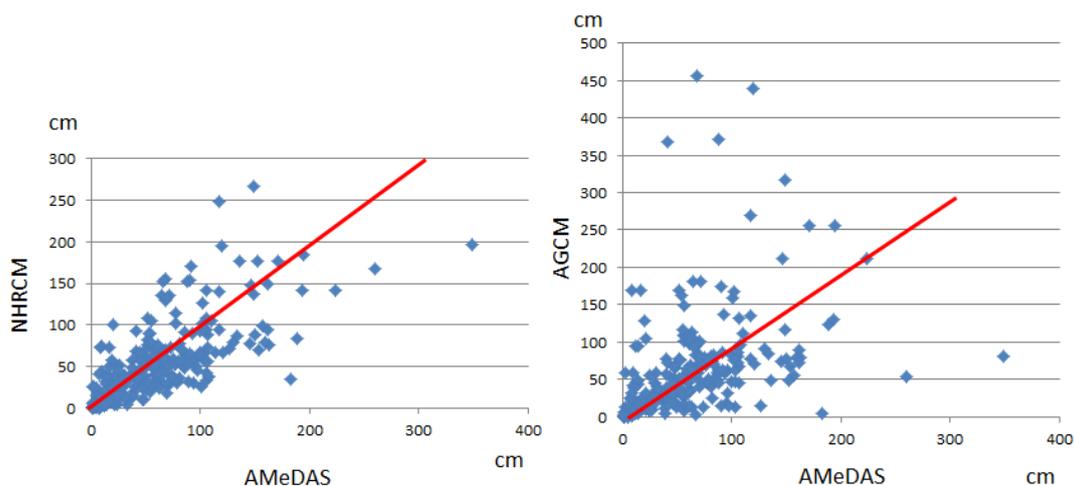


図3.4.2 各領域における月平均積雪。

2月の平均積雪



| | RMSE | correlation |
|------|------|-------------|
| NHM | 34.8 | 0.73 |
| AGCM | 66.7 | 0.40 |

図3.4.3 NHRCM05とAGCMのアメダス観測に対する2月の月平均積雪の散布図と各種スコア。

参考文献

- Fujibe, F., 2011: Urban warming in Japanese cities and its relation to climate change monitoring. *Int. J. Climatol.*, **31**, 162–173, doi:10.1002/joc.2142.
- Hanafusa, M., H. Sasaki, A. Murata, and K. Kurihara, 2013: Projection of Changes in Future Surface Wind around Japan Using a Non-hydrostatic Regional Climate Model. *SOLA*, **9**, 23–16, doi:10.1251/sola.2013-006.
- Landsberg, H. E., 1981: The urban climate. Academic press, New York.
- 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.
- Oke, T. R., 1987: Boundary layer climates, 2nd edn. Methuen, London.
- 榊原保志・原芳生・加藤俊洋, 1996: 越谷市南東部における臨時定点観測によるヒートアイランド強度の特徴. *天気*, **43**, 537–543.

第4章 将来気候予測

4.1 気温の将来変化

4.1.1 バイアス補正

3.1で述べたように、NHRCM05によって再現された地上気温の（日本全国のデータを使用して検証した場合の）精度は良好であり、年平均気温についてのバイアスの絶対値とRMSEが1K以下であることが確認されている。しかしながら、地点別に見ると誤差が無視できないところもある。こうした場合の誤差の軽減策の一つとして統計的な手法を基にした補正法があり、バイアス補正法と呼ばれている。バイアス補正法を用いてモデルで計算された値を地点毎に補正することで、各地点におけるバイアスが軽減されることが期待される。

バイアス補正が特に必要となってくるのは、気温の絶対値を議論する場合である。例えば、真夏日、真冬日といった指標を求める場合には、気温の絶対値が閾値として使われている。このとき気温に誤差があると、真夏日や真冬日の年間日数にも誤差が生じる。また、地球温暖化の影響を評価するための応用的な研究分野（農業、生態系、健康、エネルギー、保険などの各種分野）においては、影響評価に特化した独自のモデルを使う場合が多い。この際、モデルの入力値として気温の絶対値を用いることがあるため、気温の誤差をできる限り小さくすることが望ましい。

これまでに様々なバイアス補正法が提案されてきている。例えば、変位値分布図（quantile mapping; QM）法と呼ばれる方法がある（例えば、Themeßl *et al.*, 2012）。これは、モデルによる計算値、観測値それぞれについて累積密度関数（cumulative density function; CDF）を求め、等しいパーセンタイル値を示す気温を対応させる方法である。例えば、モデルによるCDFの10パーセンタイル値に対応する気温を、観測によるCDFの10パーセンタイル値に対応する気温に置き換える。この方法の利点は、モデルによる計算値が対応するパーセンタイル値の観測値に置き換えられることによって、誤差が完全に解消されることである。しかしながら、この方法を実際の将来気候実験のデータに適用すると不具合が生じる場合がある。それは、補正前の気温の大小関係が補正後に逆転してしまう現象が稀に見られることである。これは、将来気候においてもモデル計算値と観測値との関係を求める必要があるが、（将来の観測値は得られないので）現在気候のものを代用していることが原因である。

そこで、ここでは別のバイアス補正法であるPiani *et al.* (2010)の方法を用いることにする。この方法では、まずモデルによる計算値、観測値それぞれをソートし、小さい値から大きい値の順に並べる。ソートされた計算値、観測値をそれぞれ x 、 y の値と見なして xy 平面にプロットする。そして、 x と y についての線形関係を最小二乗法によって求める。この関係式を用いれば計算値 (x) が観測値 (y) に近似的に補正されることになる。ただし、QM法と異なり最小二乗法による近似を用いているため、誤差が完全に解消されるわけではない。しかしながら、QM法とは異なり、補正前の気温の大小関係が補正後に逆転してしまうことはない。

この補正を地点別、月別に行った結果、平均的な気温に対する誤差がほぼ解消された。図4.1.1は、陸上のアメダス地点のデータをサンプルとして、年平均の日平均気温・日最高気温・日最低気温についてRMSEとバイアスを計算したものである。図から明らかなように、補正前に最大で1.5K程度あった誤差が補正を施すことでほぼ解消されていることが分かる。また、地点別の誤差（モデルによる計算値から観測値を引いた値）をプロットした図から、この補正法によって各地点の誤差が大きく減少していることが明らかである（図4.1.2）。

4.1.2 極端な高温の予測

将来気候実験（2076-2096年）における計算結果から、極端に高い気温に関する指標の将来予測を行った。

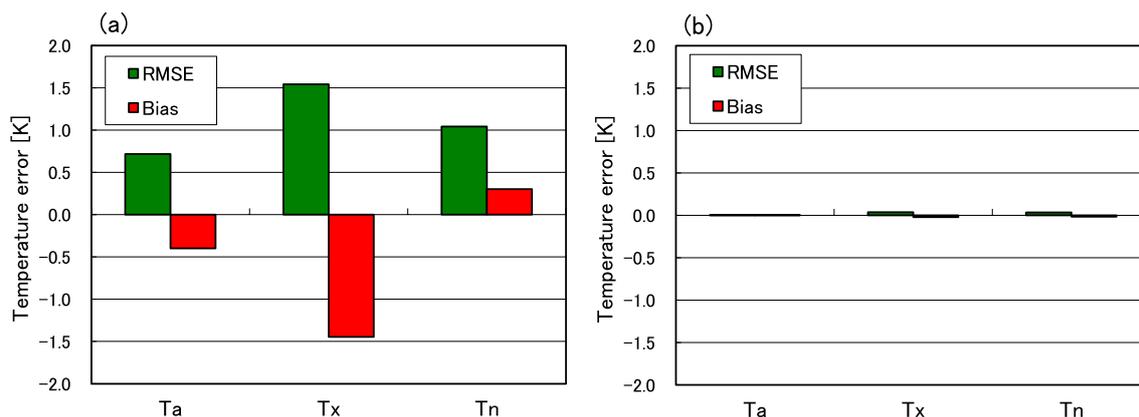


図4.1.1 (a) バイアス補正前、(b) バイアス補正後の年平均気温 (Ta)、年平均日最高気温 (Tx)、年平均日最低気温 (Tn) の平方根平均二乗誤差 (RMSE) と平均誤差 (Bias)。日本全国の観測地点 (約700地点) における値 (観測値及びモデル再現値) をサンプルとして計算した。

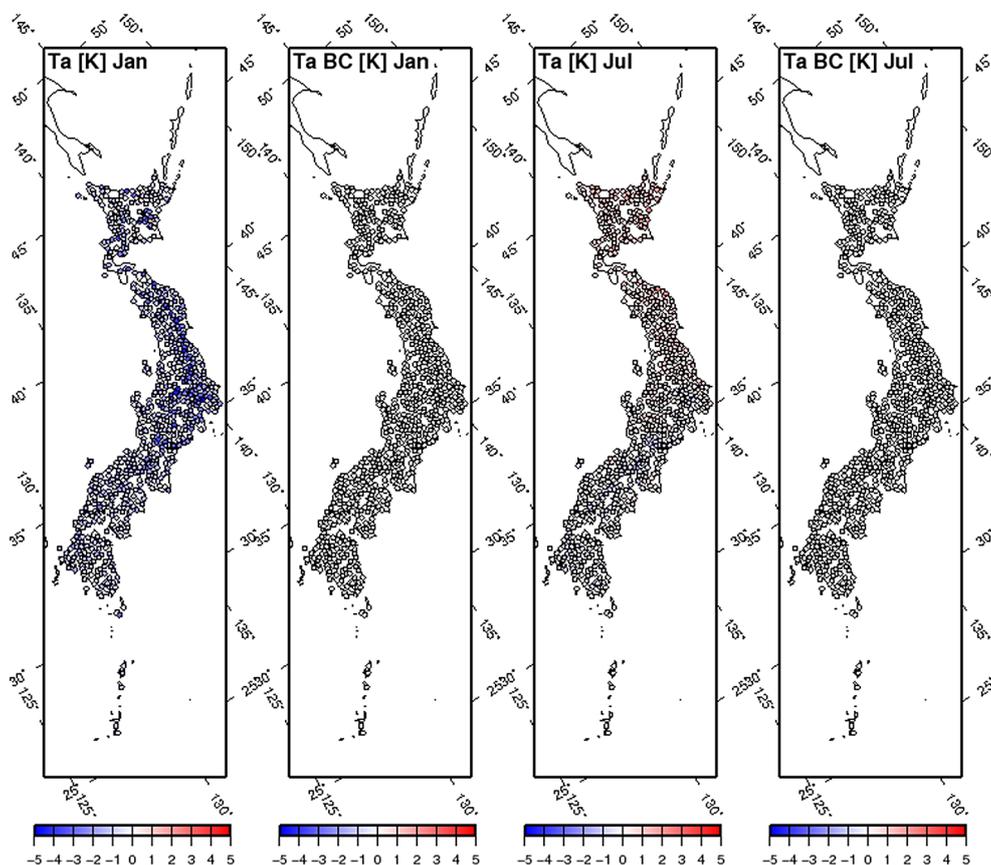


図4.1.2 (Ta) バイアス補正前、(Ta BC) バイアス補正後の月平均気温 (Jan: 1月、Jul: 7月) の誤差 (モデル再現値 - 観測値) [K] の水平分布。

計算の際には、上記のバイアス補正を施した計算結果を用いた。このとき、将来気候における補正係数は現在気候と同じものを使用した。極端に高い気温に関する指標として、夏日、真夏日、猛暑日、熱帯夜を計算した。参考までに、冬日、真冬日も計算に加えた。なお、これらの指標の計算の際には気温の絶対値が閾値として用いられるので、バイアス補正を施さないデータからは正確な値を求めることが困難である。このように、気温の絶対値を基準とする指標の計算の際にはバイアス補正が必要不可欠である。

各指標について、現在の年間日数と年間日数の現在から将来への変化量を示す (図4.1.3~4.1.8)。図による

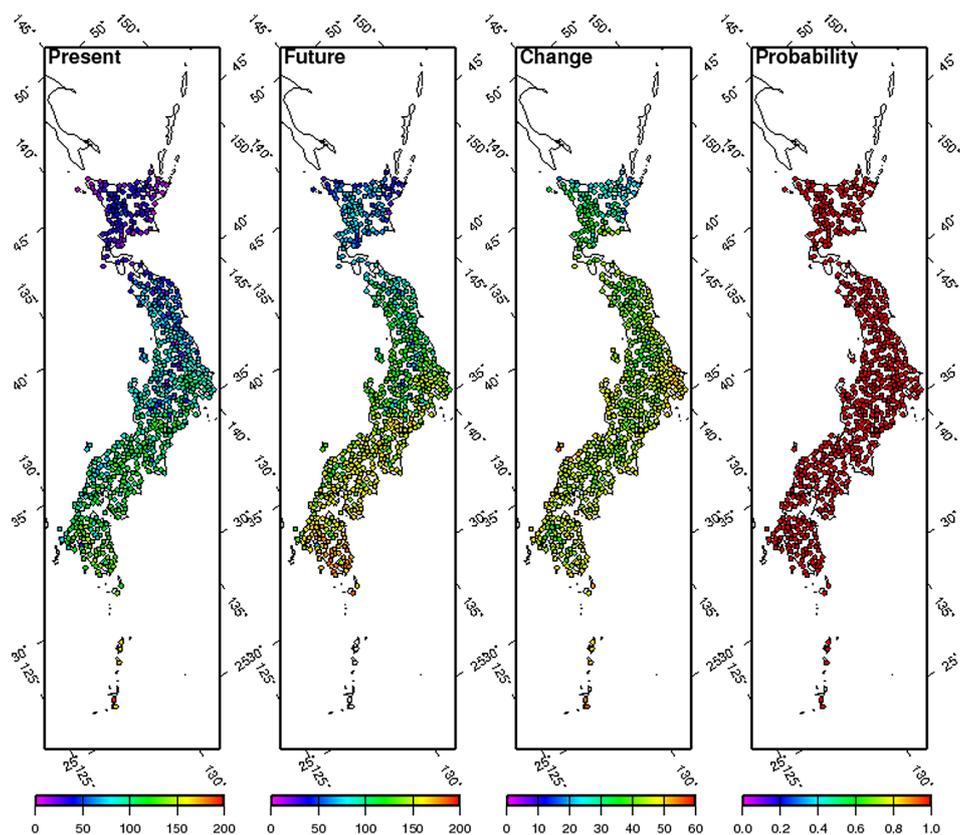


図4.1.3 夏の年間日数 (Present: 現在気候、Future: 将来気候、Change: 将来気候－現在気候、Probability: ブートストラップ法で求めた確率 (値が大きいかほど上記の将来変化が有意)。

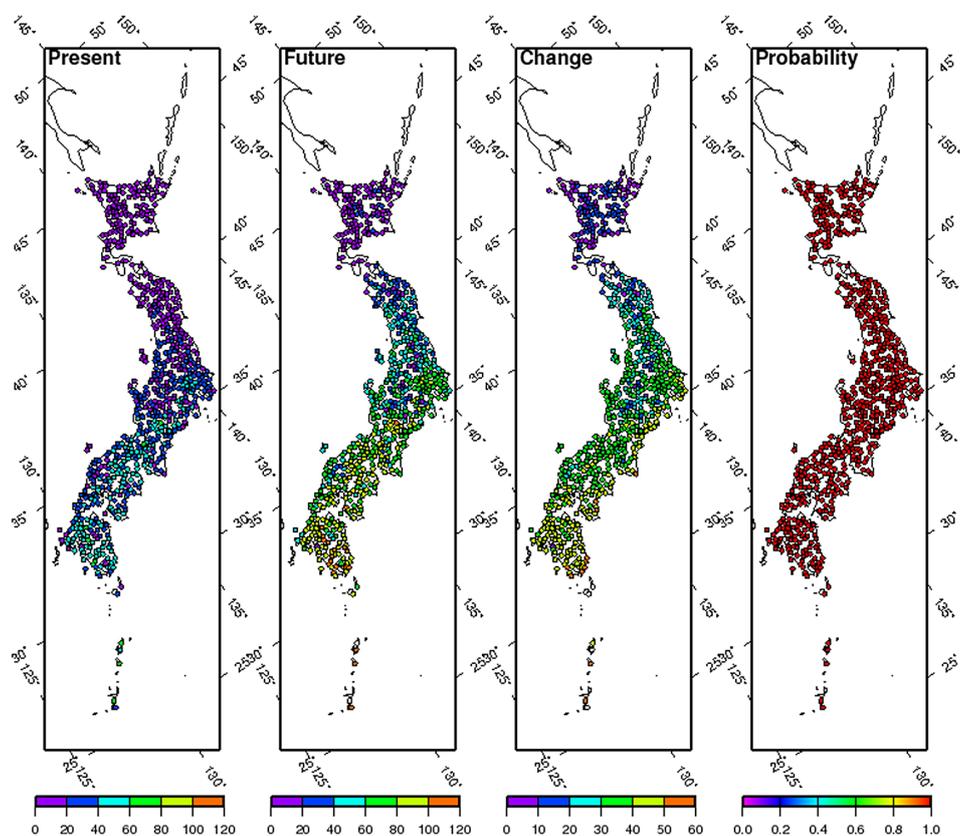


図4.1.4 図4.1.3と同じ、但し真夏の年間日数。

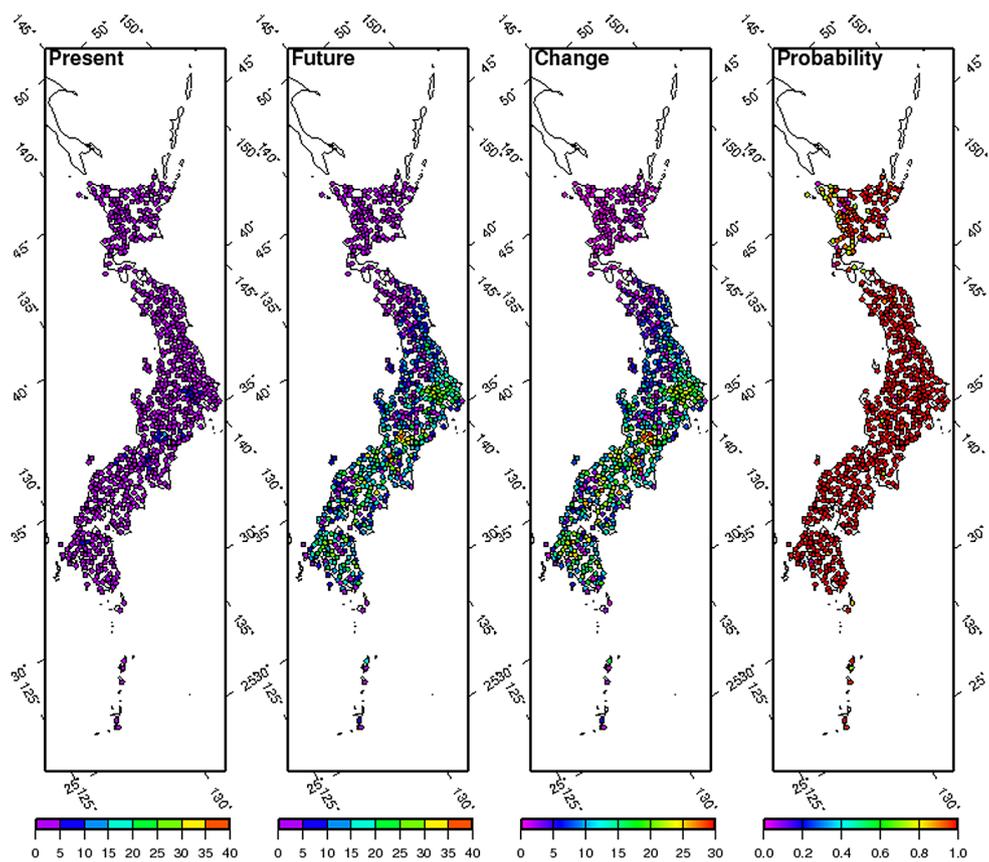


図4.1.5 図4.1.3と同じ、但し猛暑日の年間日数。

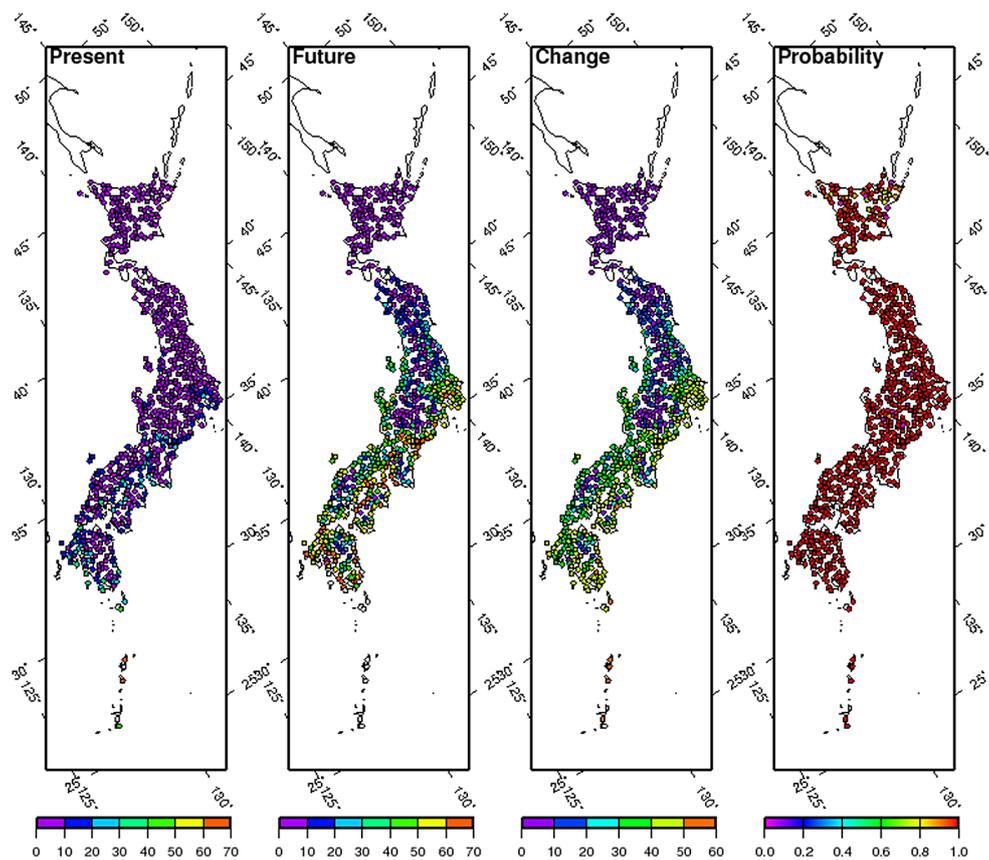


図4.1.6 図4.1.3と同じ、但し熱帯夜の年間日数。

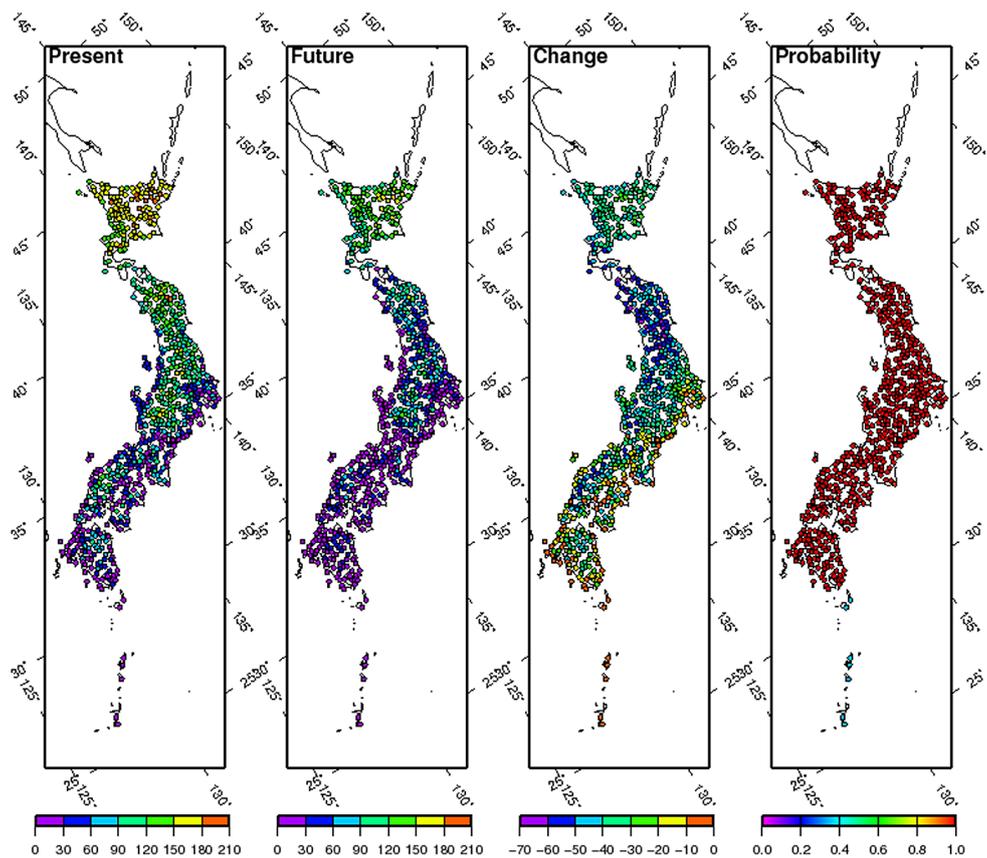


図4.1.7 図4.1.3と同じ、但し冬日の年間日数。

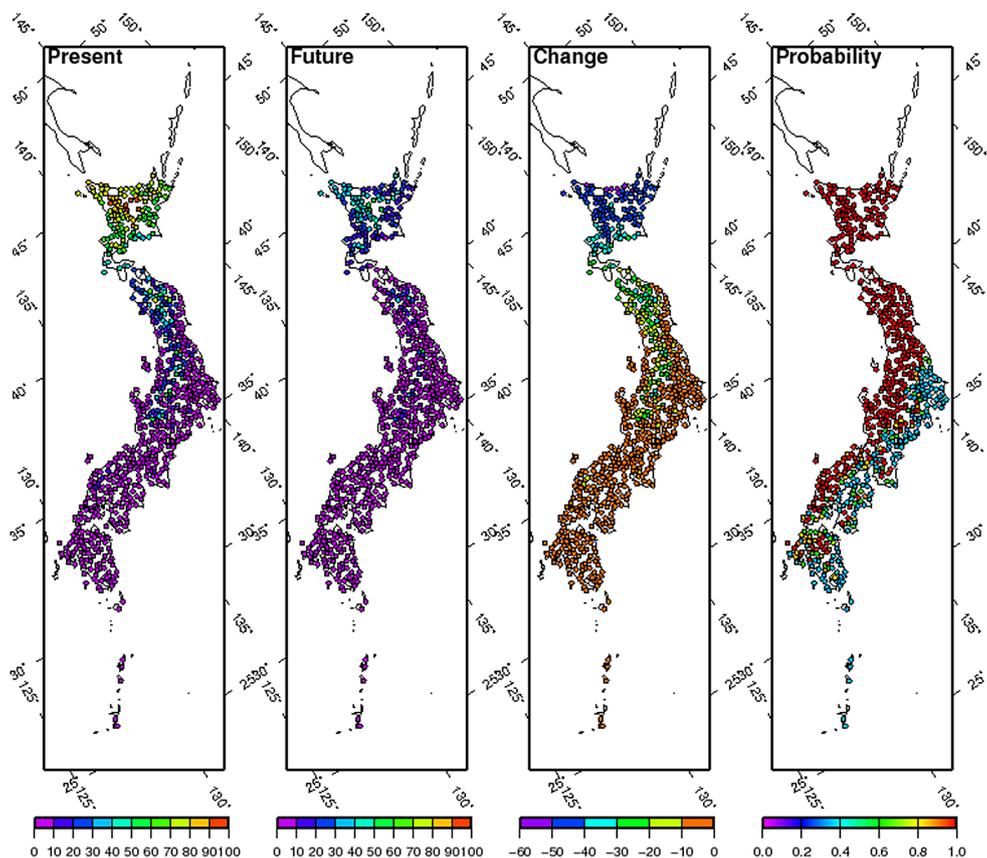


図4.1.8 図4.1.3と同じ、但し真冬日の年間日数。

と、変化日数は全国的に一様というわけではなく、分布に地域的な特徴が現れている。夏日、真夏日、熱帯夜の変化日数（図4.1.3, 4.1.4, 4.1.6）はだまかに見ると南北方向の位置（緯度）に依存しており、北の地域の方が南の地域に比べて変化日数が少ない。このことは地上気温の度数分布の形によって説明できる。まず現在気候を考えると、北の地域では指標の基準値（例えば夏日なら、日最高気温25℃）が度数分布の右（高温側）の裾に位置する。将来気候では、現在気候と比べて度数分布が全体的に右にシフトするため、指標を超える日数が増える。但し、基準値は度数分布の右裾の部分にあることに変わりはないので、変化日数はそれほど多くない。一方、南の地域では北の地域と比べると指標の基準値が度数分布のより中心側に位置しているため、変化日数が必然的に多くなる。

猛暑日については、その日数変化に特徴的な分布が現れている（図4.1.5）。上記の南北依存性に加え、関東平野西部、濃尾平野、大阪平野で大きな変化が見られる。これらの地域には、熊谷、多治見といった現在でも猛暑日が頻発する地点が含まれており興味深い。これらの平野部で特に厳しい猛暑が起こる物理的なメカニズムについては今後の検討が必要であるが、現在においてもフェーンなど地形の影響によって気温が上昇しやすく、将来それが増長されるものと推測される。

冬日、真冬日の変化日数の分布（図4.1.7, 4.1.8）には、夏日、真夏日、熱帯夜と同様な南北依存性が見られる。但し、変化日数は負（減少）であり、その絶対値は概して北に行くほど大きくなっている。このことも、前述した度数分布の形と指標の基準値の位置関係によって説明できる。すなわち、南の地域では冬日、真冬日の基準値（それぞれ日最低気温0℃、日最高気温0℃）度数分布の左（低温側）の裾に位置している。一方、北の地域では基準値が度数分布の中心側に寄ってくるため、概して変化日数の絶対値が大きくなる。

4.1.3 極端な低温の予測

地球温暖化時の地上気温の将来変化についての研究を概観すると、夏季の最高気温が将来どのように変化するかなど、主に極端に高い気温に関する議論が行われてきた。しかしながら、逆に極端に低い気温の将来変化について調べることも重要である。例えば、冬季の最低気温は将来上昇するのか、あるいは現在と同程度の寒い日があるのか、といった疑問に答える必要がある。

そこで、NHRCM05によって予測された著しく低い地上気温の将来変化について解析した（Murata *et al.*, 2014）。ここで著しく低い気温を代表する値として、日最低気温の月毎の下位1%値（Tn01）及び下位2%値（Tn02）を用いた。

将来予測の解析の前に、まず現在気候のデータを用いて再現性の検証をしておく必要がある。全国のアメダス観測値を検証データとしたときの、NHRCM05の6月のRMSEとバイアスを図4.1.9(a)に示す。6月を選んだ理由は、後述するように、Tn01の現在から将来への変化が極端に小さな地点が存在するからである。このことは、将来も現在と同程度の著しく低い日最低気温が出現する地点があることを意味し、非常に興味深い。

図4.1.9(a)にTn01の誤差を示す。これによると平均的な気温のとき（図4.1.1参照）と比べて、RMSE、バイアスとも絶対値が大きくなっており、特にRMSEは2Kを超えている。そこで、日最低気温を補正してからTn01を計算することにする。補正方法としては前述したPiani *et al.* (2010)のものを用いる。この方法では、あらかじめモデルによる計算値、観測値それぞれをソートして並べて、これらの関係を最小二乗法によって求めておく。補正の際には、この関係式を用いて計算値を観測値に近づける。日最低気温を補正した後のTn01のRMSEとバイアスを図4.1.9(b)に示す。両者とも絶対値が小さくなっており、補正の効果が表れている。特に、補正前に2K以上あったRMSEは、補正後には1K以内に収まっている。今後は、日最低気温については補正後の値を用いることにする。

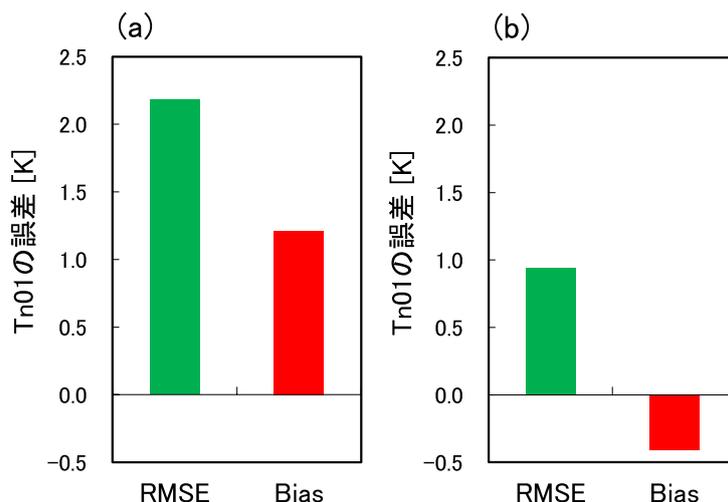


図4.1.9 (a) バイアス補正前、(b) バイアス補正後の6月の日最低気温の下位1%値 (Tn01) の平方根平均二乗誤差 (RMSE) と平均誤差 (Bias)。日本全国の観測地点 (約700地点) における値 (観測値及びモデル再現値) をサンプルとして計算した。

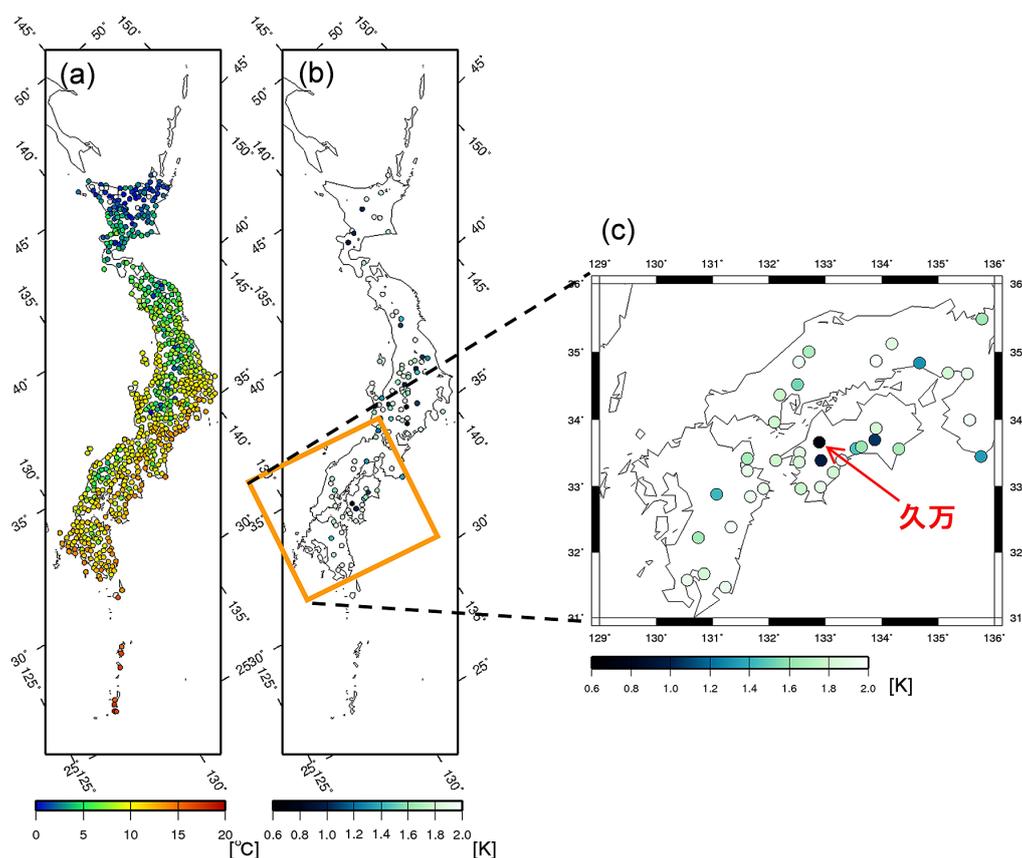


図4.1.10 6月の (a) Tn01 (現在気候) 及び (b) Tn01の変化量 (将来気候-現在気候) の分布 (2 K以下の地点のみ表示)。 (c)は、(b)において西日本を拡大して表示したもの。

まず、Tn01の現在から将来 (21世紀末) にかけての変化量を調べる。図4.1.10に6月の Tn01変化量 (将来-現在) の分布を示す。地域によって値にかなりの違いがあることが分かる。概して、内陸で変化量が小さい。変化量が僅か1 K程度の地点も存在する。このような地域では、温暖化時においても、現在に匹敵するほど著しく気温の下がる場合があることを意味している。

6月のTn01変化量が比較的小さな場所の一つとして、四国西部から九州東部にかけての地域が挙げられる。この地域の久万（愛媛県）では、Tn01の変化量が極端に小さく1K以下となっている。そこで、この地点において著しく気温が下がる事例を抽出した。具体的には、6月の日最低気温がTn02以下の12事例を現在気候、将来気候それぞれから選び出した。これらは日最低気温が下位2%以下の事例に相当する。これらの事例の特徴として、例外はあるが、風が弱い晴天日であり日最低気温は夜明け頃に出現していた。このことから、主に放射冷却によって気温が低下したものと考えられる。次節では、久万において低温が出現するメカニズムについて述べる。

4.1.4 著しく低い気温が出現するメカニズム

まず、夜間の気温低下量と日最低気温との間の関係を示す（図4.1.11a）。ここでは、久万における6月の全データを用いた。また、夜間は20時から翌日の5時と定義した。この時間帯は日の入り後から日の出前に相当し、夜間の気温低下量に日射の影響は入っていない。図によると、概して日最低気温は夜間の気温変化量と比例関係にある。

次に、興味の対象である著しく低い日最低気温のデータを詳しく見ていくことにする。図4.1.11(b)は図4.1.11(a)のTn02以下を拡大表示したものである。これによると、現在よりも将来において夜間の気温低下量が大きいたことが分かる。このことは、将来気候において夜間の気温低下量が大きいたことが、現在と同程度に低い日最低気温が出現することの原因であることを示している。しかしながら、いくつかのはずれ値が存在し、これらのデータは気温低下量が比較的小さい。以下では、これらのはずれ値が現れた状況についての考察を行う。

図4.1.12(b)は地上風速と地表付近での下向き顕熱の散布図である。プロットしたデータは図4.1.11(b)と同じである。この図においても図4.1.11(b)と同様にはずれ値が見られ、両者のはずれ値の間に対応関係がある。また、これらのはずれ値が現れる場合、下向きの顕熱が大きくなっていることが分かる。これらのことから、風が比較的強い場合、大きな下向きの顕熱が生じて夜間の気温低下量が小さくなることが示唆される。ただ、本研究では放射冷却によって気温が低下する状況を調べることを目的としているので、これらのはずれ値については考慮しないこととした。すなわち、風速2.2m/s以上のデータについては、これ以降の解析からは除くことにする。

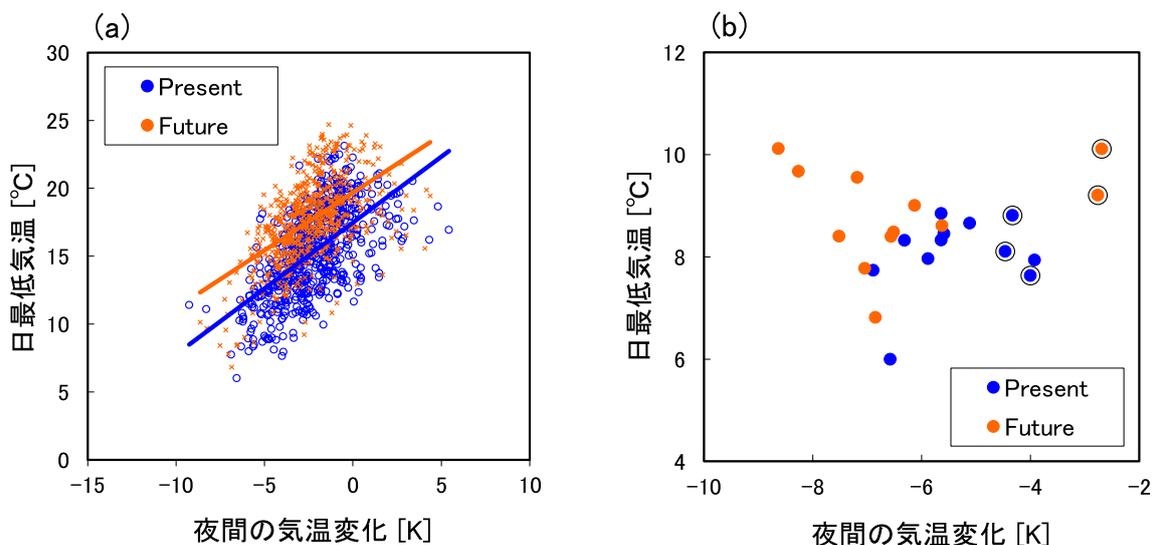


図4.1.11 6月の久万における日最低気温と夜間の気温変化量との関係。(a)は全データ、(b)はTn02以下のデータのみを表示。(b)において丸で囲まれたデータは、はずれ値（地上風速2.2m/s以上）と見なされたデータ。

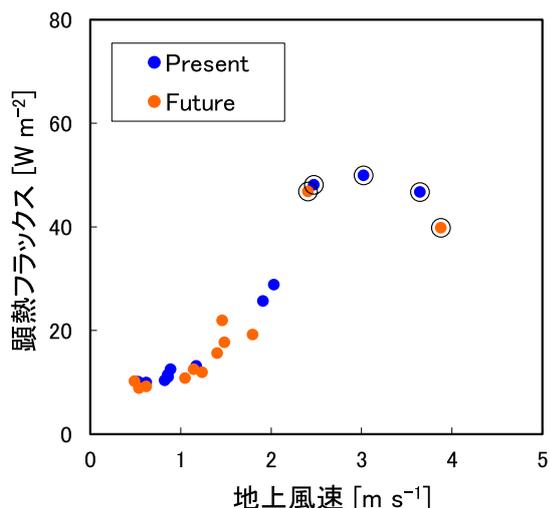


図4.1.12 6月の久万における顕熱フラックスと地上風速との関係。Tn02以下のデータのみを表示。丸で囲まれた点は、はずれ値（地上風速2.2m/s以上）と見なされたデータ。

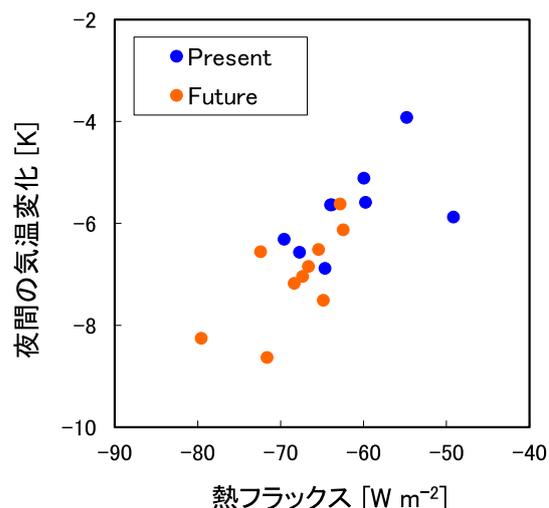


図4.1.13 6月の久万における夜間の気温変化量と熱フラックスとの関係。はずれ値を除外した Tn02以下のデータのみを表示。

前述したように日最低気温は夜間の気温降下量と関係している。そこで次に、この気温降下量と地表における熱フラックスとの関係を調べる。両者の関係を散布図にしたものを図4.1.13に示す。現在気候と将来気候のデータは、別のグループを形成しているように見える。Wilcoxon-Mann-Whitney のランク検定によると、このグループ分けは信頼度95%で統計的に有意であった。さらに図から分かることは、気温降下量と熱フラックスの絶対値との間に比例関係があることである。

次に、地表での熱フラックスをいくつかの成分に分ける。それらは、顕熱フラックス、潜熱フラックス、地熱フラックス、正味の長波放射フラックスである。夜間を想定しているので、短波放射フラックスは考えなくてよい。図4.1.14に、各成分における気候間の差（将来気候－現在気候）を示す。縦軸は温暖化に寄与する方向を正に取っている。図から、長波放射と潜熱フラックスが大きな負の値を示しており、熱フラックス全体に対する寄与が大きいことが分かる。これは、将来これらの成分がより冷却に働くことを意味している。そこで、以下ではこれらの成分を詳しく調べることにする。

まず、長波放射について述べる。一般には、晴天日の夜間冷却に対して長波放射の寄与が大きいことが分かっ

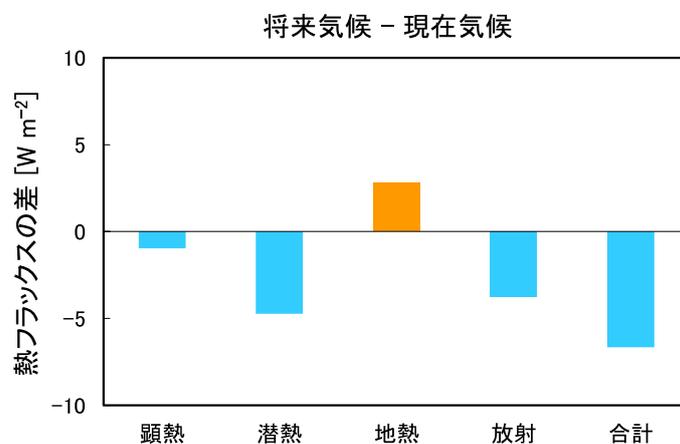


図4.1.14 6月の久万の地表における熱フラックス成分の現在気候と将来気候の差（将来気候－現在気候）。はずれ値を除外した Tn02以下のデータの平均値。熱フラックス成分は地表が加熱（冷却）される場合を正（負）とする。

ている。このことは、今回の事例においても、現在気候、将来気候の両者について当てはまる。地表での冷却率は正味の長波放射量（上向き長波放射量から下向き長波放射量を引いた量）に比例する。従って、現在気候と将来気候の正味の長波放射量の差は、夜間冷却の差に大きな影響を及ぼしている。正味の長波放射のうち、下向き長波放射よりはむしろ上向き長波放射が重要である。なぜなら、前者が地表面の加熱に寄与するのに対し、後者は冷却に寄与するからである。

現在気候と将来気候の上向き長波放射量の違いは、日没時の地表面温度の違いによって決まっていることが分かった。地球温暖化によって、日没時の地表面温度は現在気候よりも将来気候の方が高い。ステファン・ボルツマンの法則によって、将来気候における高い地表面温度はより大きな上向き長波放射量をもたらす、夜間冷却量を大きくする。このように、上向き長波放射には現在気候と将来気候の地表面温度の差を縮める働きがある。

次に、潜熱フラックスを調べる。将来気候における上向き潜熱フラックスの増加に対しては、地表近くの乾燥した大気による影響が大きい。図4.1.15によると、潜熱フラックスはモデル最下層の相対湿度と比例関係にある。また概して、潜熱フラックスと相対湿度の両者とも、現在気候よりも将来気候において値が小さい。これは、将来気候における比較的乾燥した大気によって、蒸発が促進され地表面が冷却されることを意味している。

地表付近の乾燥した大気は、対流圏下層の大気の影響を受けている。図4.1.16によると、モデル最下層の相対湿度は850hPaにおける相対湿度と比例関係にある。また、850hPaの相対湿度も地表付近の相対湿度と同様に、現在気候よりも将来気候の値の方が概して小さい。この比較的低い相対湿度は、総観規模の現象の影響を受けていると考えられるが、詳細な因果関係については今後の課題である。

潜熱フラックスの大きさ自体は長波放射量と比べると小さいが、将来気候と現在気候の差で考えると無視できない。また、夜間の潜熱フラックスは一般には小さいが、この事例のように地表が十分湿っている状態（図4.1.17）で、かつ地表付近の大気が乾燥している場合は、夜間でも無視できない量の潜熱フラックスがあってもおかしくはない。図4.1.17によると、地表直下の土壌水分は飽和状態に対して70%を超えており、地表において水分の蒸発による冷却が起こり得る。

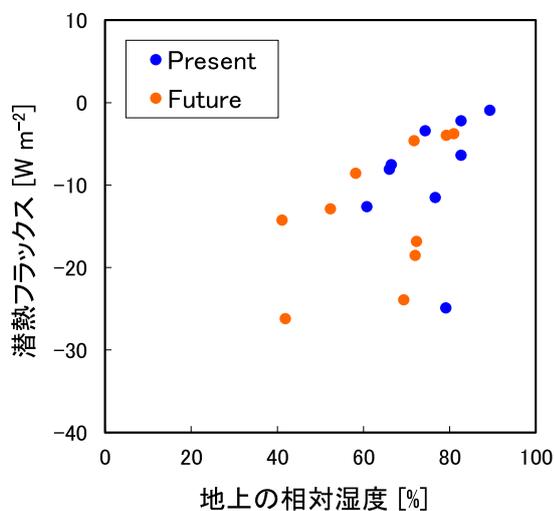


図4.1.15 図4.1.13と同じ、但し潜熱フラックスと地上の相対湿度との関係。

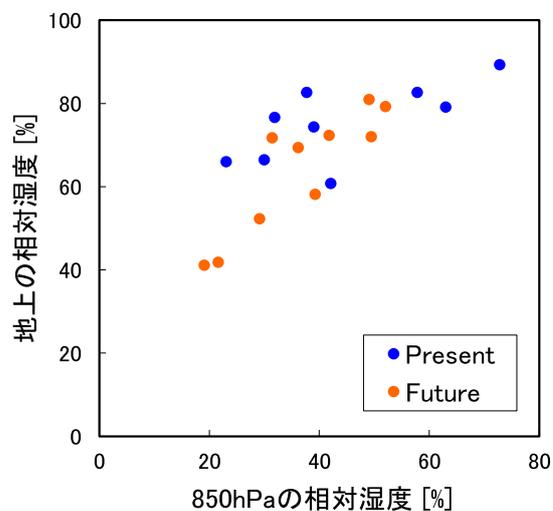


図4.1.16 図4.1.15と同じ、但し850hPaの相対湿度と地上の相対湿度との関係。

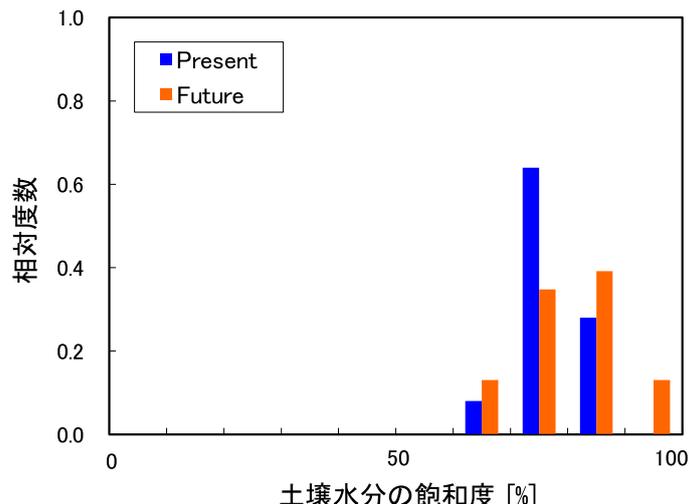


図4.1.17 6月の久万における土壌水分の飽和度の相対度数分布。はずれ値を除外した Tn02以下のデータを使用。

4.2 降水の将来変化

4.2.1 降水の将来変化の概要

地球温暖化による気候変化に伴い、日本域での降水の振る舞いに変化が生じるのか、NHRCM05の将来気候の計算結果を用いて検討した。

月降水量の変化を見るために、図4.2.1のように日本を7つの地域に分けてそれぞれの地域の変化を検討した。図4.2.2はそれぞれの地域における月降水量及び年降水量の将来気候/現在気候の比とその信頼確率である。ここでの信頼確率とは、片側検定で増加を示す確率を表し、50%より数字が大きくなるにしたがって降水量が増加する確率が高く、小さくなるにつれて減少する確率が高くなる。例えば、99.5%以上の領域は片側検定では有意水準99.5%で降水量が増加、0.5%以下の領域は有意水準99.5%で降水量が減少することを意味し、それぞれの領域は両側検定では有意水準99.0%で変化があることを意味する。月降水量は、ほとんどの地域において増加することが予測されるが、10月や11月は5%以上減少すると予測される。特に、東日本の日本海側(EJJ)では、11月に15%以上降水量が減少することが予測されている(99%以上有意な変化)。一方で、2月や3月は、多くの地域で15%以上降水量が増加すると予測され、特に西日本太平洋側(WJP)や東日本太平洋側(EJP)で信頼度が高い。

2月の降水量増加について詳しく見ていく。図4.2.3は、2月の将来気候における降水量の変化(現在気候との比)である。図4.2.3から、九州から本州の太平洋側で降水量が有意に増加することが分かり、場所によっては2倍以上となるところもある。温暖化に伴う気温上昇により、大気に含まれる水蒸気量が増加し、降水量

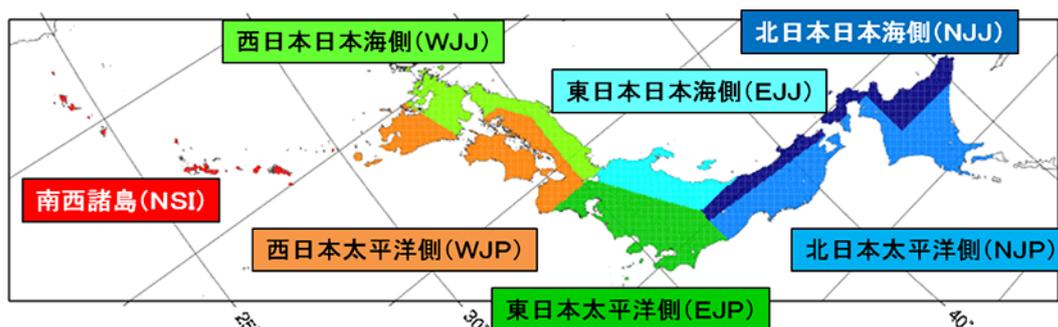


図4.2.1 本研究において日本を7つの領域に分けたときの図。

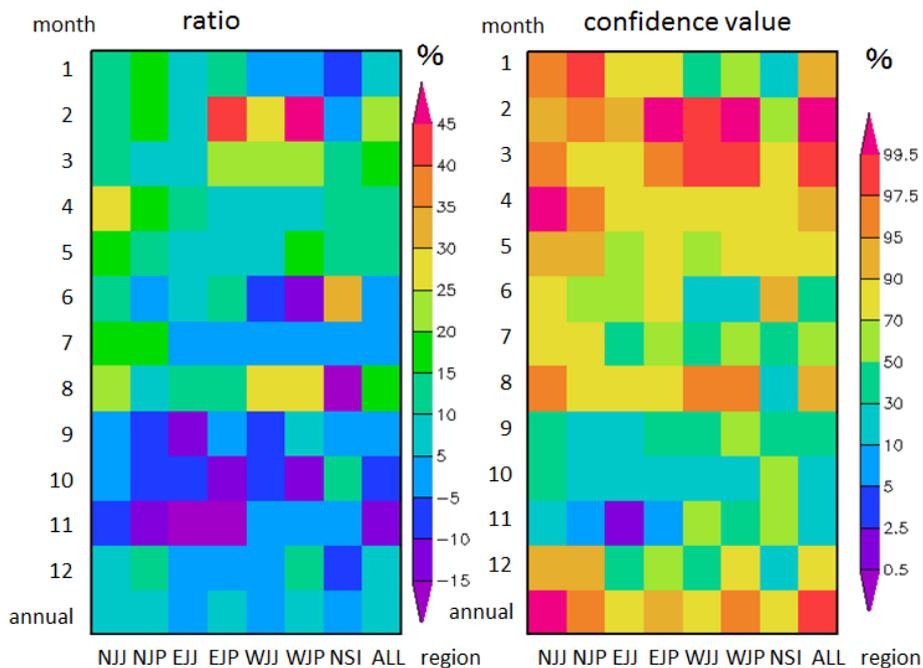


図4.2.2 各領域における月毎の降水量変化率（左）とその信頼確率（右）。信頼確率のグラフの右に書いてある数字は、片側検定で増加を示す確率を表す。50%より数字が大きくなるにしたがって増加の確率が高く、小さくなるにつれて減少する確率が高くなる。例えば、99.5%以上の領域は片側検定では有意水準99.5%で降水量が増加、0.5%以下の領域は有意水準99.5%で降水量が減少することを意味し、それぞれの領域は両側検定では有意水準99.0%で変化があることを意味する。

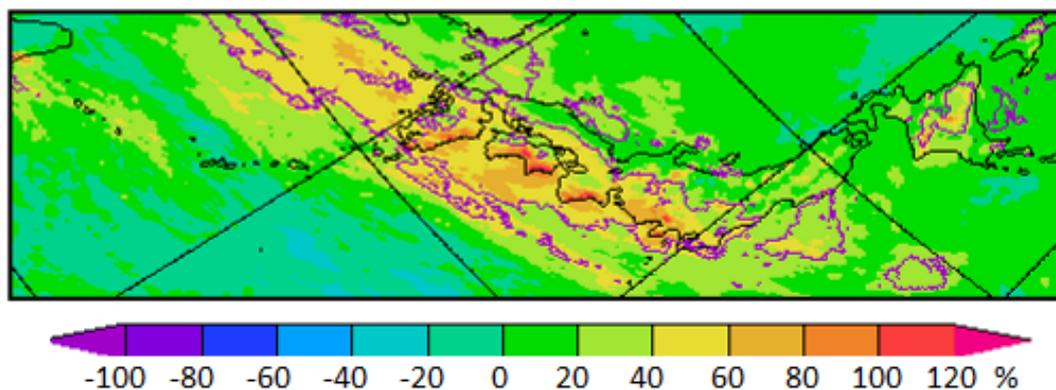


図4.2.3 2月の降水量の将来変化量。紫で囲まれた部分は両側検定で95%以上の信頼確率。

の増加の原因となると考えられる。NHRCM05の結果によると、日本の太平洋沿岸における850hPa面の混合比は、現在気候に比べて将来気候は1 g/kg増加する。また、図4.2.4の低気圧の存在頻度を見ると、日本の太平洋沿岸で存在頻度が大きくなっていることが分かる。これは、2月に冬型が弱くなることに伴い、日本の南岸を通過する低気圧のストームトラックがやや北上することを示しており、太平洋側での降水量の増加に寄与していると考えられる。

最後に、時間降水量の階級別頻度を見る（図4.2.5）。将来気候においては、10mm/hr以上の降水頻度が増加すると予測される。この変化は、99%以上有意な変化で、将来気候において、短時間強雨が増加することが懸念される。

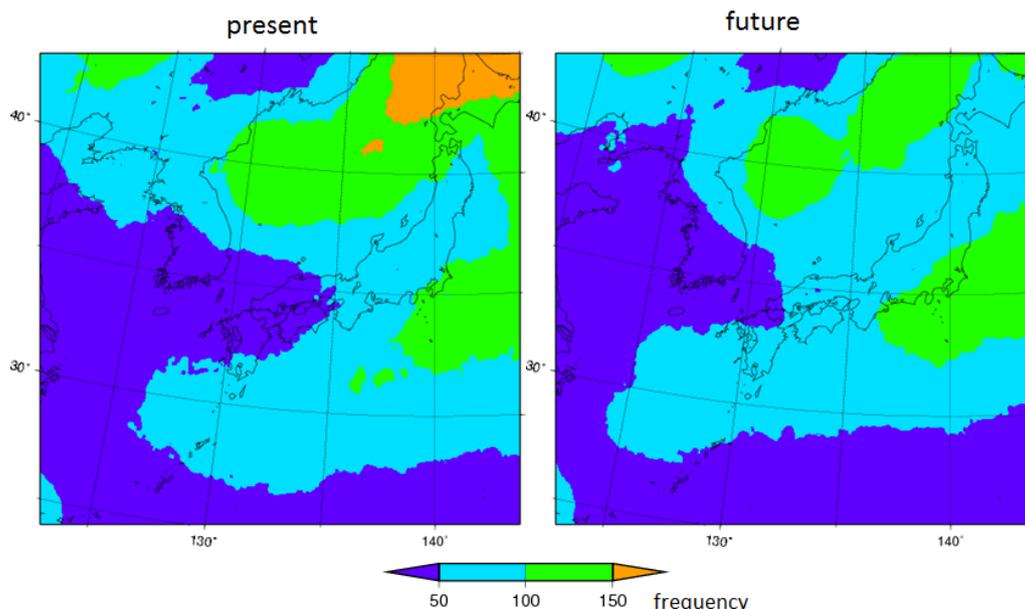


図4.2.4 2月の低気圧の中心の存在頻度。現在（左）、将来（右）。

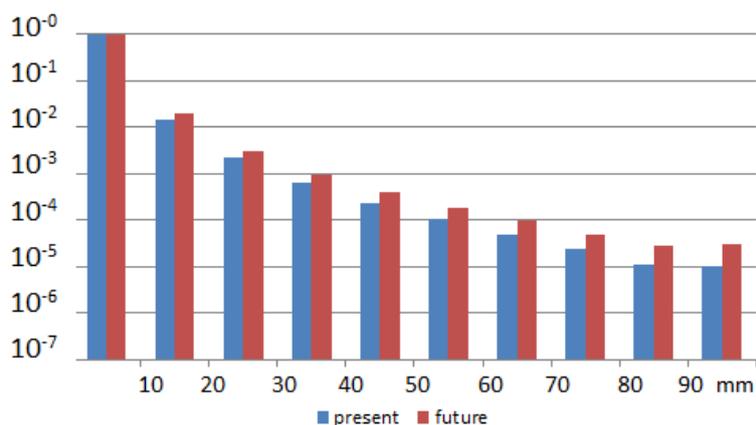


図4.2.5 NHRCM05による現在と将来の1時間降水量の頻度確率。現在（青）、将来（赤）。

4.2.2 降水のバイアス補正について

地球温暖化に伴う気候変化により、我々の生活に直接影響するような降水量や大雨の日数が将来どのように変化するのか興味のあるところである。降水量の将来変化を適切に見積もるためには、モデルの出力データと実際の観測データを比較し、必要があるならば出力データに対してバイアス補正を行わなければならない。図4.2.6は、NHRCM05の出力データとアメダス観測データの1月の平均降水量の比である。この図から、NHRCM05の降水量は、冬季に降水量が多い日本海側で過小、降水量が少ない太平洋側で過大であることが分かる。NHRCM05の平均降水量そのものは、冬季は日本海側で多く太平洋側で少ないという気候的な特徴を再現しているが、降水量そのものは観測データと大きく異なる場合がある。このため、NHRCM05の降水量のデータに対してバイアス補正を行う必要がある。

地球温暖化予測情報第8巻においては、降水量のバイアス補正として最小二乗法と γ 分布にフィッティングさせる手法を採用している。詳細は地球温暖化予測情報第8巻を参照してほしい。ここでは、平均降水量については地球温暖化予測情報第8巻と同様の最小二乗法を用いた補正法を解説し、上位5%降水量に対しては、府県単位で補正する手法の解説を行う。

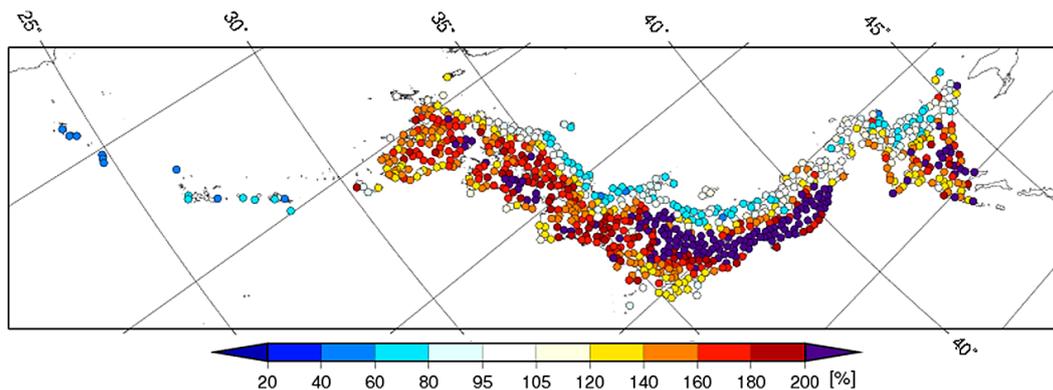


図4.2.6 アムダス観測と NHRCM05の現在気候における1月平均降水量の比。

平均降水量

月平均降水量は、モデル・観測共に月毎のデータを作成すれば比較的容易にバイアス補正を行うことができる。一方で、100mm/日などの大雨日数の将来変化を知りたい場合は、日降水量のバイアス補正を行う必要がある。ここでは、地点・月毎に日降水量のバイアス補正を行い、同時に月平均降水量も補正するような手法を紹介する。

- ① 日降水量のデータは、無降水日が存在するため観測とモデルのデータ数が必ずしも一致しない。モデル降水日数が観測降水日数より多い場合は、図4.2.7aのようにモデルデータを平均化して、観測降水日数に合わせる。モデル降水日数が観測降水日数より少ない場合は、図4.2.7bのように降水日数が不足している分だけ1mmずつ加えて、観測降水日数に合わせる。
- ② モデルと観測の降水日数を一致させたら、それぞれ降水量を小さい順に並べ替えて、最小二乗法を適用する。ただし、データの補正後に負の値が発生するのを防ぐため以下の式のように対数を取る

「観測降水日数 ≤ モデル降水日数」の場合

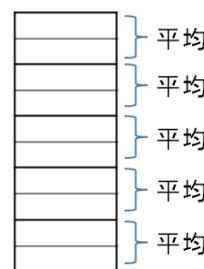
・モデル値を平均操作して、観測個数に合わせる

| 観測 | モデル |
|-----|-------------|
| 1番目 | 1番目と2番目の平均 |
| 2番目 | 3番目と4番目の平均 |
| 3番目 | 5番目と6番目の平均 |
| 4番目 | 7番目と8番目の平均 |
| 5番目 | 9番目と10番目の平均 |

サンプル数が観測5個、モデル10個の例



観測



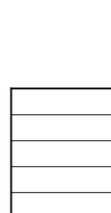
モデル

「観測降水日数 > モデル降水日数」の場合

・モデル値に1mmの降水量を与え観測個数に合わせる



観測



モデル



観測



モデル

不足分だけ1mm
ずつ加える

図4.2.7 観測とモデルの降水日数を一致させる方法。上は、観測降水日数がモデル降水日数より少ない場合。下は、観測降水日数がモデル降水日数より多い場合。

$$\ln(V_{obs}) = a \times \ln(V_{mdl}) + b \quad (1)$$

- ③ 式(1)から係数 a, b を求め、モデルデータのバイアス補正を行う。元のモデル降水日数が観測降水日数より多い場合は、

$$V_{cor} = \exp\left[a \times \ln(V_{mdl}) + b\right] \times \frac{N_{obs}}{N_{mdl}} \quad (2)$$

として、補正データを求める。また、元のモデル降水日数が観測降水日数より少ない場合は、

$$V_{cor} = \exp\left[a \times \ln(V_{mdl}) + b\right] + \exp(b) \times \frac{N_{obs} - N_{mdl}}{N_{mdl}} \quad (3)$$

とする。ここで、式(3)の右辺第二項は、モデルと観測の降水日数の差によって生じる月降水量の差を小さくするために付け加えた項である。

以上のような補正法を、ここでは「補正法 A」と呼ぶ。補正法 A を用いて NHRCM05 の地点・月毎の日降水量のバイアス補正を行って、月降水量を計算した結果が図4.2.8である。バイアス補正後は観測値と良く一致していることが分かる。一方で、上位5%降水量は、補正後においてもあまり改善されていない。これは、最小二乗法による補正は、平均値に合わせるようにデータを補正するため、データの下端や上端が適切に補正されないことによる。図4.2.9は観測データと補正前後のモデルデータの散布図である。この図から、バイアス補正を行った結果観測データとのずれが大きくなっているデータが含まれていることが分かる。このため、上位5%の降水量については、以下のような補正方法を適用する。

- ① 上位5%の降水データは、1地点ではサンプル数が少ない。そのため、ある程度気候的に特徴の似たデータを収集することで、サンプル数を増やす。ここでは、各都道府県・支庁・振興局におけるアメダスデータを1つのデータセットとする。
- ② 図4.2.10は香川県の例である。香川県に設置されている各アメダス地点の上位5%の降水データを抽出し1つのデータセットとしてまとめる。また、モデルについても同様のデータセットを作成する。これらのデータをそれぞれ小さい順に並べて式(1)を用いて最小二乗法を適用し、モデルの補正データを得る。図4.2.10で得たデータセットをデータ k とする。
- ③ 個々のアメダス上位5%データについて、データ k の観測データの中から一致する値を検索し、それに対応する補正データをモデルデータの補正值とし、各地点におけるモデルデータの補正データを作成する。

以上のような補正法を「補正法 B」とする。補正法 B で、上位5%降水量のバイアス補正を行った結果が図4.2.11である。上位5%降水量が良く補正されたことが分かる。また、このデータを用いた月降水量も補正されている。図4.2.12は、降水量の階級頻度である。モデルデータを補正する前は、観測との差が大きい。補正法 A のみを用いた場合、100mm 以下では補正前よりも改善されているが、100mm を超えると補正前よりもバイアスが大きくなっている。補正法 A と補正法 B を用いた場合は、全ての階級での頻度が改善した。

ここで紹介した補正方法で将来気候のデータの補正を行った。その結果、上位5%の降水量については、地域によっては府県の形が見えてしまい、不自然な分布図となった(図4.2.13)。これは、補正法 B が府県単位でデータを補正するためである。このため、強い雨のような上位降水量を用いる大雨日数の将来変化などは、府県単位の議論に留めるのが適切かもしれない。

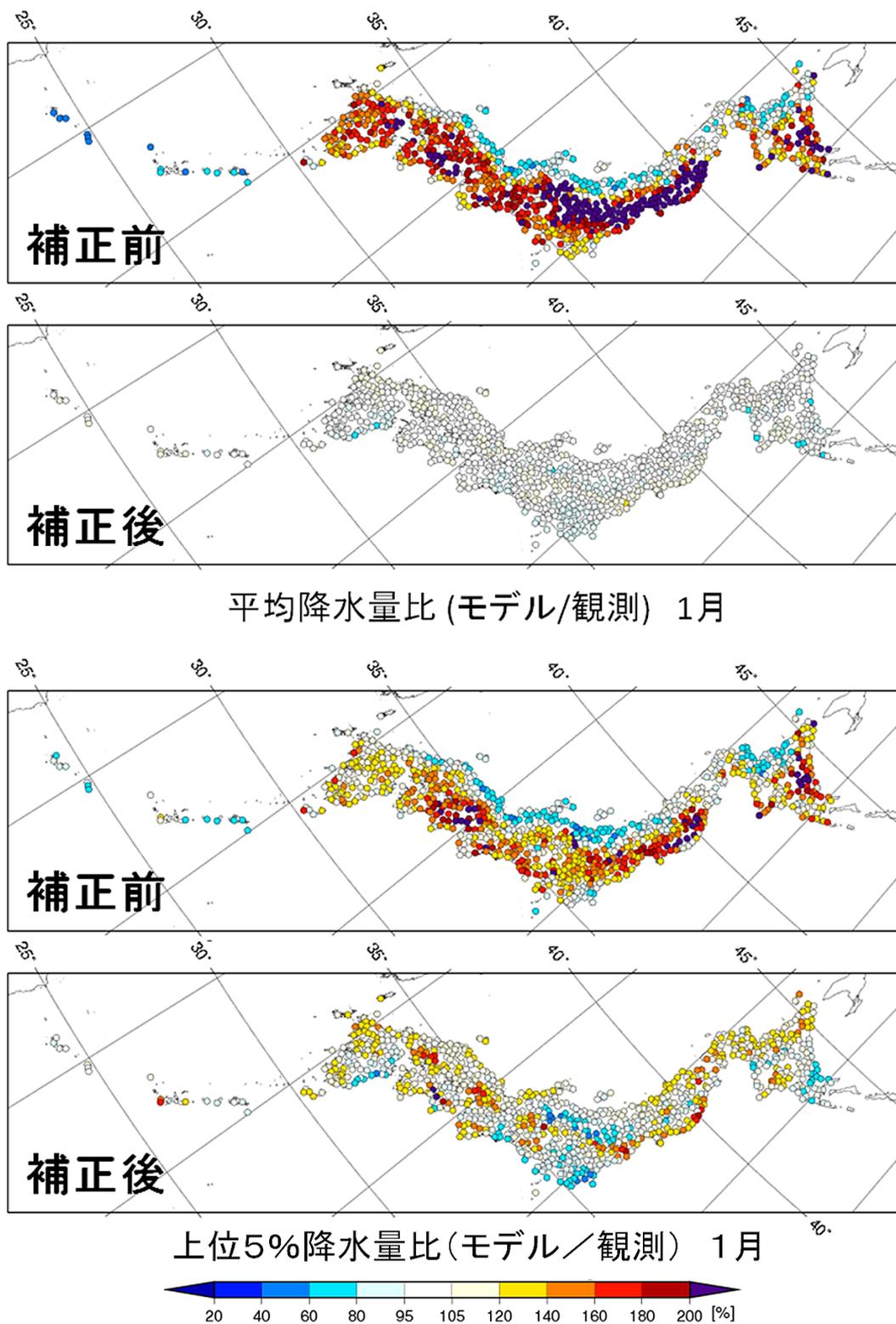


図4.2.8 アメダスとNHRCM05現在気候のバイアス補正前と補正後の降水量比。
上は平均降水量比、下は上位5%降水量比。

青: バイアス補正前 赤: バイアス補正後

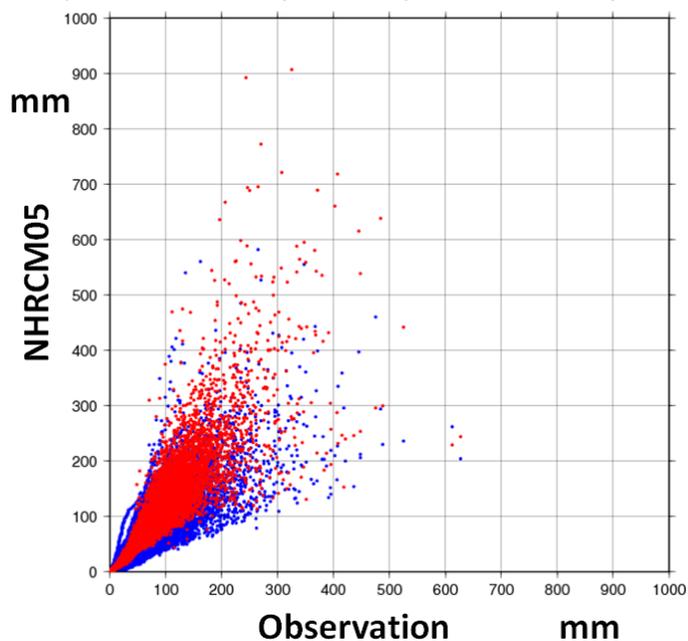


図4.2.9 アメダス観測点と、各観測点近傍のモデル格子点の7月平均降水量の散布図。青はバイアス補正前、赤は補正法 A を施した後の散布図。

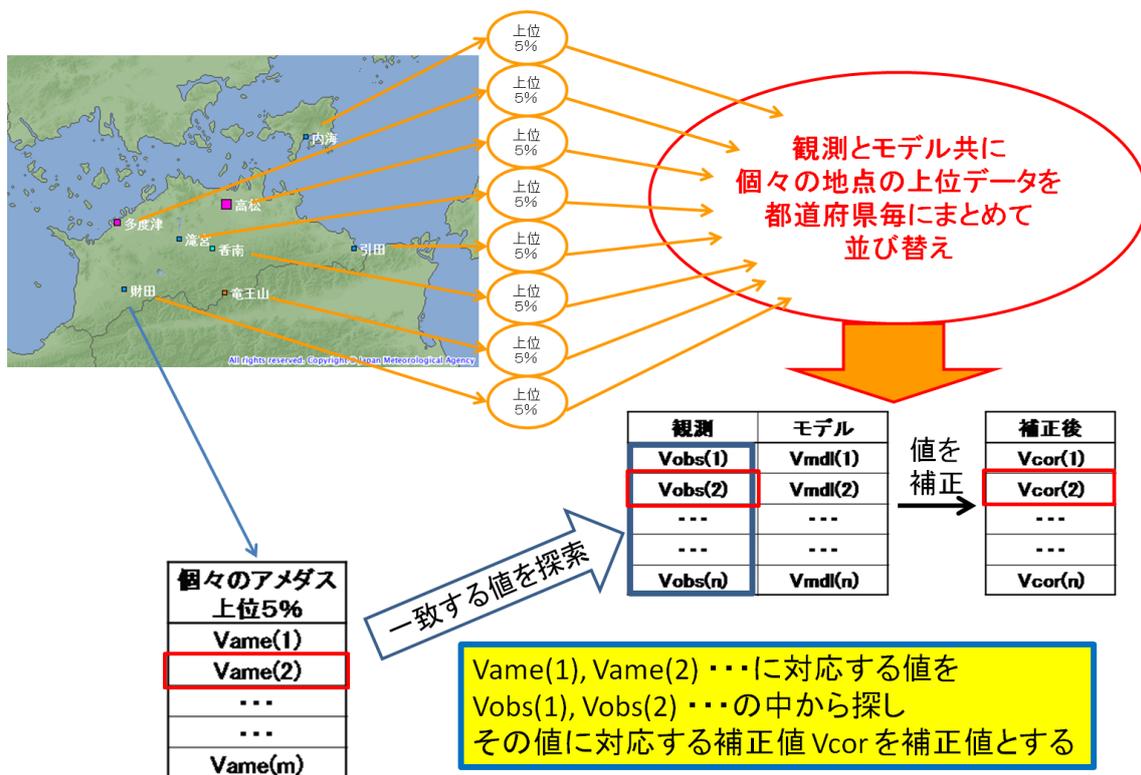


図4.2.10 上位5%降水量に対するバイアス補正（補正法 B）の概念図。

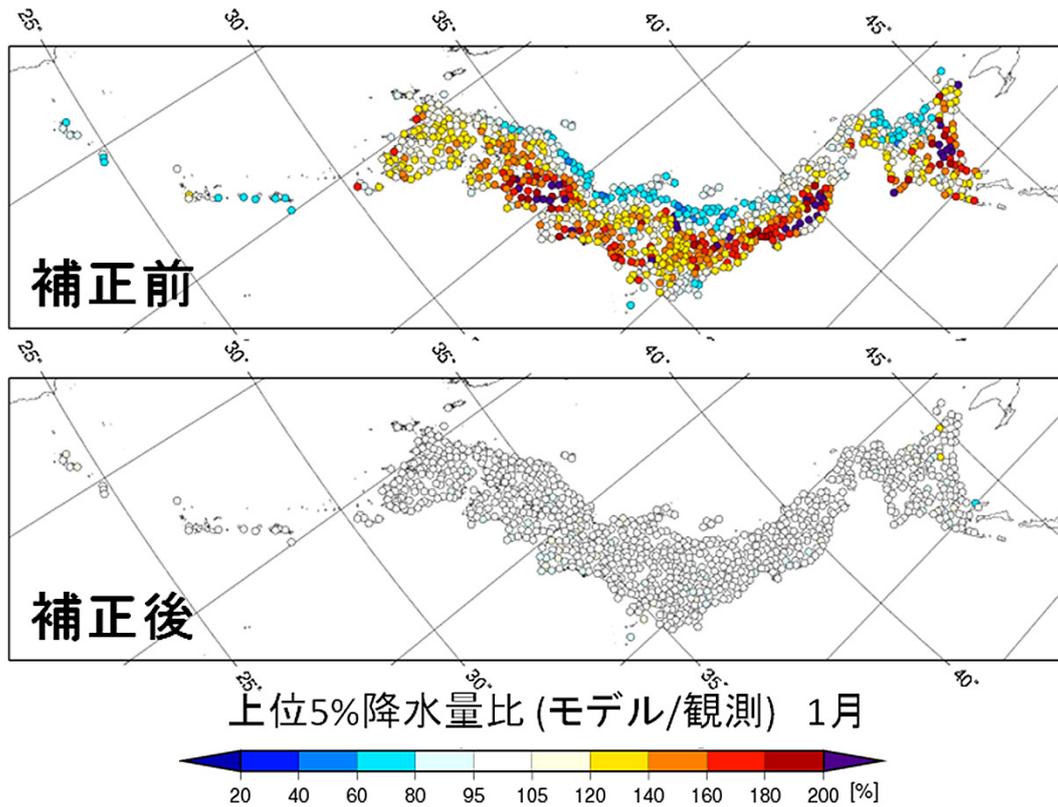


図4.2.11 1月降水量の上位5%降水量における、アメダス観測とNHRCM05現在気候の降水量比。上は補正前。下は補正法Bによる補正後。

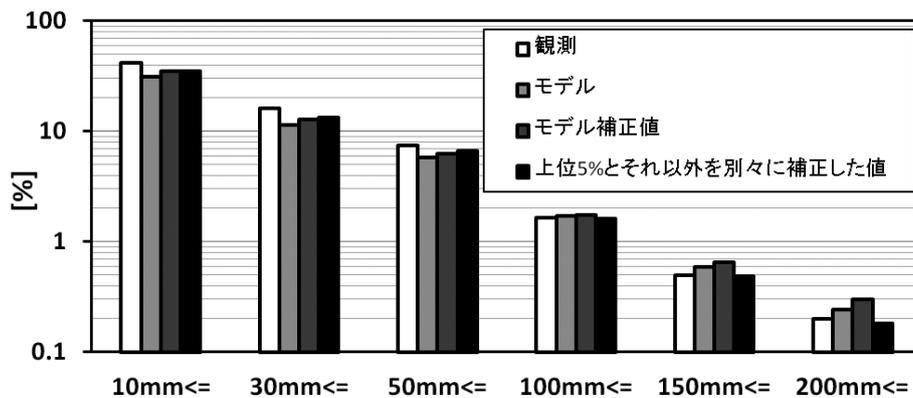


図4.2.12 日降水量の各階級に対する出現頻度。白はアメダス観測。薄い灰色はNHRCM05の補正前のデータ。濃い灰色はNHRCM05に補正法Aを施した後のデータ。黒はNHRCM05に補正法Aと補正法Bを施した後のデータ。

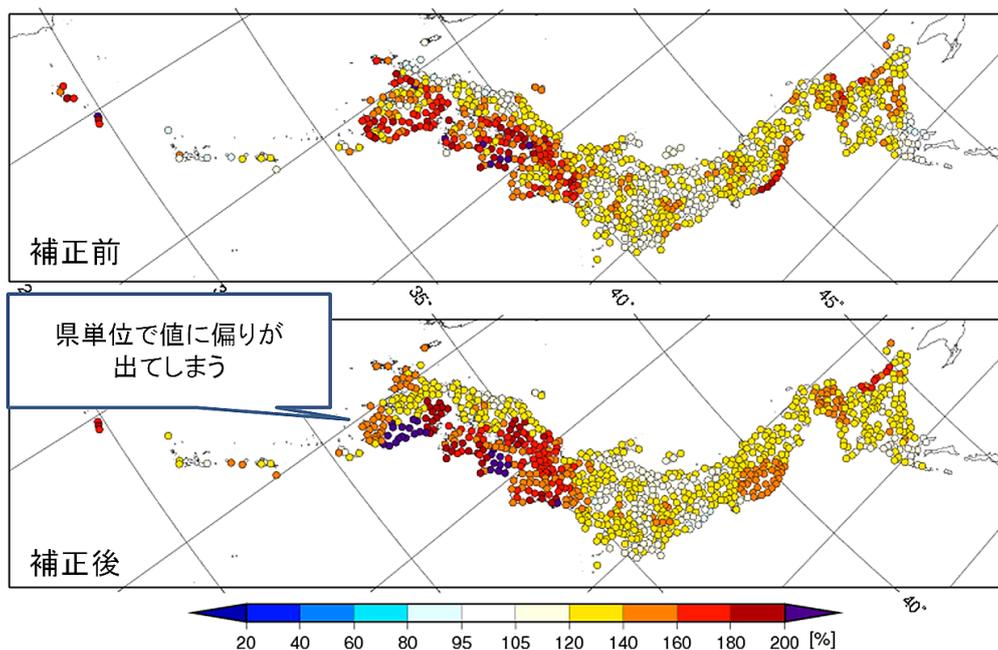


図4.2.13 上位5%降水量に対する、アメダス観測とNHRCM05将来気候の降水量。上は補正前。下は補正法Bを施した後。

4.3 風の将来変化

地球温暖化による気候変化に伴う日本域周辺の風の変化について、NHRCM05の将来気候の計算結果を用いて検討した。図4.3.1に、現在気候（1980～1999年：赤棒）と将来気候（2076～2095年：緑棒）、及び、気象庁のアメダス観測（灰色棒）による月平均風速を示した。NHRCM05の格子点は、第3章の現在気候の再現性を検討したものと同じ格子点を採用している。アメダス観測とNHRCM05の現在気候の値を比較すると、NHRCM05の方が最大で0.5m/s程度大きな値であるが、アメダス観測の標準偏差内に収まっている。また、季節変化が再現されていることが分かる。

NHRCM05における現在気候と将来気候の月平均風速を比較すると、将来気候における変化は非常に小さい。しかしながら、詳細に調べると夏季と冬季で風の振る舞いがそれぞれ異なる変化をすることが分かった。以下では、夏季（7月、8月、9月）と冬季（12月、1月、2月）における風速と風向の変化を詳細に見る。なお、本節では有意検定としてウェルチのt検定を用いた。

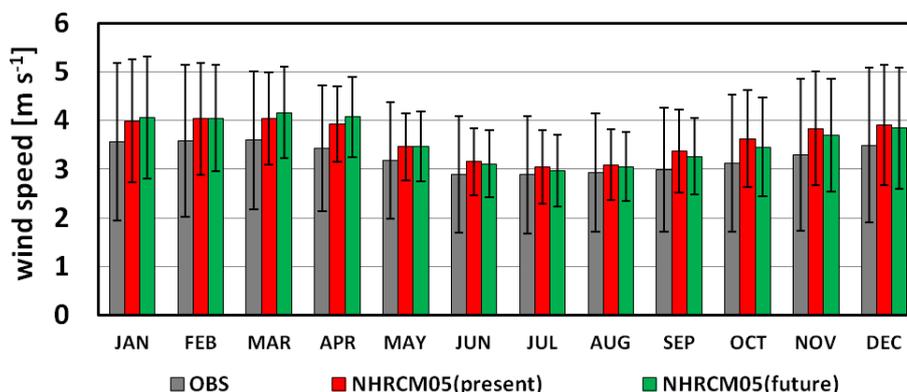


図4.3.1 月平均風速（棒グラフ）と標準偏差（エラーバー）。灰色はアメダス観測。赤はNHRCM05の現在気候。緑はNHRCM05の将来気候。

4.3.1 夏季

夏季における現在気候と将来気候の平均風速の差を図4.3.2aに示した。主な変化として、日本海及び北緯40度以北の太平洋で風速が増加していることが分かる。特に、北海道のオホーツク海でおよそ0.5m/s増加し、これは90%以上有意な変化であった。一方、南西諸島付近では、0.5m/s程度減少しているが有意な変化ではない。

夏季の日本付近における風向の変化は、北緯40度以南の広範囲で西寄りの風が増加し、90%以上有意な変化であることが分かった(図4.3.3a)。本研究においては、西寄りの風は南西～北西の風としている。この原因を調べるために、AGCM20で出力された夏季における現在気候と将来気候の海面気圧の差をみると(図4.3.4a)、将来気候では日本付近への太平洋高気圧の張り出しが弱まる一方で、フィリピン近海では気圧が上昇することが分かる。これらの気圧パターンの変化により、日本付近では南北で気圧傾度が大きくなり、西寄りの風が吹きやすくなると考えられる。

4.3.2 冬季

冬季における現在気候と将来気候の平均風速の差を図4.3.2bに示した。この図によると、北緯40度以北で風速が増大すると予想される。特に、北海道付近においては、0.5m/s以上増大する可能性がある。北海道付近で風速が強まる要因として、温暖化によってオホーツク海の海氷が減少することが挙げられる。図4.3.5は、現在気候と将来気候における北海道付近の地表面(海面)温度の分布である。図4.3.5から、現在気候では海氷に対応する0度未満の領域がオホーツク海に広がっていることが分かるが、将来気候では0度未満の領域がほとんど消滅している。海氷がオホーツク海を覆うと、海氷上に局地的な高気圧が形成され、この高気圧から

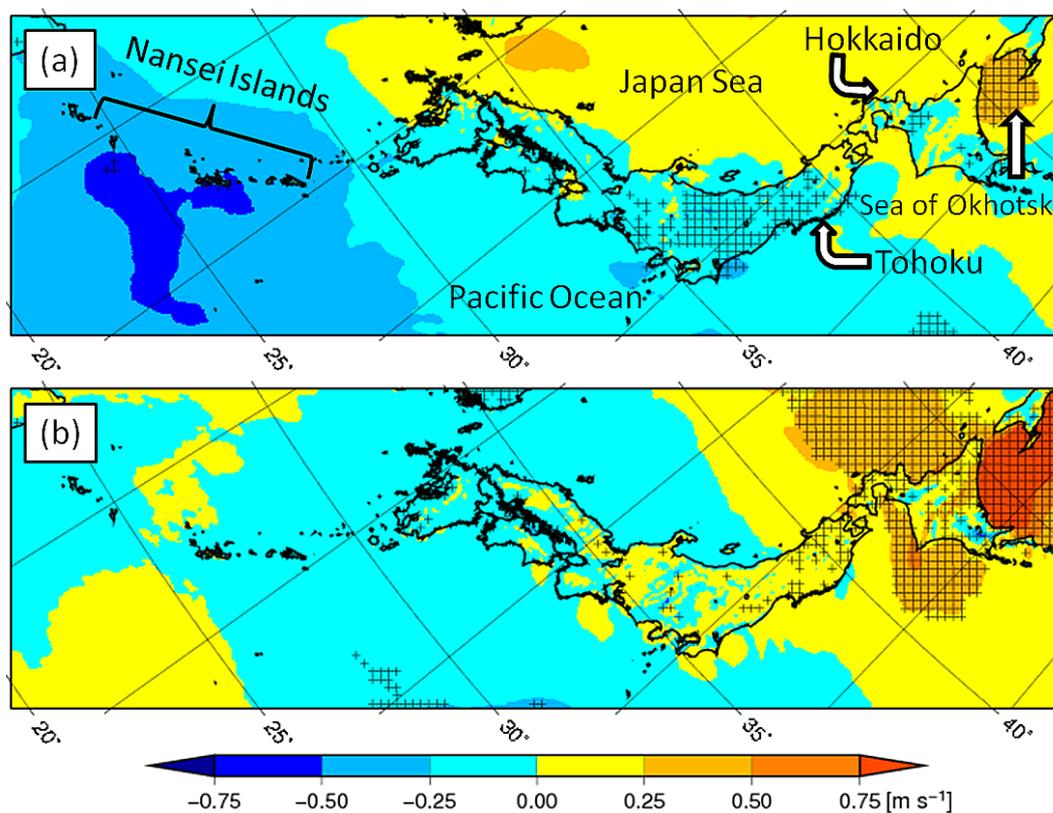


図4.3.2 NHRCM05の計算結果による、年平均風速の現在気候と将来気候の差。(a)は夏季、(b)は冬季。ハッチ部分は、95%で有意な変化を示している。Hanafusa *et al.* (2013) より出典。

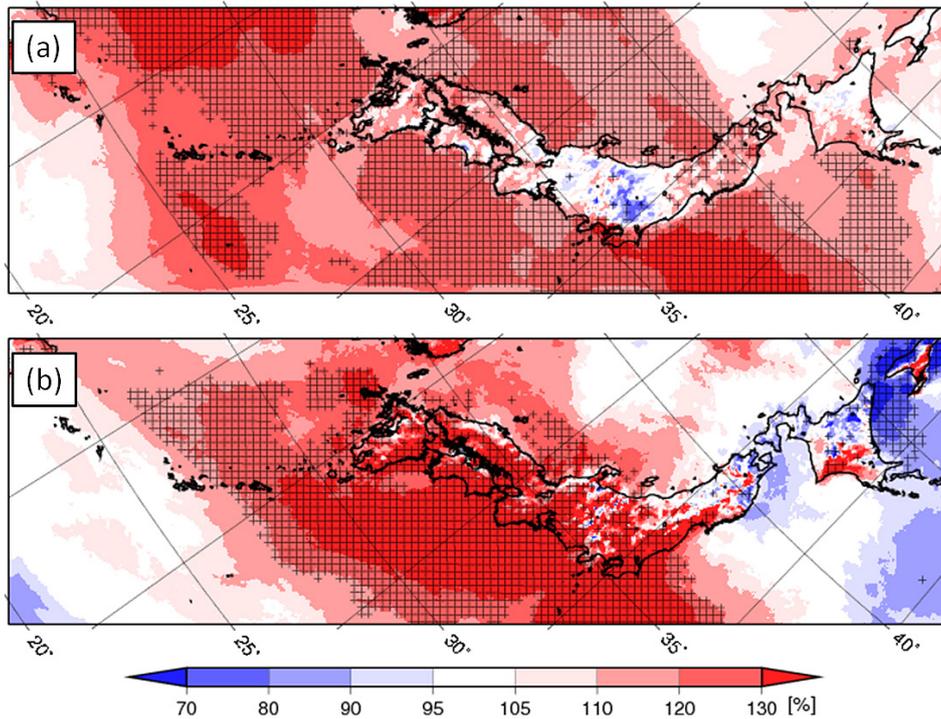


図4.3.3 NHRCM05の計算結果による、現在気候と将来気候に対する風向の変化率。(a)は夏季における西寄りの風の頻度の変化率。(b)は冬季における南東風の頻度の変化率。ハッチ部分は、95%で有意な変化を示している。Hanafusa *et al.* (2013) より出典。

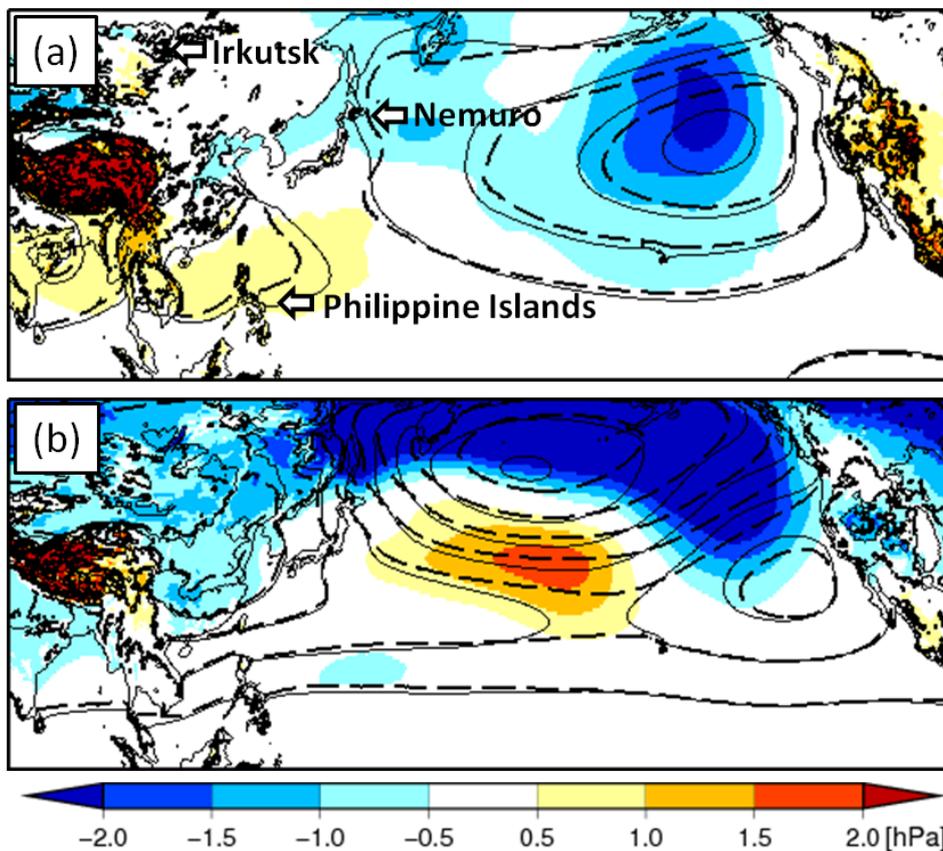


図4.3.4 AGCM20の計算結果による、現在気候と将来気候の海面高度気圧の差（色）。実線は現在気候の海面高度気圧。波線は将来気候の海面高度気圧。実線と波線は、4 hPa 毎に引いている。(a)は夏季、(b)は冬季。Hanafusa *et al.* (2013) より出典。

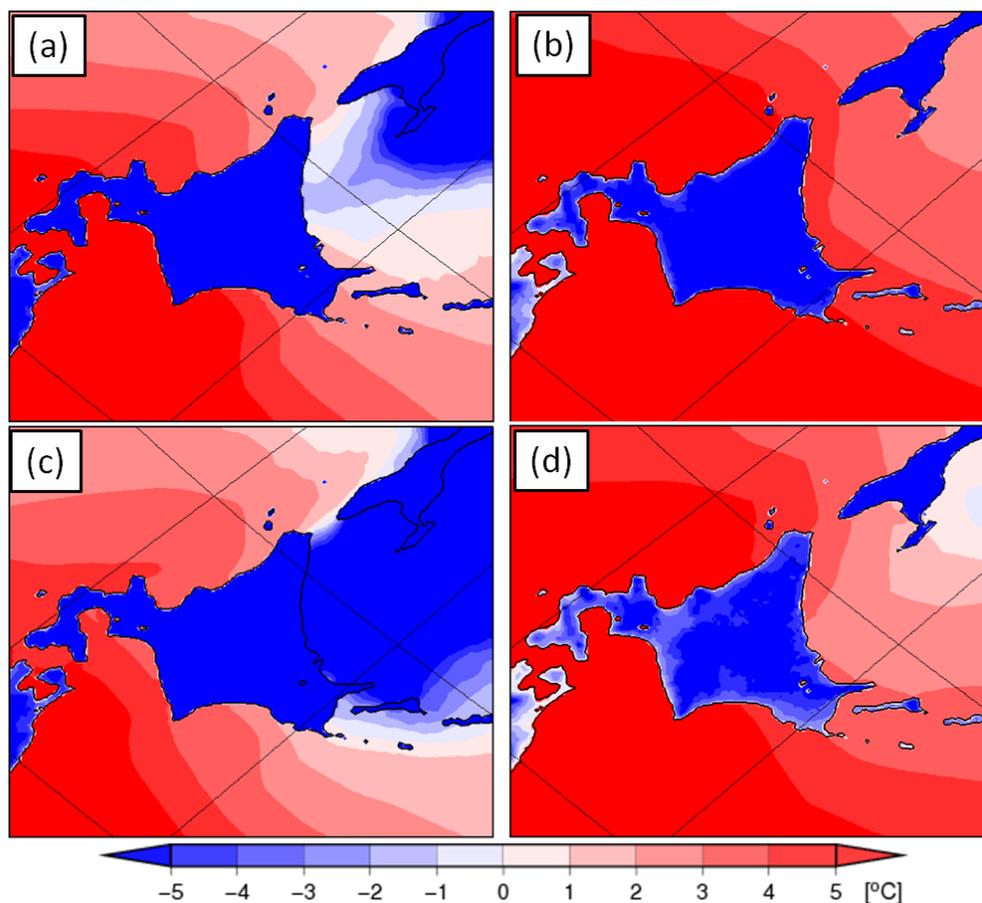


図4.3.5 NHRCM05の計算結果による地表面温度。(a)は現在気候の1月。(b)は将来気候の1月。(c)は現在気候の2月。(d)は将来気候の2月。Hanafusa *et al.* (2013) より出典。

北海道付近に東寄りの風が流入し、一般風である北西風を弱める効果をもたらす。将来気候においてオホーツク海の海氷が消滅すると、北西風を阻害する要素がなくなり、現在よりも北海道付近の風が強まると考えられる。また、海氷と海面の粗度の違いも、風速に影響を与える（大窪，萬納寺，1994）。さらに、図4.3.4b から、北緯45度以北において、将来気候で地上気圧が大きく減少していることが分かる。Mizuta *et al.* (2011) は、将来気候における冬季中緯度地域の温帯低気圧が強化する可能性を指摘している。このことも、北海道付近の風速の強化の一因であると考えられる。

次に、冬季の風向の変化について見ていく。図4.3.3b は、将来気候における冬季の南東風の頻度の変化を取ったものである。その結果、北緯25～40度の領域で、20～30%南東風が増加することが分かった。この要因を検証するために、Hanawa *et al.* (1988) が考案したモンスーンインデックスを、現在気候と将来気候において12～3月まで計算した。モンスーンインデックスは、根室とイルクーツクの海面気圧差で、日本付近の冬季の典型的な気圧配置の指標となる。その結果、12、1、3月は、現在気候と将来気候でほとんど差がなかったのに対して、2月は、現在気候に比べて将来気候では3 hPa 増加することが分かった（表4.3.1）。これは、2月の将来気候においては、現在気候よりも冬型の気圧配置となる頻度が小さいか、もしくは冬型の気圧配置となった際の気圧傾度が弱まること、つまり冬季モンスーンの弱化を示唆する。日本付近は、冬から春に季節が移行する際、日本の南岸を温帯低気圧が多く通過するため、冬に比べて南東風が吹きやすくなる。このことから、将来気候においては、現在気候よりも春の訪れが早まり、南東風の頻度が増加すると考えられる。

表4.3.1 AGCM20の計算結果による現在気候と将来気候のモンスーンインデックス。
Hanafusa *et al.* (2013) より出典。

| | present [hPa] | future [hPa] | confidence level [%] |
|----------|---------------|--------------|----------------------|
| December | 16.62 | 15.45 | 68.08 |
| January | 18.22 | 19.79 | 60.98 |
| February | 17.26 | 14.22 | 97.84 |
| March | 10.97 | 10.79 | 10.24 |

4.4 積雪の将来変化

図4.4.1はNHRCM05で計算された積雪深の将来変化量とその信頼確率である。これを見ると、積雪深は全国的に減少すると予測されている。4.2で述べた通り冬期間降水量は増加すると予測されていることから、この積雪の減少は温暖化による気温の上昇が原因と考えられる。しかし、北海道や本州の山岳部では、減少の割合が平野部や南部に比べ少なくなっている。これは、それらの領域では将来気温が上昇しても、冬季には融点よりまだ低いためと考えられる。信頼確率を見るとほとんどの地点で99%以上有意に積雪深が減ることが予測されているが、北海道の中心付近ではごく小さな領域であるが有意に積雪が増えているところがある。これは、将来冬期間降水量が増えるが、気温は上昇してもかなり低いため降水のほとんどが雨ではなく、雪で降るためであると考えられる。

3.4で述べた通り、NHRCM05の積雪再現性は全般的にはAGCM20より高いものの、北日本の日本海側では過小評価となっている。そこで、より正確な将来予測を行うためにはバイアス補正を行う必要がある。積雪深は

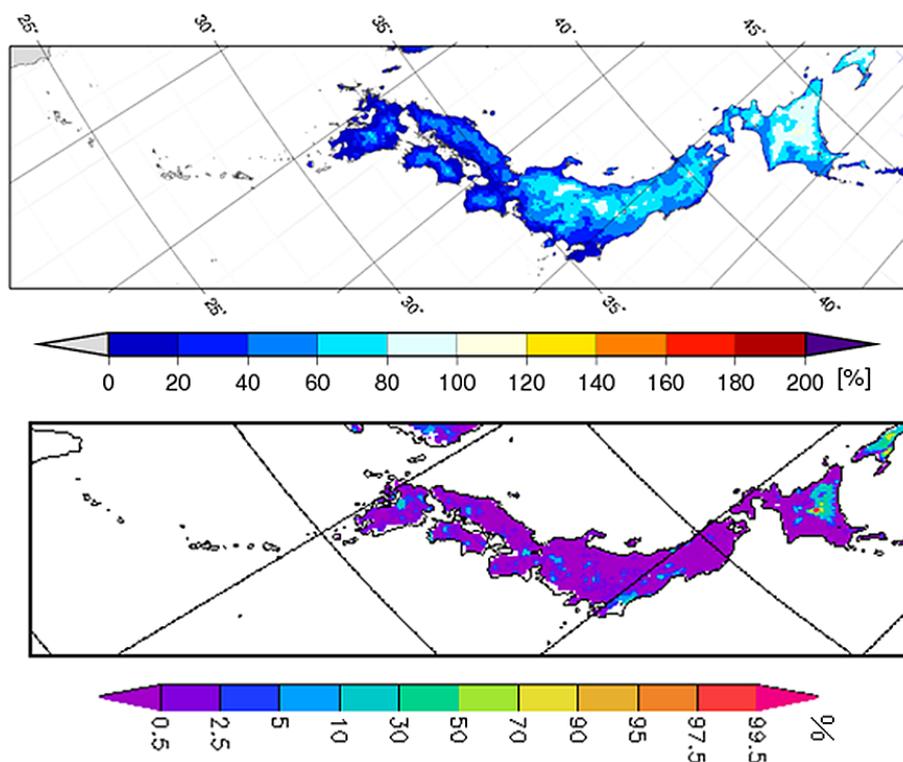


図4.4.1 2月の積雪の将来変化量(上)とその信頼確率(下)。信頼確率の数字は、片側検定で増加を示す確率を表す。50%より数字が大きくなるにしたがって積雪量の増加の確率が高く、小さくなるにつれて減少する確率が高くなる。例えば、99.5%以上の領域は片側検定では有意水準99.5%で積雪量が増加、0.5%以下の領域は有意水準99.5%で積雪量が減少することを意味し、それぞれの領域は両側検定では有意水準99.0%で変化があることを意味する。

雪が降り始めた時から、降り積もったり溶けたりあるいは圧縮されたりの過程が繰り返されて決められる。つまり、ある日の積雪深はそれ以前の積雪深に依存している。そのため、20年の積分では1つの観測点において、20個の互いに依存しないデータしか得ることができない。もしCDF マッピングによるバイアス補正を行うとすれば、20個のデータでは不十分である。そこで、Hoskin & Wallis (1997、以降 HW1997として参照する) による地域頻度解析の手法を用いバイアス補正を行うこととする。

図4.4.1で示されている通り、特に北海道の日本海側において積雪の過小評価が顕著であるため、北海道を例にバイアス補正の方法を示す。北海道は図4.4.2bの実線で区切られているように、14の支庁からなっている。まず仮に、それぞれの支庁を基に北海道を類似する気候分布に分けることとする。支庁にはそれぞれ数点のアメダスによる積雪の観測点がある。HW1997によると、それぞれの領域で不一致点を見つけ出すには、5, 6 点の観測点では微妙で、7 点以上あると十分に不一致点を見つけ出すことができる。そこで、観測点が7 点に満たない領域では近傍の2つの支庁を合わせて一つの領域とする。例えば、石狩・留萌支庁ではそれぞれ6 点の観測点しかないが、これらの支庁は北海道の西部に隣接しているため、積雪深の気候学的特徴が類似している可能性があるため、これらの支庁を合わせて一つの領域と考える。

次に、この領域が気候学的に一樣かどうかを判断するのに、HW1997によって提案された非一樣性指数 H を用いる。これは、L-moments である t : L-CV, t_3 : L-skewness, t_4 : L-kurtosis のそれぞれが、領域内で類似しているかどうかを調べるものである。 H が1以下の時はその領域の気候学的特性は一樣で1~2の場合は非一樣の可能性があり、2以上の場合は非一樣であると判断するものである。石狩・留萌地方で H を計算する。 t , t_3 , t_4 のそれぞれの非一樣指数を、それぞれ $H(1)$, $H(2)$, $H(3)$ と記述すると、アメダス観測においては $H(1)$, $H(2)$, $H(3)$ はそれぞれ -0.26, -0.12, -0.54 と一樣性を示しているが、NHRCM において計算された非一樣性は、 $H(2)$ と $H(3)$ は -0.78, -0.60 と一樣性を示したが、 $H(1)$ は 6.19 と非一樣となった。また、その他の領域においても非一樣性を示したのは、 $H(1)$ で、 $H(2)$ と $H(3)$ はいずれの領域でも一樣性を示した。これは、積雪は降り始めからの長時間にわたる影響の積み重ねによるもので、その頻度分布が正規分布に近い形をしているためと考えられる。そこで、積雪に関する領域分けを考える時、L-CV の分布についてのみ着目して行えば良いことにな

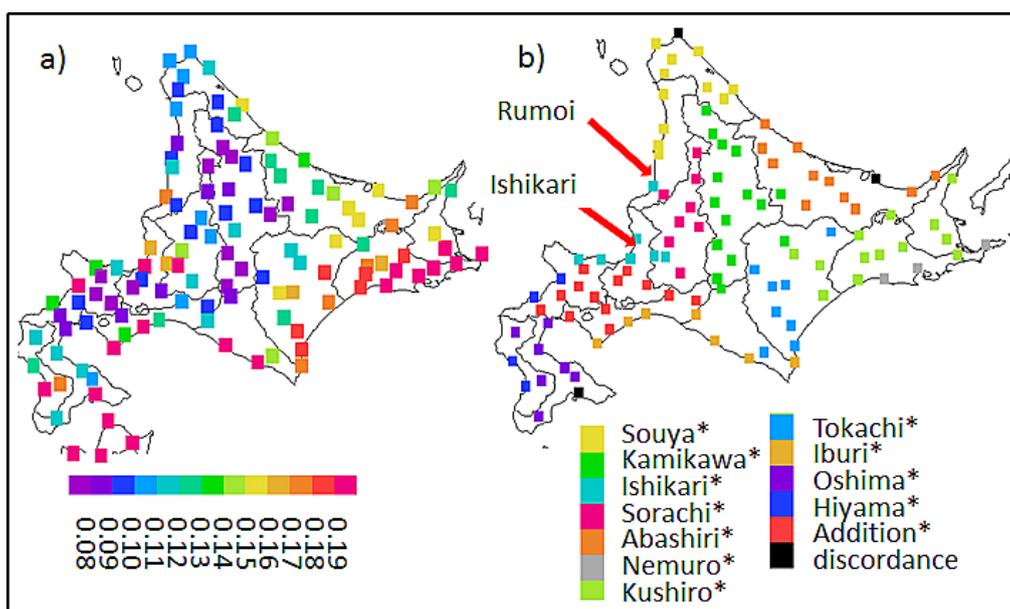


図4.4.2 a) NHRCM05によるL-CVの分布。b) 積雪の一樣性を考慮した領域区分。同じ色は気候学的に一樣な積雪分布と考えられる。実線による領域分けは支庁の境界を表す。

る。図4.4.2aは、北海道におけるL-CVの分布である。L-CVは北海道の西側より、東側で大きくなっている。日本付近では冬季冬型の気圧配置が持続しやすく、西側では定常的に雪が降っているが、東側ではほとんど雪が降ることはないが、時々太平洋側を通過する低気圧によって降雪がもたらされる。そのため、平均的な降雪量が少ない割に年による積雪量の差が大きいため、L-CVは大きくなるものと考えられる。一度仮に領域分けされたそれぞれのグループから、L-CVの値が平均から大きく外れているものを取り除き近隣のグループに加えたり、新しいグループを作ったりなどを繰り返し一様性が保たれるように領域分けを行う。周りのどの領域からもL-CVの値がかけ離れた点は、不一致点として取り除く。このようにして、図4.4.2bに色分けで示された気候的に一様な領域に北海道を分ける。

例として図4.4.2bにおいて水色で示された石狩支庁を中心とする領域について考え、以降この領域をIshikari*と呼ぶことにする。この領域では、アメダス観測では、 $H(1)$ 、 $H(2)$ 、 $H(3)$ はそれぞれ-1.34、0.42、0.58、NHRCMでは0.70、-0.90、0.94と一様であることが確認された。次に、この領域を1：一般化ロジスティック関数、2：一般化極値関数、3：一般化標準関数、4：ピアソンタイプⅢ、5：一般化パレート関数のいずれかにあてはめる。ここではそれぞれの関数に適用した場合の尖度と尖度の領域平均のずれ Z^{DIST} を関数適用基準の判断として用いる。この5つの関数中で Z^{DIST} の絶対値が最も小さい関数で、 $|Z^{DIST}| \leq 1.64$ の時、その関数は分布に最も適合していると考えられる。Ishikari*におけるアメダスおよびNHRCMは、それぞれのピアソンタイプⅢ、一般化極値関数が最も適合しており、 Z^{DIST} はそれぞれ0.36、0.24と、その適合性にも問題がない。図4.4.3は、Ishikari*におけるNHRCMとアメダス観測による積雪のCDFの分布である。各点はこの領域における毎年の2月の積雪量を表しており、点の数が多いため曲線のように見えるが、ガタガタしている曲線に見えるのは、点の集まりである。これを見ると、アメダスの分布は非常に良く近似されていることが分かる。NHRCMの分布についても確率の特に低い所と高い所でややずれが生じているが、概ね関数が適合していると言える。これらの関数の差をバイアスと考え、この方法を以後CDFMと呼ぶことにする。

似通った気候で領域分けをすることができたら、4.1で述べたPiani (2010) によるバイアス補正の方法（ここでは、PBCと呼ぶ）を使う事も考えられる。そこで両者の方法を比較してみる。図4.4.4はIshikari*におけるそれぞれのバイアス補正の方法による積雪量の変化を示したものである。NHRCMの積雪量は、補正を行う

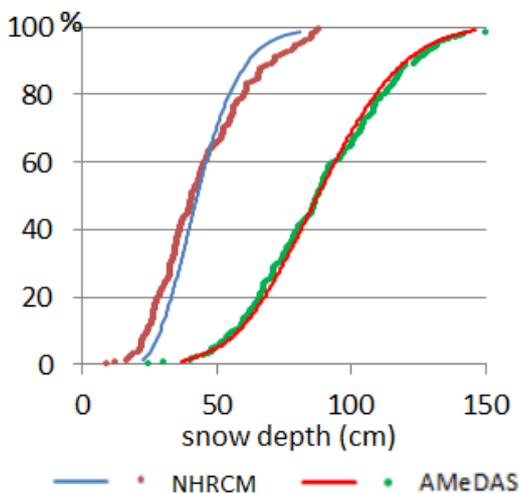


図4.4.3 Ishikari*における積雪のCDF。実線は分布関数（アメダスはピアソンタイプⅢ、NHRCM5は一般化極値分布）、点は各年の2月の積雪を表す。

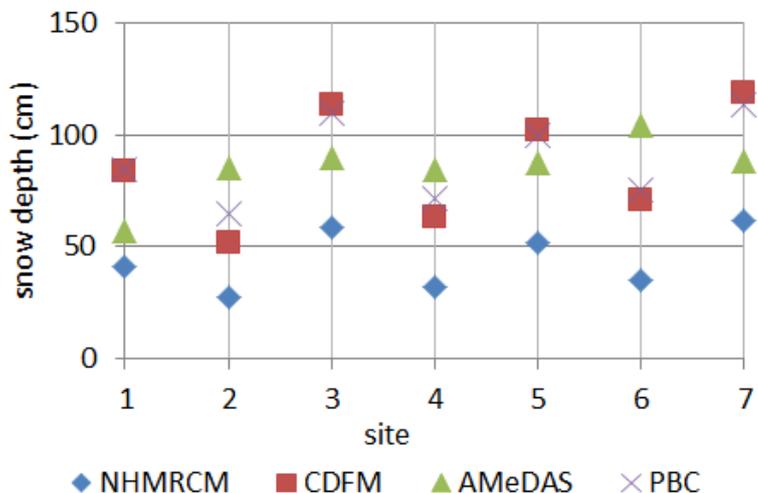


図4.4.4 Ishikari*における各観測点におけるバイアス補正による積雪量の変化。1) 留萌、2) 厚田、3) 新篠津、4) 石狩、5) 岩見沢、6) 余市、7) 小樽。

前は全ての観測点において過小評価であったが、いずれの補正方法を用いても積雪量は増加しており、ほとんどの観測点で両者の補正後の値は大差ないことが分かる。また、バイアスと RMSE のスコアを比べてみると、補正前にはそれぞれ -41.4、45.1であったものが、CDFM では1.0、27.1、PBC では3.1、22.2と大幅に改善されており、バイアスではCDFM、RMSE ではPBC がわずかに勝っているようであるが、これだけではどちらの方法が良いか判断するのは難しい。そこで、北海道内のその他の領域についてもバイアスと RMSE を比べてみる (図4.4.5)。バイアスを見ると、ほとんどの領域で両者の方法で大幅に改善されていることが分かる。特に北海道西部における過小評価は大幅に改善されている。しかし、RMSE を見るとPBC ではほとんどの領域でスコアがかなり良くなっているのに対し、CDFM では必ずしも良くなっておらず、Kamikawa* ではスコアが大幅に悪くなっている。この領域でももちろん非一様性の基準 H は1よりも小さく、 Z^{DIST} もアメダス0.75、NHRCM -0.24と関数は分布に適合している。しかし、CDFの分布を見ると (図4.4.6) 分布関数と実際の値の間にずれが見られる。ただ、バイアスを計算した場合90%以上の確率の所での過小評価と、30%以下の過大評価が打ち消しあってスコアが悪くない。以上の事から、バイアス、RMSE の両方で改善がみられるPBC を用いることとする。

図4.4.7は、バイアス補正を行う前とバイアス補正を行った後の積雪のアメダス観測との比である。バイアス補正を行う前は、日本海側で過小評価が大きく、所によってはアメダス観測の半分以下の所もあった。PBC

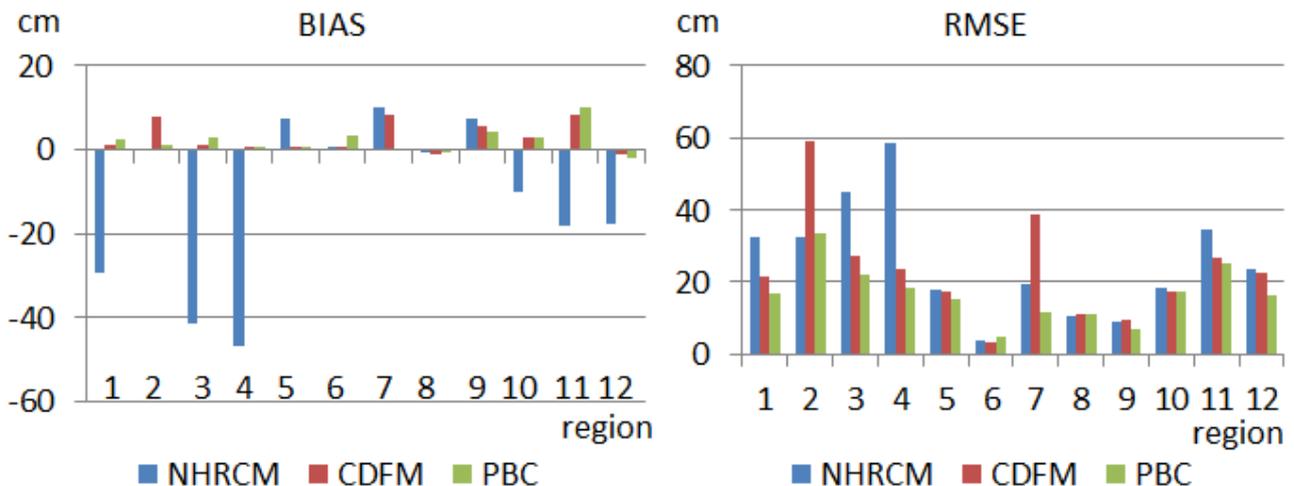


図4.4.5 各領域におけるバイアスと RMSE。X 軸の下の数字は 1, Souya*; 2, Kamikawa*; 3, Ishikari*; 4, Sorachi*; 5, Abashiri*; 6, Nemuro*; 7, Kushiro*; 8, Tokachi*; 9, Iburi*; 10, Oshima*; 11, Hiyama*; 12, Addition* を表す。

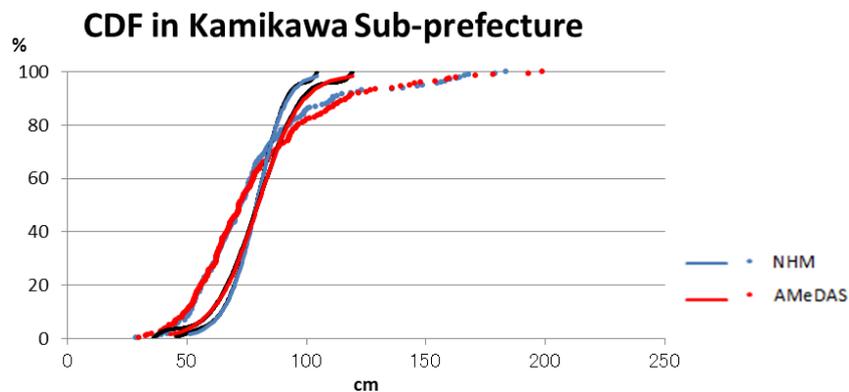


図4.4.6 Kamikawa* における NHRCM05 (青) とアメダス (赤) の2月の積雪のCDF。実線は近似分布関数。点は各年における値をプロットしたもの。

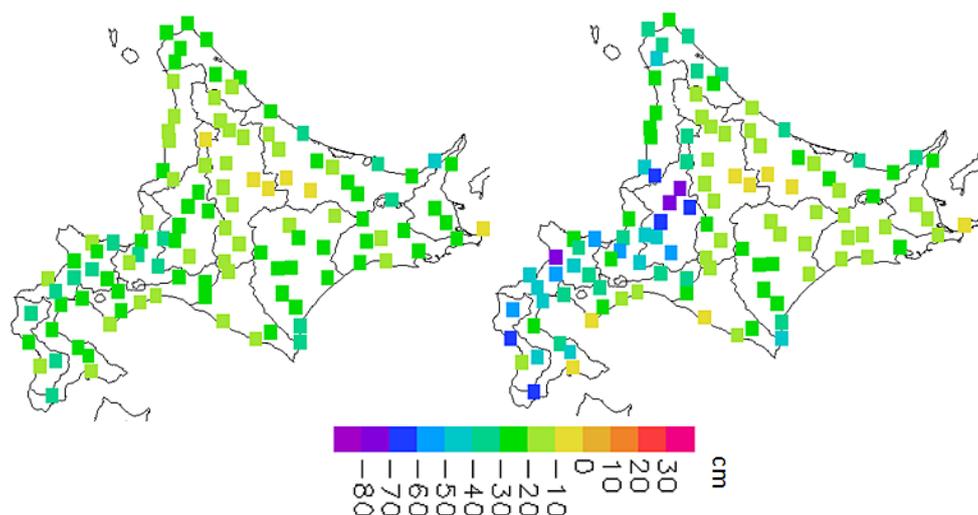


図4.4.7 バイアス補正を行わない場合（左）とバイアス補正後（右）の将来積雪量変化量。

を行うと、この過小評価の部分が大幅に改善されている。積雪量の将来変化予測を見ると、バイアス補正を行わなかった場合、北海道の中心部を除くほぼ全域で同じように10～40cmの減少と予測されているが、バイアス補正を行った場合、空知支庁の豪雪地域では将来70cm以上積雪量が減る所があると予測された。このように、バイアス補正を行う事によって将来変化量の予測値も変わるので、バイアス補正がいかに重要であるかが分かる。

参考文献

- Hanafusa, M., H. Sasaki, A. Murata, and K. Kurihara, 2013: Projection of Changes in Future Surface Wind around Japan Using a Non-hydrostatic Regional Climate Model. *SOLA*, **9**, 23-26, doi:10.1251/sola.2013-006.
- Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaki, T. Suga, and Y. Toba, 1988: Surface thermal conditions in the western north Pacific during the ENSO Events. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 445-456.
- Hosking, J. R. M., and J. R. Wallis, 1997: Regional Frequency Analysis: An Approach based on L-moments. Cambridge University Press, Cambridge, 224 pp.
- Mizuta, R., M. Matsueda, H. Endo, and S. Yukimoto, 2011: Future change in extratropical cyclones associated with change in the upper troposphere. *J. Climate*, **24**, 6456-6470, doi:10.1175/2011JCLI3969.1.
- Murata, A., H. Sasaki, M. Hanafusa, and K. Kurihara, 2014: Mechanism of early-summer low-temperature extremes in Japan projected by a nonhydrostatic regional climate model. *Weather and Climate Extremes*, **4**, 62-74, doi:10.1016/j.wace.2014.04.007.
- Piani, C., G. P. Weedon, M. Best, S. M. Gomes, P. Viterbo, S. Hagemann, and J. O. Haerter, 2010: Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models. *J. Hydrol.*, **395**, 199-215, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.10.024.
- Themeßl, M. J., A. Gobiet, and G. Heinrich, 2012: Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal. *Climatic Change*, **112**, 449-468, doi:10.1007/s10584-011-0224-4.
- 大窪浩, 萬納寺信崇, 1994: 開票が気象庁日本域モデルの地上風予報に及ぼす影響について. *天気*, **41**, 847-851.

第5章 局地風の将来予測の可能性

日本には、だし風・おろし風などと呼ばれる地形によって強化される局地風が数多く存在する。局地風は電車の脱線や船の転覆などの事故を起こすこともあるので、これらが発生する可能性がある時は注意が必要である。これまでの局地風を取り扱った数値実験は、一般風によるものやケーススタディーが主であった。最近では地球温暖化に対する関心が高まり、これらの局地風が地球温暖化によってどのように変化するかという事が多くの人の関心を集めている。そこで、ここでは地球温暖化予測情報第8巻のデータで、地域特有の気象が現在気候で再現されているのか、また将来温暖化によってどのように変化するのかを調べた。

5.1 六甲おろしの将来変化予測の可能性

六甲おろしは、兵庫県神戸市の北に東西に広がる六甲山から吹き降ろしてくる冷たい北風の事である。ここでは、まずその六甲おろしが、現在気候でどの程度再現されているかについて述べ、次にその将来予測可能性について、温暖化予測情報第8巻のデータを使って検討してみる。

検証には1979年から2008年までの30年間の特別値のアメダス観測データを使っている。この中から欠測と風速が0.5m/s未満を除く248,678時間のデータを使う。

データの比較には、それぞれ神戸及び三田にあるアメダス観測所から最も近い陸上の格子点値を用いた。NHRCM05における風速は地上から10mの高度におけるもので、アメダス観測における高度とは異なる。

まず、現在気候再現実験（1980-2000年）において六甲おろしがどの程度再現されているかを調べてみる。六甲おろしの定義であるが、ここでは神戸において特別値で風速8.5m/s以上風向が北北西～北北東の時をおろしが起きていると定義した。アメダスでは0.39%、NHRCM05の現在気候では0.92%の確率でおろしが起きている。

アメダスでは六甲おろしが吹く日は、96%の確率で神戸の風速の方が三田より大きくなっており、その差の平均は5.3m/sである。これに対しNHRCM05では、その確率は74%で風速差は1.6m/sと小さくなっている。これは、六甲山の山頂は実際931mあるのには対し、モデル地形では403mと半分以下の高度になっており、5kmの格子では十分におろしを表現しきれていないことが最大の原因であると考えられる。

六甲おろしの例として2000年2月11日21UTC（モデル時間）に起きたおろしについて述べる。当日鉛直断面で等温緯線を見ると（図5.1.1）、山を越えた所で高温位の部分が下方に垂れ下がっていることがわかる。また、山を越えて地表へ向かう流れがその風下で再び上昇しており、ハイドロリックジャンプが見られる。NHRCM05でおろしが起きている時にはほとんどの場合この現象が見られ、神戸におけるおろしによる風速の強化はアメダス観測よりは弱いものの、NHRCM05でおろしを再現すること可能であることが示された。

季節別の六甲おろしの発生頻度を見ると（図5.1.2）、観測、モデル共に夏にはほとんど発生していないが、その他の季節で発生しており、特に春と秋の発生頻度が高い。NHRCM05が季節変化をよく再現していることがわかる。神戸における冬季の風向の最大頻度は、西寄りの風で特に風速8.5m/s以上の時は77%が西南西から西北西の風向となっており、北寄りの頻度は多くない。いずれの季節にも共通して言えることは、おろしが発生するのは低気圧が日本を通過し神戸が低気圧の後面になった時である。そのため低気圧が日本付近を通過する頻度の高い春と秋におろしの発生頻度が高くなる。

また、21世紀末（2075-2099）には年間のおろしの発生頻度は減少するが、その大きな原因は春と秋のおろしの発生頻度が減少することであり、冬季の発生頻度はほとんど変わらないことがわかる。特におろしの減少している4月と9月について、現在と将来の低気圧の存在頻度の差を図5.1.3に載せる。これを見ると、関東

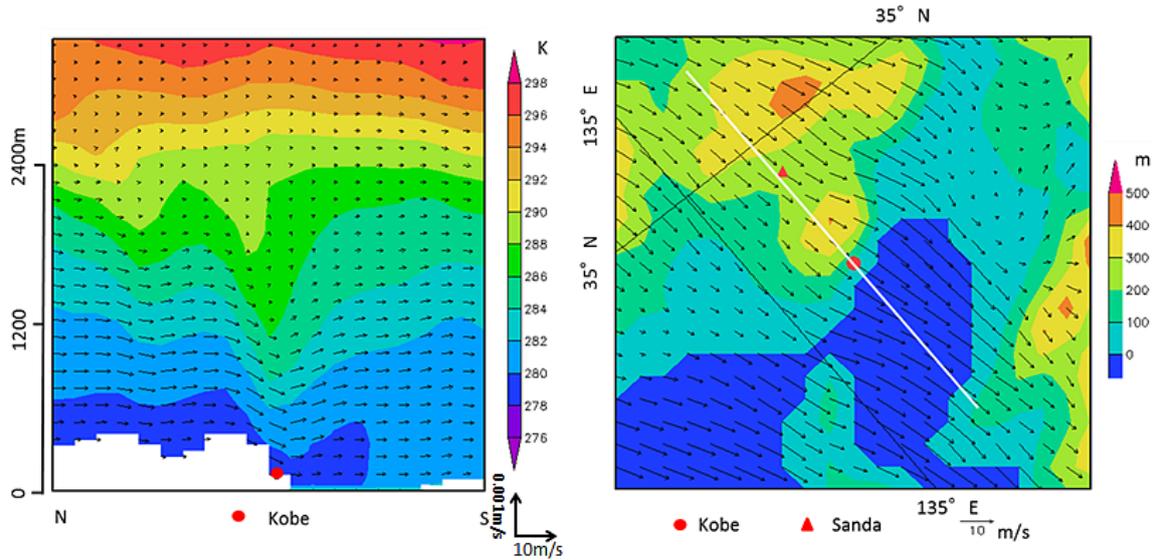


図5.1.1 おろしが起きた2000年2月11日21UTC（モデル時間）における右の図の白線上における温位と風の鉛直断面図（左）。神戸付近の地上風の分布（右）。コンターはモデル高度。

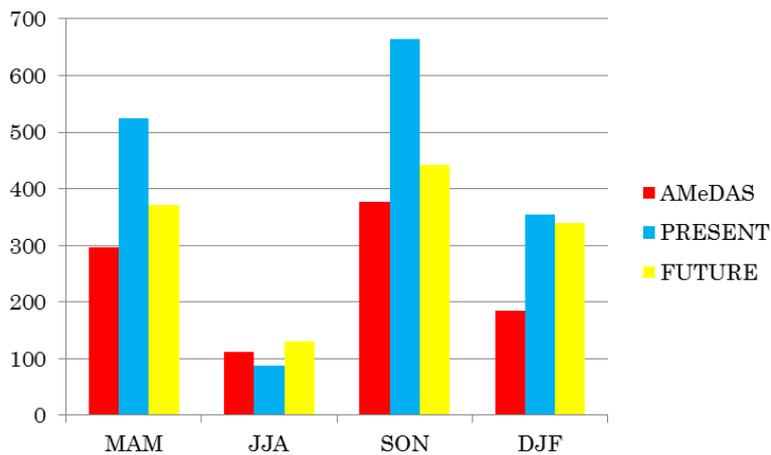


図5.1.2 アメダスとNHRCM05の現在、将来における六甲おろしの発生頻度。

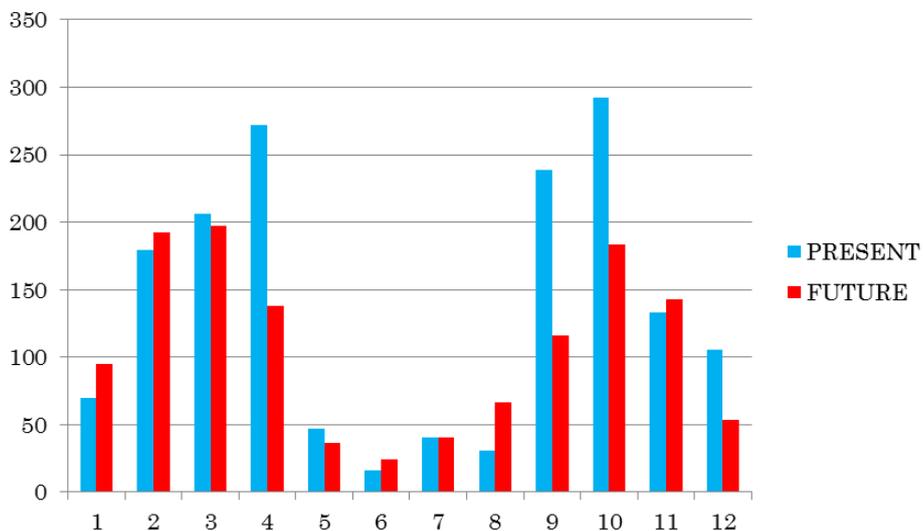


図5.1.3 NHRCM05における各月ごとの六甲おろしの発生頻度。

沖と三陸沖の太平洋上で低気圧の存在頻度が減少している。このため将来の六甲おろしの頻度が減少したものと考えられる。

現在気候において六甲おろしの再現性はその頻度、強度共によく再現しているとは言い難い。しかし、鉛直構造から見ると、山越え気流の特徴を再現していることや、発生時に低気圧が神戸より東側に位置していることなどから、定量的なおろしの将来変化予測は現段階では難しいが、定性的には将来おろしは減るであろうという事は推測される。

5.2 やまじ風の再現性と将来変化

やまじ風は、四国の法皇山脈から瀬戸内沿岸地域にかけて吹き降ろす強風である。この風は日本の三大悪風に数えられ、時に40m/s 近くの強風が吹くこともあり、瀬戸内沿岸地域にとって防災上非常に重要な風となっている。

高見（1991）は、三島アメダスのデータを用いてやまじ風を以下の3つの条件で調査している。

- 平均風速 5 m/s 以上
- 風向が南東～南西
- フェーン現象による昇温

1980年から2000年の20年間のアメダスデータの1時間値から、この条件を用いて事例を抽出したところ、やまじ風の発生回数は年平均10.3回であった。

次に、水平解像度 5 km の地域気候モデル（NHRCM05）で、やまじ風がどのように再現されているかを調査した。NHRCM05でやまじ風を再現していると思われる時刻における四国の南北断面をみると、山の風下側でハイドロリックジャンプや温位の落ち込みが見られ、上空にはよどみ層が見られていた（図5.2.1）。また、同時刻に四国の南側の上空に、鉛直シアーが再現されていた（図5.2.2）。このような状況は、実際にやまじ風が吹くときに現れるものであり、NHRCM05でやまじ風が発生するような環境場を再現できていることが確認された。

NHRCM05によるやまじ風発生時の環境場の再現が確認できたので、やまじ風の発生回数について調査した。アメダスでの事例数の捕捉と同じ条件を用いて事例数を調べたところ、20年間の平均で50.4回となった。アメダスから求めた事例数と比べ約5倍であり、NHRCM05ではかなり多い結果だった。

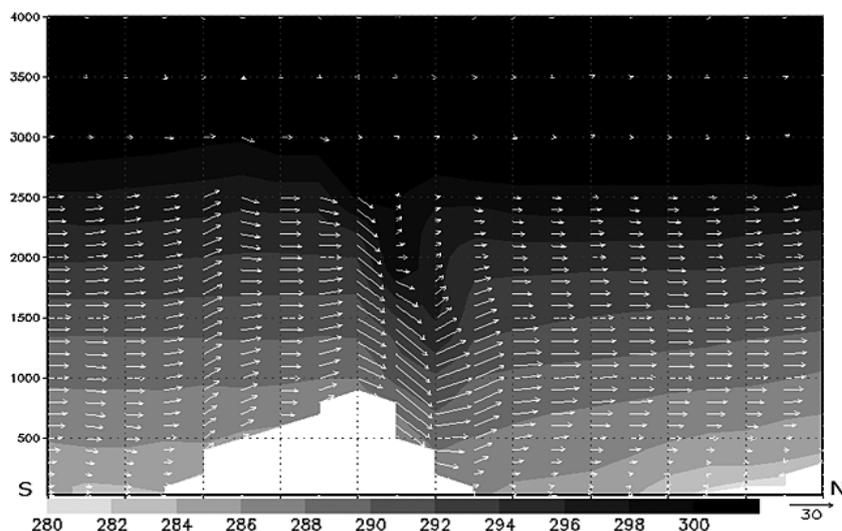


図5.2.1 温位（シェード）と南北・鉛直風（ベクトル）。白色は地形。

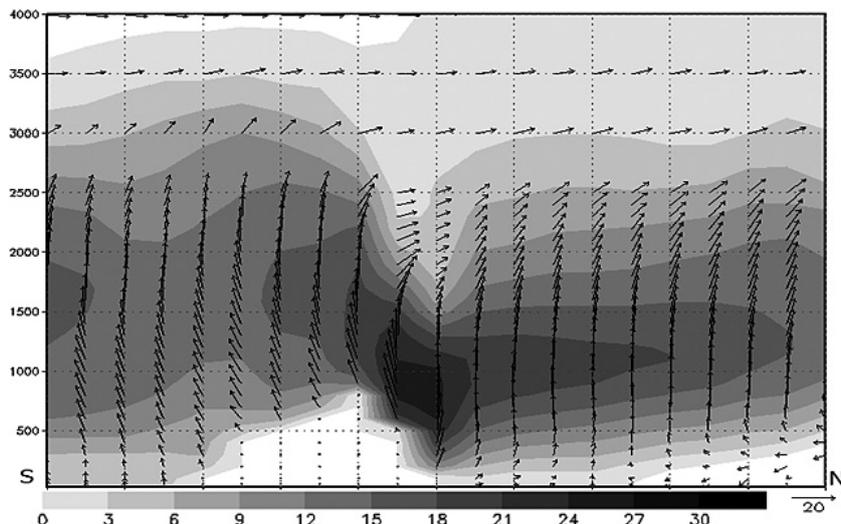


図5.2.2 南風成分の風速（シェード）と水平風（ベクトル）。

NHRCM05とアメダスの平均風速を比較したところ、アメダスが1.54m/sであったのに対し、NHRCM05の地点では4.12m/sとなっていた。やまじ風の条件である南寄りの風の風速頻度分布をみると、実際よりも強い風の頻度が多かった（図5.2.3）。また、5 m/s以上の風の風配図を見ても、アメダスと比較して南風の割合が高くなっていた（図5.2.4）。これらの影響により、NHRCM05ではやまじ風の発生回数が多くなってしまったと考えられる。

NHRCM05で風速が強く再現され、風向ではアメダスと比べ南風が大きくなった要因として、NHRCM05の地形の再現性の低さが考えられる。三島アメダスの南側の地形では、実際は1,400m以上の標高が、NHRCM05では800m程度の高さとなっていた。また、瀬戸内側の斜面が実際の地形と比べ、なだらかな地形になってしまった。このため、南風が山にさえぎられることが少なくなり、南風の割合が増加したと考えられる。

地形の再現性を高めるため、解像度を高めた格子間隔2 kmのNHRCMを実行した（NHRCM02）。NHRCM02はNHRCM05からダウンスケールし、5年分のデータを作成した。解像度を高めることによる風速や風向への影響と、やまじ風の発生事例数の変化について調査した。

NHRCM02では、弱い風の頻度が増え、5 m/s以上の風の割合が減り、風速に改善が見られ、アメダスの頻

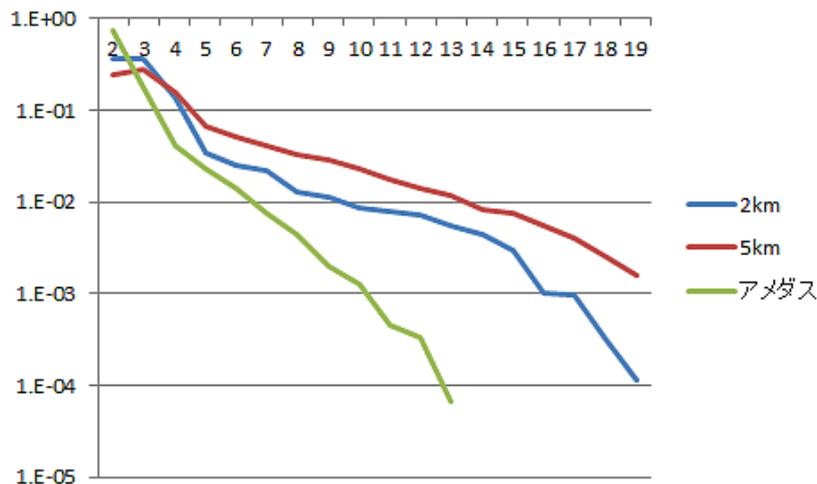


図5.2.3 南西から南東風の風速頻度分布。

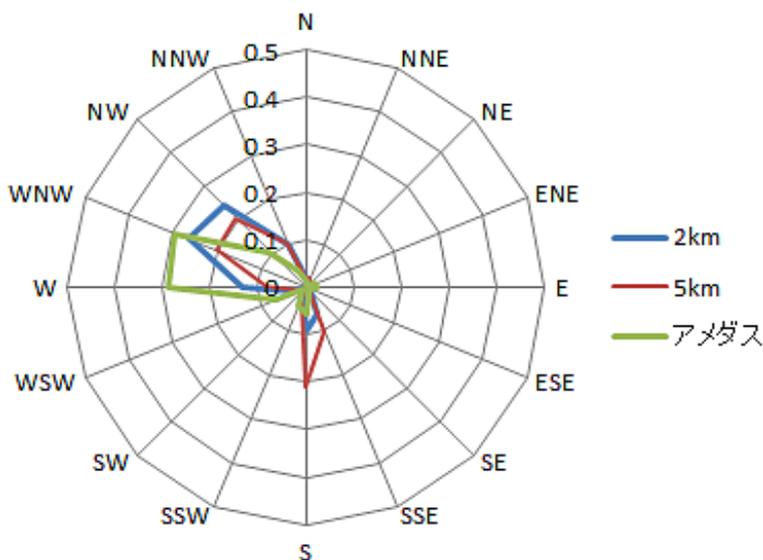


図5.2.4 風速 5 m/s 以上の風配図。

度分布に近づいた。また、5 m/s 以上の風の風配図については南よりの風の割合が減少し、アメダスの分布に近づいた。解像度を高めることにより風の再現性が高まったことが確認された。

やまじ風の事例数をこれまでと同様の条件で NHRCM02 から抽出したところ、5 年間の平均で 30.6 回となった。NHRCM05 の年平均 50.4 回と比較するとかなり少なくなったが、アメダスの年平均 10.3 回と比較すると多い。

NHRCM02 の平均風速をみると、3.75 m/s と NHRCM05 と比べると小さくはなっているが、アメダスの 1.54 m/s と比較してまだ風速が大きく、やまじ風の事例数が多くなっていると考えられる。

風に対してバイアス補正を行うことで、やまじ風の再現性を高められないか検討した。風速の補正方法は、地球温暖化予測情報第 8 巻で気温や降水量に適応した Piani *et al.* (2010) の手法を参考にし、アメダスと NHRCM02 の風速データをそれぞれ西風成分と南風成分に分け、それらを降順にならべ、NHRCM02 とアメダスのデータ間に線形関係があることを仮定し、最小二乗法により補正係数を求め、風速を補正した。

風速を補正した結果、平均風速は 2.35 m/s となり改善された。また、南風の風速頻度分布でも 10 m/s 以上の風で大幅に改善していることが確認された (図 5.2.5)。この補正をしたデータを用いて、やまじ風の条件をあてはめ事例数を調査したところ、年平均 16.8 回となり大幅に改善された。

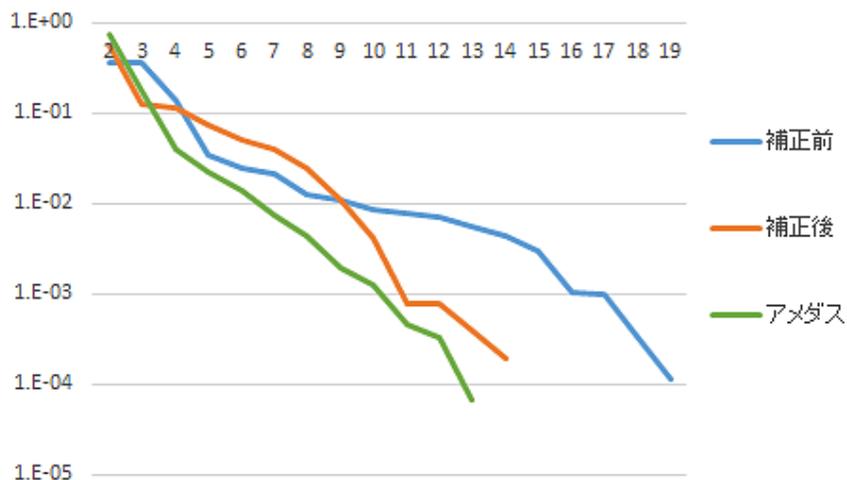


図5.2.5 南西から南東風の風速頻度分布。アメダスと NHRCM02。

表5.2.1 やまじ風の事例数

| | 年平均発生回数 (回) |
|------------------|-------------|
| アメダス | 10.3 |
| NHRCM02 (現在、補正前) | 30.6 |
| NHRCM02 (現在、補正後) | 16.8 |
| NHRCM02 (将来、補正前) | 33.4 |
| NHRCM02 (将来、補正後) | 17.4 |

NHRCM02の結果は実際のアメダスの観測よりも風が強く、やまじ風の事例数の再現では多く予測していたが、バイアス補正を行うことで事例数に改善が見られた。地球温暖化予測情報第8巻は、将来気候の予測を5 kmのNHRCMで行っている。この将来気候のデータをダウンスケールし、解像度2 kmで5年分計算し、現在気候と同様にバイアス補正を行ったうえで、将来におけるやまじ風の発生回数を調査した。アメダス、現在気候、将来気候のやまじ風の発生回数を表5.2.1に示す。将来のやまじ風の発生回数をみると、現在の発生回数とほとんど変化していないことがわかる。将来気候のNHRCM02の平均風速は3.75m/s、補正後の平均風速は2.26m/sに対し、現在気候の平均風速は3.75m/sと2.35m/sとほとんど変わらない値であるため、現在と将来においてやまじ風の発生状況はほとんど変化しないと考えられる。

地域気候モデルによるやまじ風の再現性について、NHRCM05では風速が大きすぎており、やまじ風の事例数が多くなりすぎた。この要因としては地形の再現性の低さがあった。NHRCM02では地形の再現性は向上し、風速はやや改善したが、アメダスと比較すると大きく、発生事例数も多かった。バイアス補正をすることで風速を抑え、やまじ風の発生事例数をより現実に近づけることができた。また、それらを利用し、将来のやまじ風の事例数の変化を調べた結果、やまじ風の発生状況について、将来においてもほとんど変化しないということが分かった。

5.3 山形県清川だしの再現性と将来変化

4～7月にかけて、新庄盆地から庄内平野へ向かって南東の強風が吹く。この風は清川だしと呼ばれており、この地方の農作物に被害をもたらすことがある。清川だしのような局地風が、地球温暖化に伴う気候変動により変化が生じるのか検証した。ここでは、清川だしの発生日として、日最大風速が10m/s以上で、その風向が東南東～南東であった日と定義し、主に6月について議論する。観測データとしては、山形県狩川のアメダスデータを用いる。狩川のアメダスは、清川だしを捉えるのに適した位置に設置されている。図5.3.1は、NHRCM05の地形データを用いた山形県付近の地形図である。水平解像度5 kmのNHRCM05は、新庄盆地から庄内平野へと続く谷筋を良く再現している。

図5.3.2aは狩川における風速の階級頻度分布である。NHRCM05の現在気候データと観測データの分布はほぼ一致している。また、風配図(図5.3.2b)は、NHRCM05・観測ともに東南東～南東の風が卓越しており、狩川におけるNHRCM05の地上風の再現性が良いことが分かる。図5.3.3cは、狩川で清川だしが発生した日を抽出し、再解析データJRA-25の海面気圧・風向・風速をコンポジット(合成)した図である。日本海に低気圧性の循環があり、日本の東海上に高気圧が存在するという特徴がある。一般的に清川だしは、日本海の低気圧に向かって山形県付近に東風が吹く場合や、オホーツク海高気圧が卓越し広範囲で東風が吹く場合に発生しやすい(竹内1986)。JRA-25での平均場でもそれらの特徴がよく表現されている。図5.3.3bはNHRCM05における狩川に相当する格子点で、清川だしが発生した日を抽出し、NHRCM15で計算した海面気圧・風向・風速場のコンポジットである。JRA-25のものよりも日本海の低気圧性循環が鮮明になっているが、清川だしが発

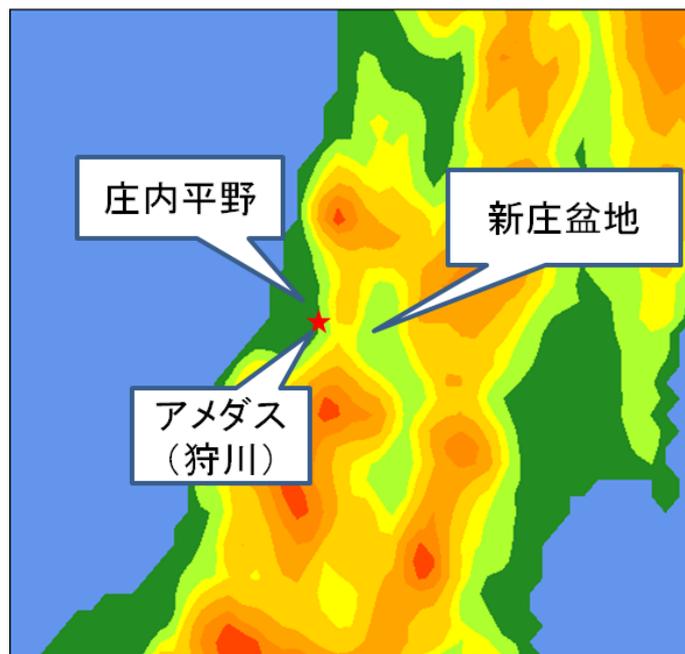


図5.3.1 山形県、狩川付近の地形図。

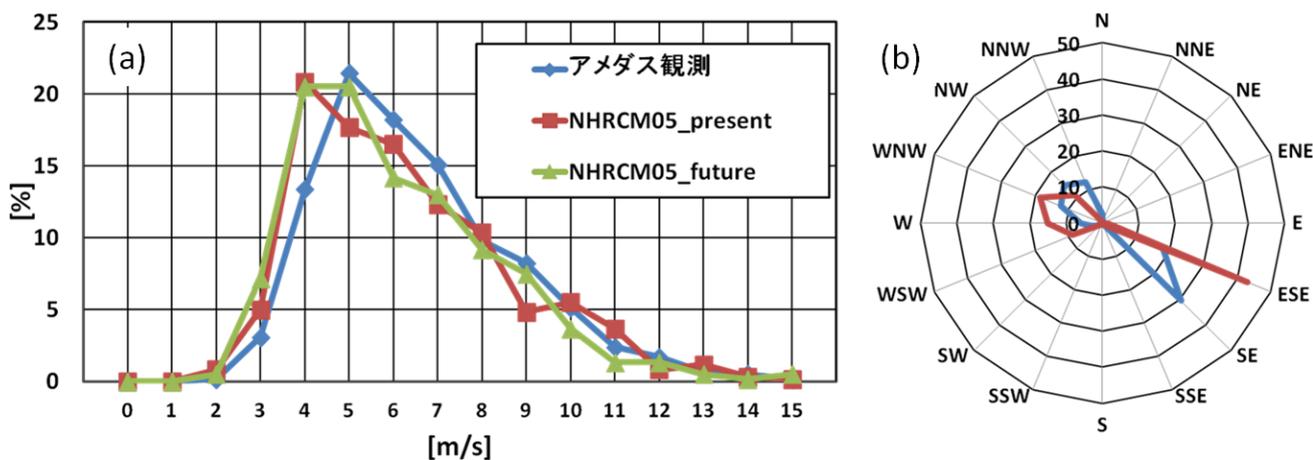


図5.3.2 狩川における、6月の日最大風速の頻度階級 (a) と風配図 (b)。青線は、アメダス観測。赤線は、NHRCM05の現在気候。緑線は、NHRCM05の将来気候。

生ずる気圧配置は JRA-25 と大きな違いはなく、ほぼ似たような条件で発生することが分かる。

次に、清川だしの将来変化について見ていく。図5.3.2a に将来気候における風速階級頻度を示した。将来気候においては、風速10m/s以上の頻度が減少することが分かる。ただし、この図では風向は考慮していないので、清川だしの発生を増減を議論することはできない。そのため、風向を東南東～南東に限定し、清川だしの発生日数を調べた。その結果、1981～2000年の6月においては、アメダス観測は56日、NHRCM05現在気候では54日で、アメダス観測と NHRCM05の発生日数はほぼ一致する。その一方で、2077～2096年までの将来気候では35日で、清川だしの発生日数が現在気候に比べて20日程度減少することが分かった。図5.3.3b に、将来気候において、清川だしが発生した日の海面気圧・風向・風速の平均場を示す。この図から、清川だしが発生するときの総観場は現在気候と比べて大きな違いはなく、将来気候においても日本海の低気圧循環が発生要因として大きな役割を果たしていると考えられる。そこで、現在気候と将来気候における、日本付近の6月の降水量の

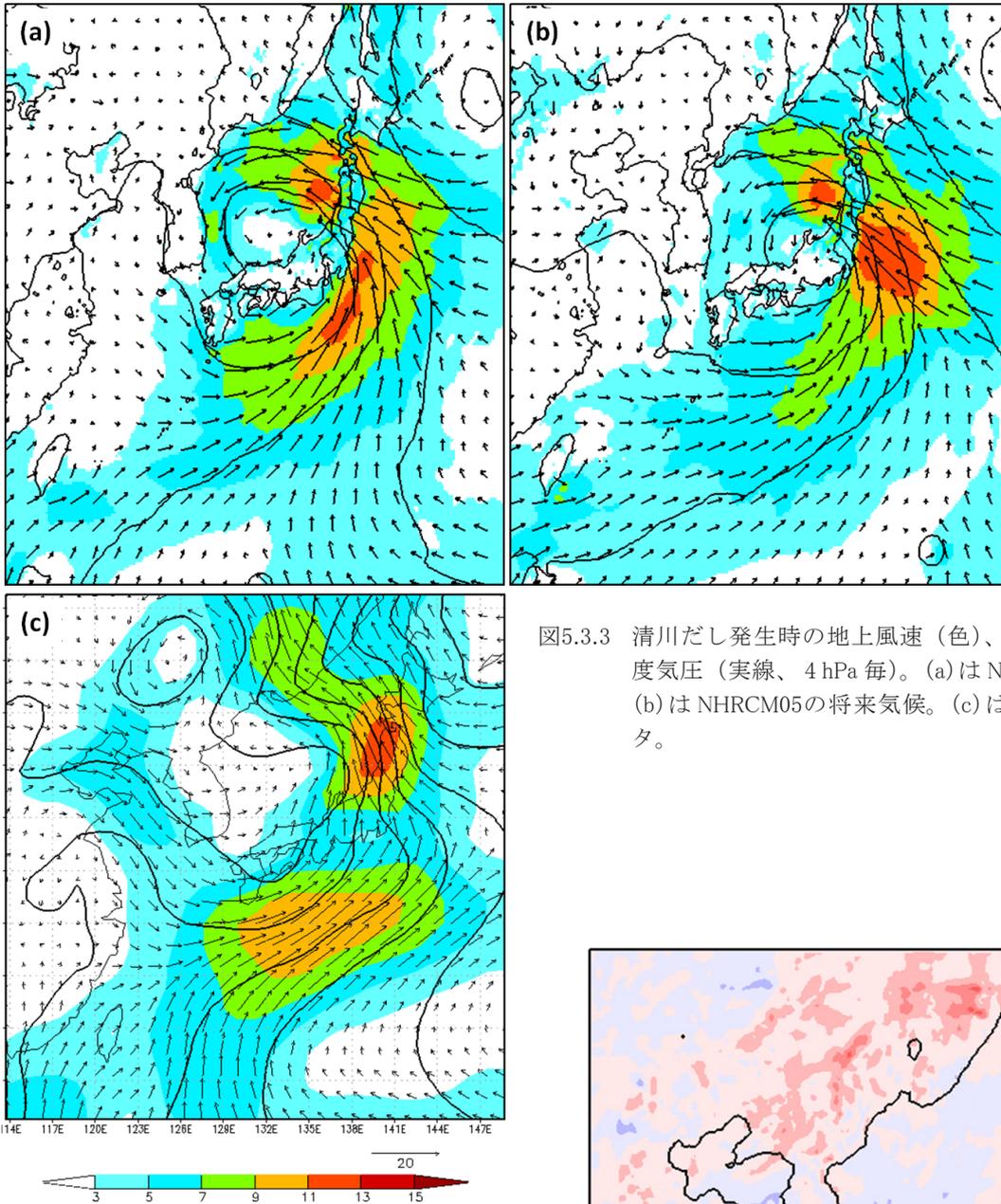
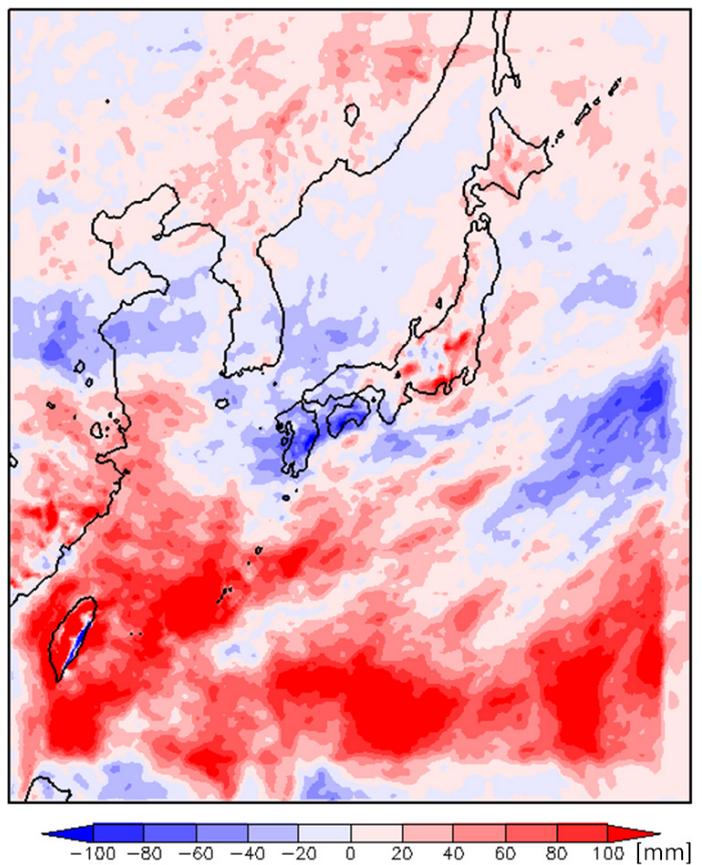


図5.3.3 清川だし発生時の地上風速（色）、風向（矢印）、海面高度気圧（実線、4 hPa 毎）。(a)はNHRCM05の現在気候。(b)はNHRCM05の将来気候。(c)はJRA-25の再解析データ。

図5.3.4 NHRCM15の結果による、6月の現在気候と将来気候の降水量の差。



差をとった。その結果、将来気候では、九州・四国付近や日本海西部で降水量が減少することが分かった（図5.3.4）。Kusunoki *et al.* (2008) では、地球温暖化に伴い、将来気候においては梅雨前線の北上が遅れることを指摘している。このことから、6月においては、梅雨前線の北上の遅れに伴い、日本海で前線上に発生する低気圧の個数も減少するため、清川だしの発生日数が減少すると考えられる。

参考文献

- 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.
- Piani, C., G. P. Weedon, M. Best, S. M. Gomes, P. Viterbo, S. Hagemann, and J. O. Haerter, 2010: Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models. *J. Hydrol.*, **395**, 199–215, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.10.024.
- 高見佳浩, 1991: 「やまじ風」の調査—やまじ風の発生頻度について—, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 第58号, 18–21.
- 竹内衛夫, 1986: 山形県庄内平野中部の局地強風について. *天気*, **33**, 219–231.

第6章「地域気候変動予測データ」の解析

6.1 はじめに

地球温暖化による影響は、日本でも既に現れ始めており、今後様々な分野で拡大することが従前から指摘されている。このため、気象庁は、文部科学省、環境省とともに、日本を中心とする近年の気候変動の影響と将来の予測及び気候変動が及ぼす影響について体系だった最新の科学的知見を「温暖化の観測・予測及び影響評価統合レポート『日本の気候変動とその影響』（2012年度版）」として取りまとめた。また、環境省は、平成27年夏に政府全体の適応計画を策定すべく、平成25年7月2日に開催された中央環境審議会地球環境部会（第114回）にて気候変動影響評価等小委員会を設置した。この小委員会においては、既存の研究による気候変動予測や影響評価等について整理するとともに、気候変動が日本に与える影響及びリスクの評価についての審議を行っている。これらの結果は、平成26年3月に「日本における気候変動による将来影響の報告と今後の課題について（中間報告）」として取りまとめられ、最終的には平成27年2月を目途に「日本における気候変動による将来影響及びリスク評価に関する報告と今後の課題について（意見具申）（仮）」として中央環境審議会地球環境部会に報告される予定である。また、国土交通省や農林水産省などでは、政府全体の適応計画の策定に合わせて、省内での適応策の検討を行っているところである。

これら適応策は気候変動による影響評価結果に基づいて検討されるが、そのためには定量的な地球温暖化予測が不可欠である。気象庁は、前述の通り、水平解像度5kmのNHRCM05を用いた詳細な予測結果を平成25年3月に「地球温暖化予測情報第8巻」として公表しており、既に多くの影響評価研究に利用されている。一方、環境省は、より多くの気候変動予測結果を利用可能とすべく、IPCC第5次報告書（AR5）（IPCC, 2013）での評価に用いられたRCPシナリオを踏まえ、気象研究所の気候モデルを用いた21世紀末の日本周辺における気候予測をさらに追加的に実施した。これらの結果のうち世界全体を対象とした水平解像度60kmモデルの結果は「環境省 全球気候変動予測データ（協力：気象庁）」、日本域のみを対象とした水平解像度20kmモデルの結果は「環境省 地域気候変動予測データ（協力：気象庁）」として既にDIAS（データ統合・解析システム）を通じて公開されている。

地球温暖化に伴う気候変動予測には不確実性を伴うため、AR5においてもシナリオ、モデル間のばらつきを不確実性の幅として考慮した予測結果を示している。しかし、我が国を対象とした詳細な予測に関しては、大規模な計算が必要となることから、これまで十分に行われてこなかった。このため、RCPシナリオ全4種類、同一シナリオでの境界条件等を変えた「マルチシナリオ&マルチラン」という大がかりなアンサンブル予測計算は、我が国を対象とした予測では初めてのケースであると言える。このため、これら複数の予測結果に基づく系統だった評価においては確立された手法はまだないものの、今後のより活発な影響評価研究、適切な温暖化情報の作成に資すべく、環境省とともに不確実性を含めた解析を試みに行った。本章ではその手法等について紹介する。

6.2 気候モデルと予測実験の概要

6.2.1 全球気候モデルと地域気候モデル

本章で解析する予測は、気象庁気象研究所の全球気候モデル（AGCM）と地域気候モデル（NHRCM）を使用した結果であり、両気候モデルの概要を表6.2.1に示す。

AGCMには温室効果ガス（GHG）、オゾン、エアロゾル濃度、海面水温（SST）、海氷密接度、海氷厚等を入力条件として与えた。今回使用するモデルは大気モデルであるため、海面の状態（海面水温、海氷）は「文部

表6.2.1 気候変動予測モデルの概要

| | 全球気候モデル (AGCM) | 地域気候モデル (NHRCM) |
|----------|---|---|
| モデル名称 | MRI-AGCM60 (MRI-AGCM3.2H) | MRI-NHRCM20 |
| 空間解像度 | 約60km | 20km |
| 計算領域 | 全球 | 日本周辺 |
| 格子数 | 640×320 (水平) 60層 (鉛直) | 211×175 (水平) 40層 (鉛直) |
| 積雲対流スキーム | Yoshimura スキーム Kain-Fritsch スキーム Arakawa-Shubert スキーム | Kain-Fritsch スキーム |
| 主な入力条件 | 温室効果ガス・オゾン・エアロゾル濃度 (現在と RCP) 海面水温、海氷密接度、海氷厚 | 温室効果ガス濃度 (現在と RCP) オゾン、エアロゾル濃度 (現在固定) 海面水温 (AGCM と同様) 大気場は AGCM 計算結果 |

科学省 気候変動リスク情報創生プログラム 領域テーマ C：気候変動リスク情報の基盤技術開発」の成果に基づき、現在値については観測値、将来変化については AR5 のために提出された第 5 期結合モデル相互比較計画 (CMIP5) のモデル結果を利用している。

NHRCM を駆動するために必要な入力情報は、GHG 濃度および領域境界における気象条件等である。領域境界における気象条件は AGCM による全球の計算結果から抽出した。SST は AGCM60 で用いた SST と同じものを与えた。全球は格子間隔が約 60km の AGCM (AGCM60)、日本周辺は格子間隔が 20km の NHRCM (NHRCM20) を用いて、現在気候 (1984 年 9 月～2004 年 8 月) と将来気候 (2080 年 9 月～2100 年 8 月) の気候を再現ないし予測した。

6.2.2 予測実験の概要

温暖化予測の不確実性を定量化するため、表 6.2.2 のように同じ対象期間の計算を異なる条件を設定して複数行うアンサンブル実験を実施した。具体的には、温室効果ガス排出シナリオとして全 RCP シナリオ (RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5)、積雲対流スキームとして 3 種類 (KF: Kain-Fritsch Scheme, YS: Yoshimura Scheme, AS: Arakawa-Schubert Scheme) を用いた。また、境界条件として与えた海面水温は、CMIP5 モデルの結果を主成分分析することによって得られた 3 パターン (Mizuta *et al.*, 2014) を用いており (図 6.2.1)、予測実験はこれらの組み合わせで行っている。中でも、RCP8.5 は最も温暖化が明瞭に現れるシナリオであり、災害のリスクを評価する上で最も重要なシナリオであることから 9 通りの予測を行っている。

6.2.3 地域区分

本章では、日本全域 (JP) のほか、全国日本列島の気候特性と行政界を考慮して設定した 2 つの地域区分 (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、OA: 沖縄・奄美) を対象 (図 6.2.2) として、陸上の計算格子点 (海陸比 50% 以上) を統計した結果を示す。

表6.2.2 予測実験の設定

| 番号 | ケース名 | 期間 | 排出シナリオ | 海面水温 | 積雲対流スキーム |
|----|-----------------|-----------------------------------|--------|------|----------|
| 1 | HPA_m02 | 【現在実験】 1984年9月 ～ 2004年8月 | 観測値 | 観測値 | YS |
| 2 | HPA_kf_m02 | | | | KF |
| 3 | HPA_as_m02 | | | | AS |
| 4 | HFA_rcp85_c1 | 【将来実験】 2080年9月 ～ 2100年8月 | RCP8.5 | SST1 | YS |
| 5 | HFA_kf_rcp85_c1 | | | | KF |
| 6 | HFA_as_rcp85_c1 | | | | AS |
| 7 | HFA_rcp85_c2 | | | SST2 | YS |
| 8 | HFA_kf_rcp85_c2 | | | | KF |
| 9 | HFA_as_rcp85_c2 | | | | AS |
| 10 | HFA_rcp85_c3 | | SST3 | YS | |
| 11 | HFA_kf_rcp85_c3 | | | KF | |
| 12 | HFA_as_rcp85_c3 | | | AS | |
| 13 | HFA_rcp60_c1 | RCP6.0 | SST1 | YS | |
| 14 | HFA_rcp60_c2 | | SST2 | | |
| 15 | HFA_rcp60_c3 | | SST3 | | |
| 16 | HFA_rcp45_c1 | RCP4.5 | SST1 | | |
| 17 | HFA_rcp45_c2 | | SST2 | | |
| 18 | HFA_rcp45_c3 | | SST3 | | |
| 19 | HFA_rcp26_c1 | RCP2.6 | SST1 | | |
| 20 | HFA_rcp26_c2 | | SST2 | | |
| 21 | HFA_rcp26_c3 | | SST3 | | |

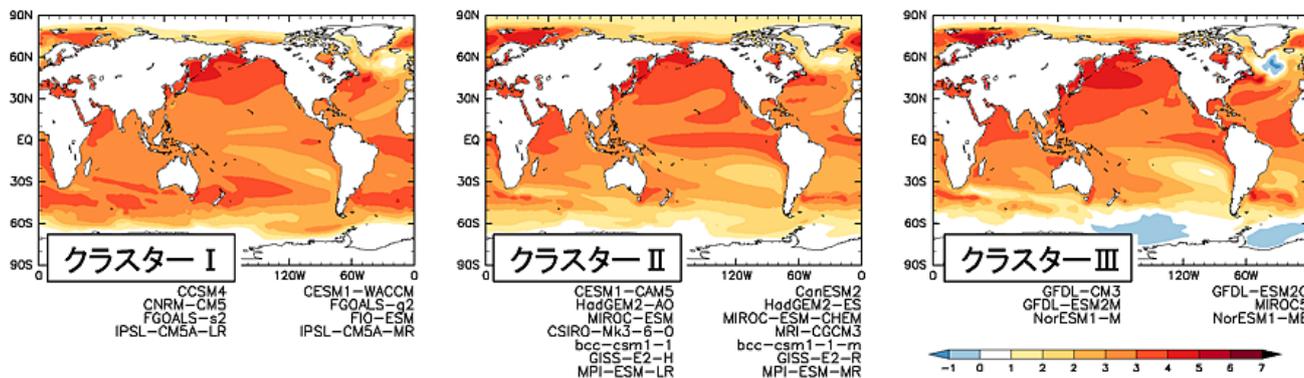


図6.2.1 主成分分析によって得られた21世紀末の海面水温パターン。
(文科省「気候変動リスク情報創生プログラム」平成25年度成果報告会資料より)

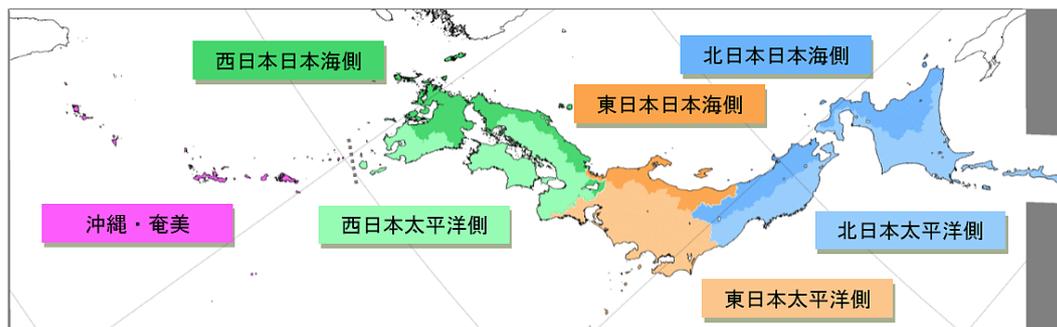


図6.2.2 本章で解析に用いた地域区分 (気象庁「地球温暖化予測情報第8巻」より引用)。

6.3 現在気候の再現性

6.3.1 再現性の評価方法

NHRCM20の現在気候における計算結果をアメダス観測値と比較して、NHRCM20の再現性を評価した。観測値は1980年9月から2000年8月までの20年間のデータを用いた。また、NHRCM20の計算値から以下の方法で観測地点に対応する値を算出して、観測値と比較した。

観測地点から20km以内の陸上の計算格子点（海陸比50%以上）を対象に、以下の式の逆距離荷重法（IDW）を用いる。 z はアメダス観測地点に対応する値、 z_i は格子点*i*での計算値、 d は距離である。距離*d*が小さいほど格子点*i*の重み w_i は大きくなる。また、 α には2を用いた。

$$z = \sum_i w_i z_i$$

$$w_i = \frac{d_i^{-\alpha}}{\sum_k d_k^{-\alpha}}$$

6.3.2 平均気温の再現性

アメダス観測値と NHRCM20計算値の相関図を図6.3.1に、地域毎の再現性比較を表6.3.1に示した。相関図ではどの積雲対流スキームでも正のバイアスを示すものの、概ね $y = x$ に沿っており、これから大きく離れる地点はみられない。再現性比較では夏を中心に春から秋に正バイアスが見られ、また、冬には北日本と東日本に負のバイアスが見られるが、全国平均ではどの季節でも1.5の範囲内に収まっている。積雲対流スキームによ

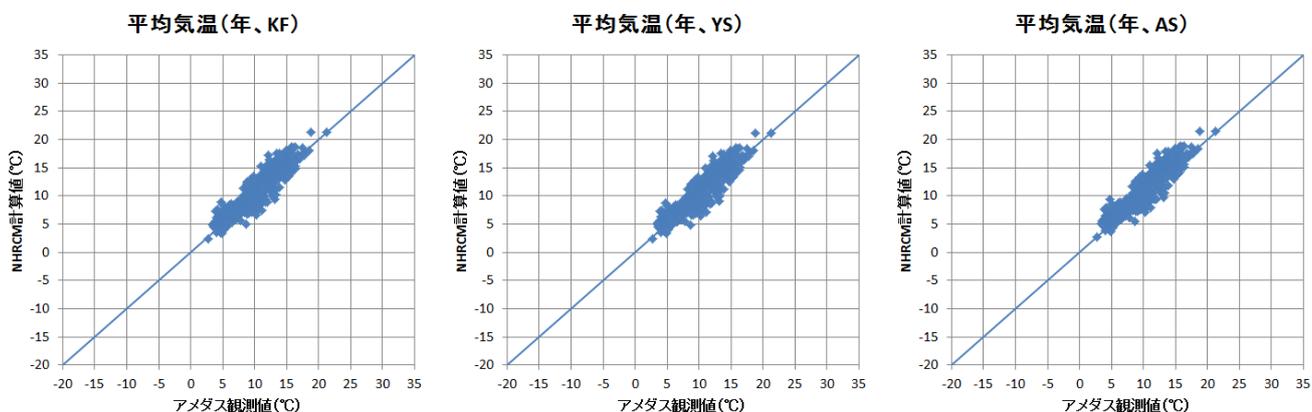


図6.3.1 アメダス観測値と NHRCM20計算値の相関図（年平均気温）。

左から、Kain-Fritsch Scheme (KF)、Yoshimura Scheme (YS)、Arakawa-Schubert Scheme (AS) を示す。

表6.3.1 地域ごとの再現性比較（年平均気温）

| Tave diff/SD | ANN | | | MAM | | | JJA | | | SON | | | DJF | | |
|-----------------|-------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|-------|
| | KF | YS | AS | KF | YS | AS | KF | YS | AS | KF | YS | AS | KF | YS | AS |
| JP | 0.46 | 0.34 | 0.77 | 0.52 | 0.14 | 0.65 | 1.11 | 1.08 | 1.13 | 0.67 | 0.50 | 0.98 | -1.32 | -1.15 | -0.56 |
| NJ | 0.01 | 0.04 | 0.37 | -0.13 | -0.37 | 0.11 | 0.97 | 1.11 | 1.11 | 0.59 | 0.40 | 0.78 | -2.52 | -2.13 | -1.77 |
| NP | 0.59 | 0.56 | 0.93 | 0.62 | 0.34 | 0.85 | 1.50 | 1.54 | 1.58 | 0.82 | 0.58 | 1.00 | -2.19 | -1.80 | -1.40 |
| EJ | 0.36 | 0.23 | 0.66 | 0.32 | -0.05 | 0.49 | 0.90 | 0.89 | 0.89 | 0.58 | 0.40 | 0.89 | -0.93 | -0.80 | -0.30 |
| EP | -0.04 | -0.29 | 0.34 | 0.03 | -0.49 | 0.20 | 0.82 | 0.67 | 0.79 | 0.15 | -0.02 | 0.64 | -1.41 | -1.36 | -0.67 |
| WJ | 0.91 | 0.74 | 1.13 | 1.02 | 0.64 | 1.03 | 1.02 | 0.93 | 0.98 | 0.96 | 0.83 | 1.29 | 0.00 | 0.00 | 0.56 |
| WP | 0.93 | 0.77 | 1.14 | 1.07 | 0.73 | 1.06 | 1.09 | 0.97 | 1.04 | 0.86 | 0.77 | 1.18 | 0.17 | 0.17 | 0.72 |
| OA | 0.53 | 0.45 | 0.68 | 0.38 | 0.17 | 0.29 | 0.66 | 0.64 | 0.67 | 0.70 | 0.73 | 0.95 | -0.22 | -0.28 | 0.09 |

* NHRCM20計算値からアメダス観測値を引いたものを、アメダス観測値の年々変動の標準偏差で割ったもので、単位は割合である。正（負）の偏差の大きさに応じて赤色（水色）で塗りつぶしている。

る大きな違いは見られない。

6.3.3 日最高気温の年平均値の再現性

アメダス観測値と NHRCM20計算値の日最高気温の年平均値の相関図を図6.3.2に、地域毎の再現性比較を表6.3.2に示した。相関図ではどの積雲対流スキームでも概ね $y = x$ に沿っており、これから大きく離れる地点はみられない。再現性比較では冬に負のバイアスが見られ、特に北日本や東日本太平洋側では2.5を超えているが、それ以外の季節では全国平均ではほとんどが0.5の範囲内に収まっている。積雲対流スキームによる違いは、KF とYS で冬の負バイアスがAS よりもやや大きいものの、それ以外では大きな違いは見られない。

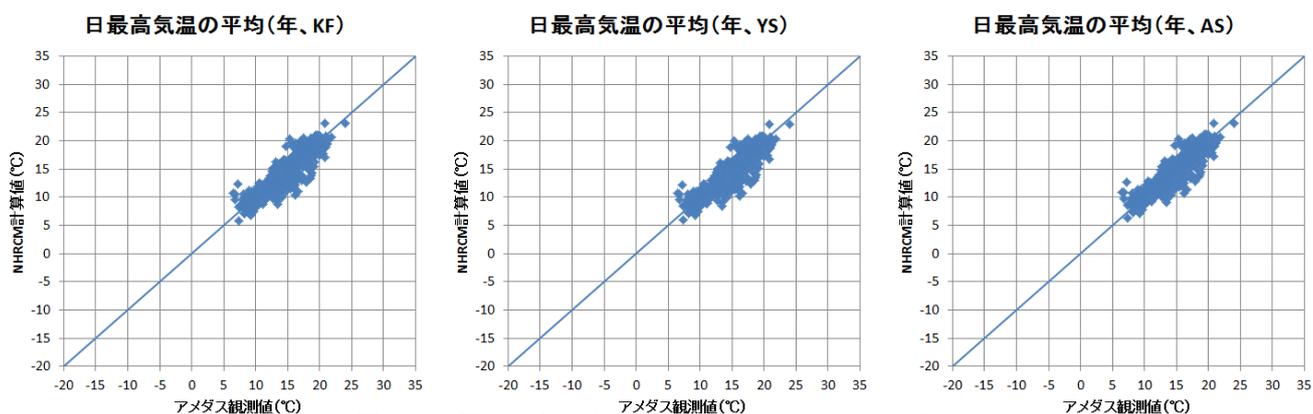


図6.3.2 図6.3.1と同様。ただし、日最高気温の年平均。

表6.3.2 地域ごとの再現性比較 (日最高気温の年平均)

| Tmax diff/SD | ANN | | | MAM | | | JJA | | | SON | | | DJF | | |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | KF | YS | AS | KF | YS | AS | KF | YS | AS | KF | YS | AS | KF | YS | AS |
| JP | -0.35 | -0.47 | -0.19 | -0.30 | -0.60 | -0.22 | 0.48 | 0.41 | 0.34 | -0.04 | -0.18 | 0.15 | -1.88 | -1.77 | -1.25 |
| NJ | -0.55 | -0.52 | -0.30 | -0.68 | -0.84 | -0.52 | 0.34 | 0.46 | 0.35 | -0.01 | -0.15 | 0.16 | -2.64 | -2.25 | -1.85 |
| NP | -0.15 | -0.19 | 0.06 | -0.13 | -0.33 | 0.03 | 0.97 | 0.98 | 0.93 | 0.13 | -0.06 | 0.26 | -3.01 | -2.64 | -2.20 |
| EJ | -0.31 | -0.43 | -0.14 | -0.35 | -0.68 | -0.29 | 0.35 | 0.32 | 0.17 | -0.09 | -0.21 | 0.16 | -1.02 | -0.95 | -0.50 |
| EP | -1.00 | -1.26 | -0.83 | -0.82 | -1.29 | -0.72 | 0.14 | -0.08 | -0.11 | -0.58 | -0.72 | -0.32 | -2.51 | -2.52 | -1.84 |
| WJ | -0.05 | -0.22 | 0.04 | -0.01 | -0.33 | -0.03 | 0.41 | 0.28 | 0.21 | 0.10 | -0.02 | 0.29 | -0.74 | -0.77 | -0.31 |
| WP | 0.08 | -0.09 | 0.15 | 0.23 | -0.04 | 0.21 | 0.43 | 0.24 | 0.19 | 0.19 | 0.11 | 0.36 | -0.61 | -0.66 | -0.20 |
| OA | -0.02 | -0.12 | 0.02 | 0.05 | -0.14 | -0.09 | 0.22 | 0.20 | 0.17 | 0.21 | 0.20 | 0.31 | -0.60 | -0.68 | -0.36 |

* 塗りつぶしは表6.3.1と同様。

6.3.4 日最低気温の年平均値の再現性

アメダス観測値と NHRCM20計算値の日最低気温の年平均値の相関図を図6.3.3に、地域毎の再現性比較を表6.3.3に示した。相関図ではどの積雲対流スキームでも正のバイアスを示すものの、概ね $y = x$ に沿っており、これから大きく離れる地点はみられない。再現性比較では夏を中心に春から秋に正バイアスが見られ、また、冬には北日本と東日本に負のバイアスが見られるが、全国平均ではどの季節でもほとんどが1.5の範囲内に収まっている。積雲対流スキームによる違いは、ほとんどの季節・地域でASがKFとYSよりも正方向に振れている。

6.3.5 降水量の再現性

アメダス観測値と NHRCM20計算値の相関図を図6.3.4に、地域毎の再現性比較を表6.3.4に示した。相関図ではどの積雲対流スキームでも正のバイアスを示し、3,000mmを超えるNHRCM20計算値が多数みられ、5,000mm

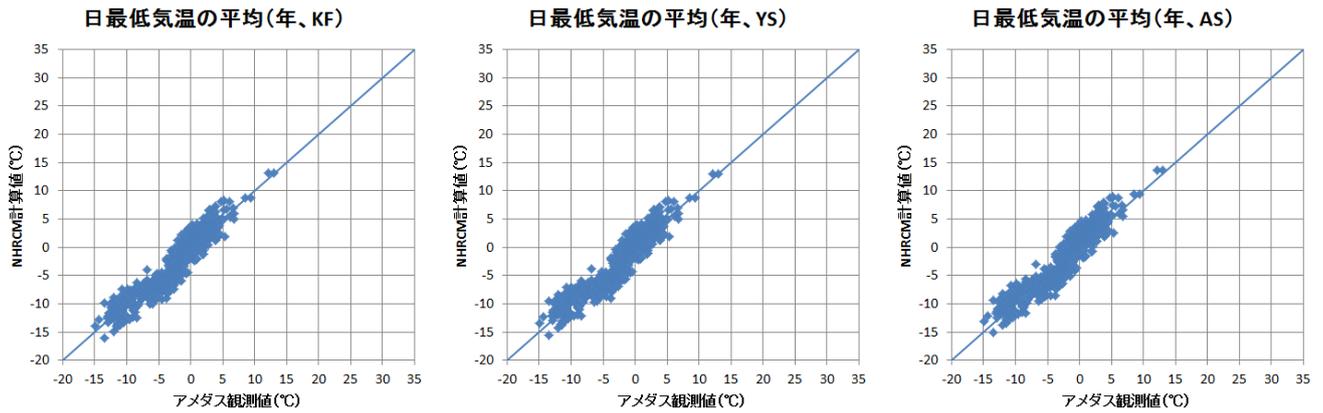


図6.3.3 図6.3.1と同様。ただし、最低気温の年平均。

表6.3.3 地域ごとの再現性比較（日最低気温の年平均）

| Tmin diff/SD | ANN | | | MAM | | | JJA | | | SON | | | DJF | | |
|-----------------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|
| | KF | YS | AS | KF | YS | AS | KF | YS | AS | KF | YS | AS | KF | YS | AS |
| JP | 0.97 | 0.86 | 1.49 | 1.09 | 0.64 | 1.26 | 1.36 | 1.39 | 1.63 | 1.00 | 0.81 | 1.47 | -0.64 | -0.45 | 0.17 |
| NJ | 0.46 | 0.44 | 0.96 | 0.38 | 0.01 | 0.67 | 1.27 | 1.40 | 1.58 | 0.97 | 0.73 | 1.18 | -1.81 | -1.50 | -1.17 |
| NP | 1.18 | 1.13 | 1.68 | 1.26 | 0.86 | 1.50 | 1.64 | 1.72 | 1.90 | 1.25 | 0.97 | 1.48 | -1.07 | -0.75 | -0.39 |
| EJ | 0.69 | 0.55 | 1.16 | 0.75 | 0.35 | 0.99 | 1.16 | 1.16 | 1.36 | 0.89 | 0.70 | 1.31 | -0.97 | -0.80 | -0.24 |
| EP | 0.30 | 0.11 | 0.93 | 0.31 | -0.17 | 0.51 | 0.96 | 0.91 | 1.26 | 0.19 | 0.05 | 0.91 | -0.53 | -0.45 | 0.20 |
| WJ | 1.59 | 1.44 | 2.02 | 1.83 | 1.40 | 1.85 | 1.35 | 1.33 | 1.55 | 1.47 | 1.33 | 2.01 | 0.62 | 0.65 | 1.30 |
| WP | 1.52 | 1.39 | 1.95 | 1.67 | 1.30 | 1.68 | 1.48 | 1.46 | 1.70 | 1.19 | 1.09 | 1.73 | 0.85 | 0.88 | 1.54 |
| OA | 0.96 | 0.90 | 1.23 | 0.64 | 0.42 | 0.59 | 1.00 | 1.01 | 1.09 | 1.13 | 1.21 | 1.55 | 0.08 | 0.01 | 0.47 |

* 塗りつぶしは表6.3.1と同様。

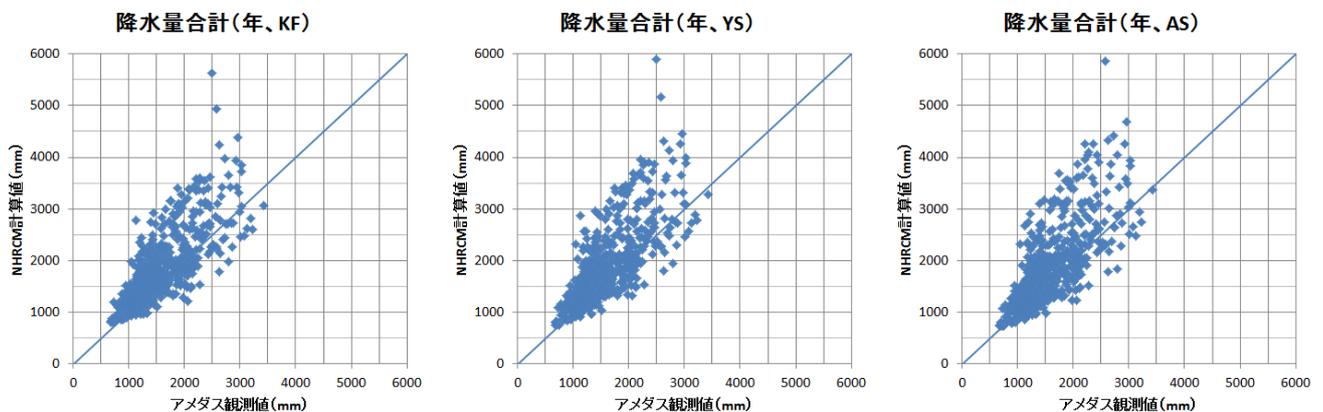


図6.3.4 図6.3.1と同様。ただし、降水量年合計。

表6.3.4 地域ごとの再現性比較（降水量年合計）

| Pre diff/SD | ANN | | | MAM | | | JJA | | | SON | | | DJF | | |
|----------------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | KF | YS | AS | KF | YS | AS | KF | YS | AS | KF | YS | AS | KF | YS | AS |
| JP | 1.32 | 1.85 | 1.62 | 0.73 | 1.08 | 1.09 | 0.37 | 0.64 | 0.43 | 0.04 | 0.15 | 0.19 | 3.46 | 4.14 | 3.66 |
| NJ | 0.91 | 0.70 | 0.49 | 1.54 | 1.43 | 2.01 | -0.46 | -0.61 | -0.44 | -0.38 | -0.53 | -1.18 | 4.00 | 3.94 | 2.99 |
| NP | 0.82 | 0.72 | 0.49 | 0.50 | 0.60 | 0.91 | -0.62 | -0.86 | -1.01 | 0.35 | 0.16 | -0.24 | 4.55 | 5.14 | 4.84 |
| EJ | 1.16 | 1.38 | 1.63 | 1.40 | 1.75 | 1.84 | 1.38 | 1.12 | 2.27 | -0.64 | -0.36 | -0.65 | 0.60 | 0.95 | -0.09 |
| EP | 2.01 | 2.50 | 2.52 | 0.66 | 0.97 | 0.79 | 1.31 | 1.61 | 1.41 | 0.48 | 0.52 | 0.98 | 2.79 | 3.44 | 3.19 |
| WJ | -0.53 | 0.14 | -0.06 | -0.09 | 0.44 | 0.32 | -0.55 | -0.29 | -0.29 | -0.62 | -0.49 | -0.63 | 1.42 | 1.90 | 1.64 |
| WP | 0.74 | 1.57 | 1.12 | 0.23 | 0.57 | 0.45 | 0.34 | 0.85 | 0.23 | -0.05 | 0.21 | 0.34 | 1.61 | 2.10 | 2.18 |
| OA | 0.91 | 0.60 | 0.08 | 0.37 | -0.38 | -0.47 | 1.87 | 1.46 | 0.19 | -0.07 | 0.02 | 0.08 | -0.13 | -0.08 | 0.06 |

* 塗りつぶしは表6.3.1と同様。

を超える地点もある。再現性比較では冬に多くの地域で負のバイアスが見られ、特に北日本太平洋側ではどの積雲対流スキームでも4.5を超えているが、この他の季節では全国平均で概ね1の範囲内に収まっている。積雲対流スキームによる違いは、ほとんどの季節・地域でASがKFとYSよりも正方向に振れている。

6.4 ブートストラップ法を用いた不確実性評価

6.4.1 バイアス補正

本節では、全国平均した年平均気温及び年降水量のみを対象として、サンプリングに伴う不確実性の評価を試みる。

ここで、降水量は、積雲対流スキーム間の再現性やバイアスが大きいことを考慮し、バイアスの補正をすべてのデータに施した後不確実性の評価を行った。この補正に関しては、アメダス観測値とそれに対応する観測格子点における現在気候での再現値が、それぞれの日降水量を多いほうから順に並べると線形関係になると仮定して、最小自乗法による補正係数を現在気候と将来気候の両方に対して適用するという手法を採用している。ある地域に対して降水量を補正する場合のイメージを、図6.4.1に示す。

なお、今回は、平均気温に対しては補正を行っていない。

6.4.2 評価手法

将来予測結果における不確実性を考える際には、実験から得られた値そのものから分散を計算した上で、実験年数が有限（20年）であることによる不確実性も考慮する必要がある。

まず、実験年数が有限であることによる不確実性を考慮しない場合、実験結果の分散から確率情報を得ることができる。単独実験のみを見る場合にはそのまま分散 δ^2 を計算し、その2乗根（標準偏差）に定数（約1.64。正規分布の場合、標準偏差の約1.64倍は90%の信頼区間に相当する。）をかけて信頼区間を算出する。

また、さらに複数存在する SST や積雲対流スキームの違いによる不確実性を考慮する場合、それらの確率情報を合成する必要があることから、本章では、混合分布の考え方を用いて複数実験の確率情報を合成する。これは、合成の対象となる各実験結果それぞれが独自の真の値を持つものではなく、将来変化の可能性の一部として捉えられるためである。

一般に、混合分布における平均 m_{eq} と分散 δ_{eq}^2 は、

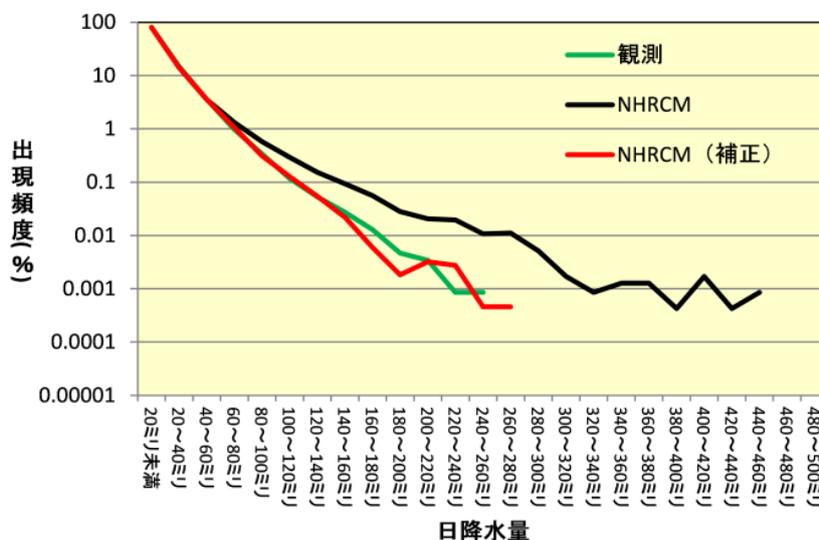


図6.4.1 降水量バイアス補正の一例。

$$m_{eq} = \sum_{j=1}^k w_j m_j$$

$$\delta_{eq}^2 = \sum_{j=1}^k w_j (\delta_j^2 + m_j^2) - m_{eq}^2$$

で得られる。ここで、 m_j は平均、 δ_j は標準偏差、 w_j は全ての和が1になる重み付け、 k は混合対象とする分布の数を表す。今回は、複数存在する SST と積雲対流スキームの設定は、将来それぞれ同様の確率で起こりうると考えて、重み付けは均等に振り分けることとする ($w_j = \frac{1}{k}$)。

次に、実験年数が有限であることによる不確実性を考慮する場合は、上記で算出した分散 δ^2 に対して、その分散を構成している20年平均値自体が持つ分散 δ_M^2 を加算して

$$\delta^2 + \delta_M^2$$

を求め、そこから信頼区間を算出する。加算する分散 δ_M^2 は、ブートストラップによるサンプリングによって見積もる。この解析におけるブートストラップによるサンプリングとは、年別値20個（モデル計算期間は20年間であるので、個数は20である。ブートストラップを行う前のこの年別値を、今後は「生データ」と呼ぶことにする。）から重複を許して20個取り出す操作を、複数回（今回は計算結果が十分に安定する1万回で設定）行うことを指す。これにより、生データ（20個）以外に存在し得たと考えられる年別値20年分が、1万通り得られることになる。この1万回のサンプル間でそれぞれ平均すると、20年平均値が1万回分得られることになる。ブートストラップによって得られた20年平均値ヒストグラムを描くと、ランダム抽出した各平均値を計算しているために、釣鐘型の正規分布となる。この分布における分散が、20年平均値自体が持つ不確実性である。複数の実験の確率情報を合成する場合には、前述の混合分布の考え方をを用いて、次式によって計算する。

$$\delta_M^2 \approx \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \left(\sum_{j=1}^k w_j m_{j,n} - m \right)^2$$

ここで、 $m_{j,n}$ はブートストラップサンプルによる平均、 m は生データの平均、 δ_M^2 は20年平均値自体が持つ分散、 w_j は全ての和が1になる重み付け（今回は $w_j = \frac{1}{k}$ とする。）、 N はブートストラップの試行回数（今回は $N = 10000$ 。）、 k は混合対象とする分布の数を表す。今回行ったブートストラップによる確率情報の取得方法について、その概略を図6.4.2に示す。

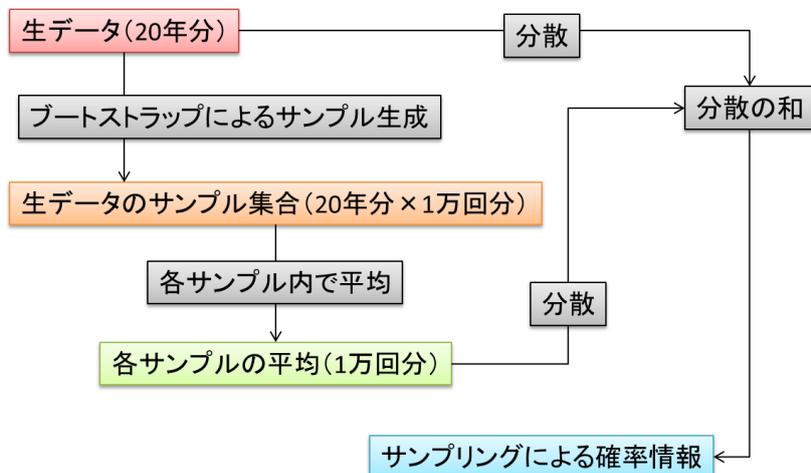


図6.4.2 ブートストラップ手法の概念図。

6.4.3 年平均気温の評価結果

上記の手法を年平均気温に適応した結果得られた現在気候と将来気候との差は図6.4.3、表6.4.1のとおりである。

図6.4.3(a)では物理実験をすべてYSスキームに揃えた場合の各RCPシナリオでの将来変化を見ることができるが、これを見ると、将来気候の年平均では、RCPシナリオが想定する排出量が多くなるほど、将来の昇温量が増加していることが分かる。図6.4.3(c)においては、積雲対流スキームによる将来変化の違いを見ることができるが、これを見る限り、平均値においても信頼区間においても、年平均気温においては明確なスキーム間の差が見られないことが分かる。図6.4.3(b)は、全ての現在気候実験と全てのRCP8.5シナリオ実験を混合した場合の将来変化である。

また、気象庁(2013)の「地球温暖化予測情報第8巻」における予測情報では、21世紀末(2076~2095年を想定)における将来変化として、SRESのA1Bシナリオを用いて、現在気候(1980~1999年を想定)から3℃

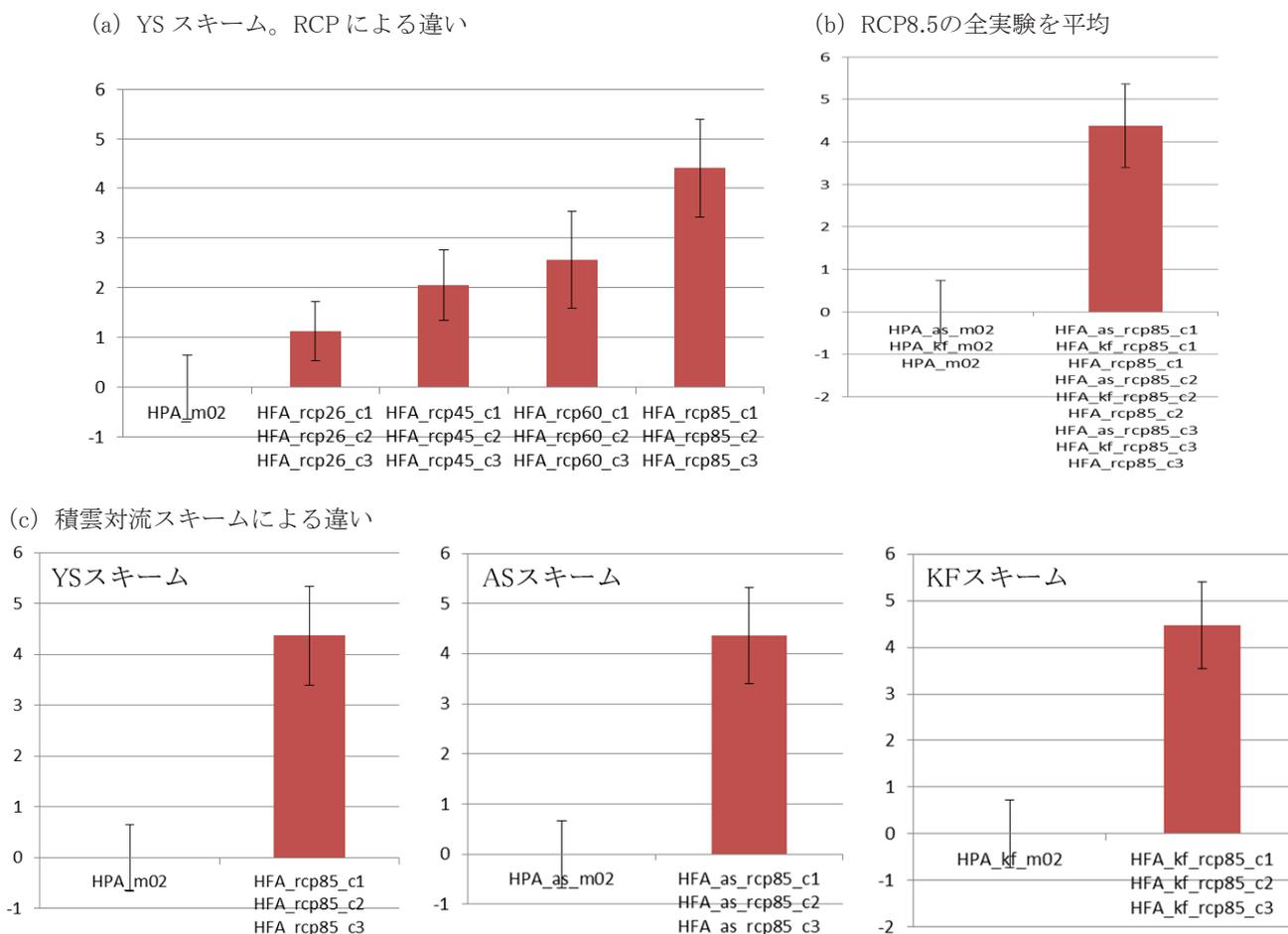


図6.4.3 年平均気温の将来変化 (°C)

棒グラフの下には対応する実験名(表6.2.2参照)が記されており、縦に実験名が並んでいる棒グラフではそれらの実験が混合分布によって合成された後の結果になっていることを示している。棒グラフは現在気候と将来気候との差を表しているが、これはブートストラップを行う前の生データから算出したものである。ここでの差は、現在気候と将来気候それぞれで使用している積雲対流スキームを揃えてから計算している(各図において示されている棒グラフの高さは、各図の最も左側に位置する現在気候実験からの差である。)。また、縦棒は年々変動の信頼区間を示しており、生データの分散に対してブートストラップによって見積もられた不確実性の分散を上積みしてから算出されている。

(a) YSスキームの結果。RCPによる違い。(b) RCP8.5の全実験を平均。(c) 積雲対流スキームによる違い。

表6.4.1 年平均気温の将来変化 (°C)

| 実験名 | 将来変化 (°C) | 信頼区間 |
|--|-----------|------|
| HPA_m02 | | ±0.7 |
| HPA_as_m02 | | ±0.7 |
| HPA_kf_m02 | | ±0.7 |
| HPA_as_m02 HPA_kf_m02 HPA_m02 | | ±0.7 |
| HFA_rcp26_c1 HFA_rcp26_c2 HFA_rcp26_c3 | 1.1 | ±0.6 |
| HFA_rcp45_c1 HFA_rcp45_c2 HFA_rcp45_c3 | 2.0 | ±0.7 |
| HFA_rcp60_c1 HFA_rcp60_c2 HFA_rcp60_c3 | 2.6 | ±1.0 |
| HFA_rcp85_c1 HFA_rcp85_c2 HFA_rcp85_c3 | 4.4 | ±1.0 |
| HFA_as_rcp85_c1 HFA_as_rcp85_c2 HFA_as_rcp85_c3 | 4.4 | ±1.0 |
| HFA_kf_rcp85_c1 HFA_kf_rcp85_c2 HFA_kf_rcp85_c3 | 4.5 | ±0.9 |
| HFA_as_rcp85_c1 HFA_kf_rcp85_c1 HFA_rcp85_c1 HFA_as_rcp85_c2 HFA_kf_rcp85_c2 HFA_rcp85_c2 HFA_as_rcp85_c3 HFA_kf_rcp85_c3 HFA_rcp85_c3 | 4.4 | ±1.0 |

* 実験名 (表6.2.2参照) において、横に実験名が並んでいる行ではそれらの実験が混合分布によって合成された後の結果となっている。将来変化とは、現在気候と将来気候との差を表しているが、これはブートストラップを行う前の生データから算出したものである。ここでの差は、現在気候と将来気候それぞれで使用している積雲対流スキームを揃えてから計算している。また、信頼区間は、生データの分散に対してブートストラップによって見積もられた不確実性の分散を上積みしてから算出されている。

程度の上昇を予測していた。この結果を図7.4.3(a)と比較すると、今回の実験における RCP6.0シナリオの高温側の範囲に相当することが分かる。このことは、SRES シナリオにおける A1B シナリオは RCP6.0シナリオにおおよそ対応すると報告した論文 (van Vuuren and Carter, 2013) とも整合する。

6.4.4 年降水量の評価結果

年降水量に適応した結果得られた現在気候と将来気候との差は図6.4.4、表6.4.2のとおりである。図6.4.4(a)では積雲対流スキームをすべてYSに揃えた場合の各RCPシナリオでの将来変化を見ることができ、これを見る限り、将来気候の年積算では、どのRCPシナリオにおいても平均値で見ると将来の積算降水量は現在を上回ってはいるものの、年々変動による影響が大きいために、どのRCPシナリオにおいても将来の積算降水量の増減については年々変動以上の効果としては捉えることができていない。図6.4.4(c)は、積雲対流スキームによる積算降水量の将来変化の違いである。この場合においても、将来の積算降水量の増減は年々変動による幅の範囲内となっている。将来変化量に着目すると、積雲対流スキームの違いによって雨の降り方に違いが現れており、例えばKain-Fritschスキームでは、将来における積算降水量の増加が他のスキームに比べて大きく現れている。なお、積算降水量の変化量ではなく絶対値を見た場合、現在気候においても将来気候においても、Arakawa-Shubertスキーム、Yoshimuraスキーム、Kain-Fritschスキームの順で、積算降水量の絶対値はより大きくなっている (表略)。図6.4.4(b)は、全ての現在気候実験と全てのRCP8.5シナリオ実験を混合した場合の将来変化であるが、こちらも同様に、積算降水量の将来変化については年々変動以上の変化は見られなかった。

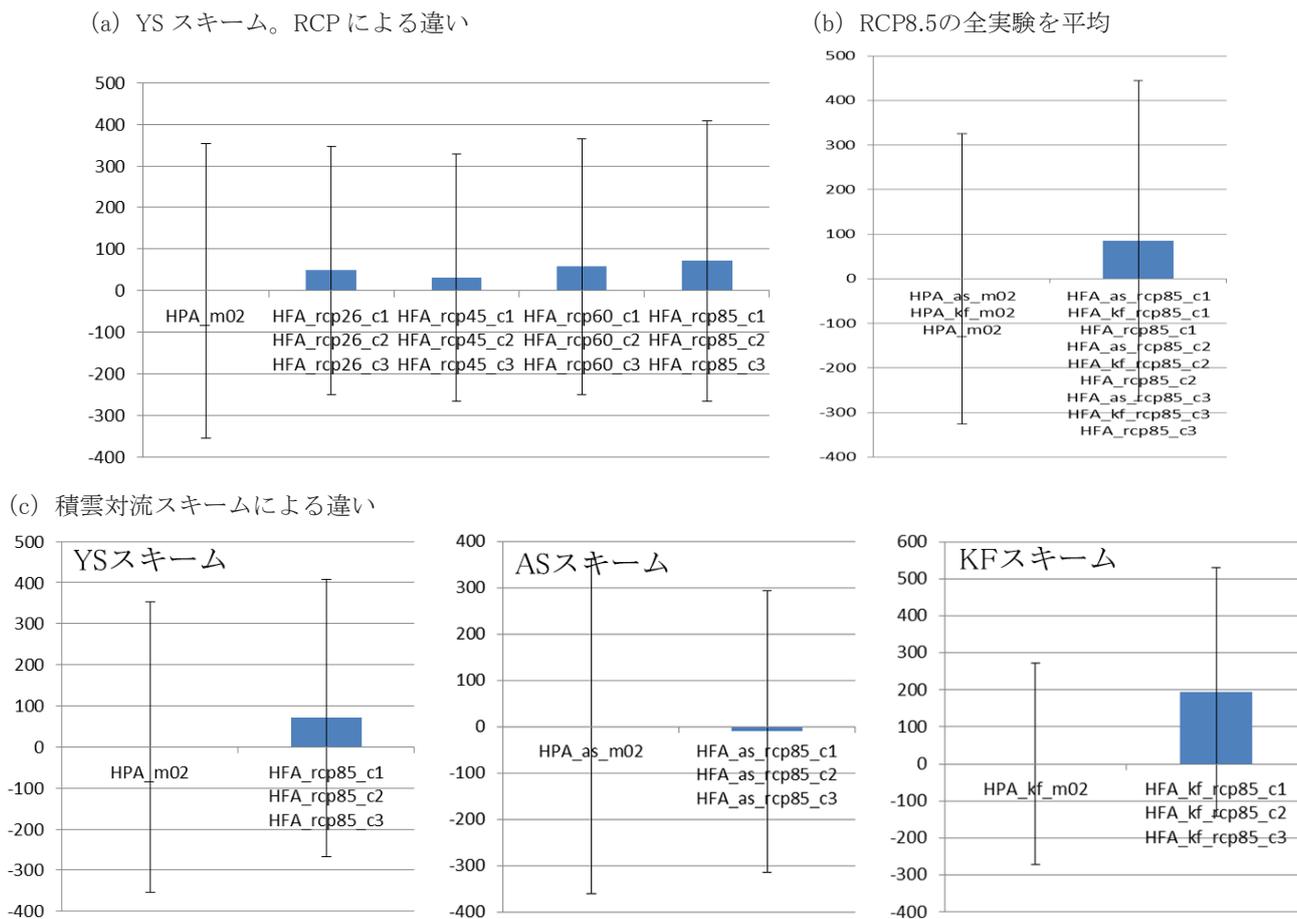


図6.4.4 年積算降水量の将来変化 (mm)

棒グラフの下には対応する実験名(表6.2.2参照)が記されており、縦に実験名が並んでいる棒グラフではそれらの実験が混合分布によって合成された後の結果になっていることを示している。棒グラフは現在気候と将来気候との差を表しているが、これはブートストラップを行う前の生データから算出したものである。ここでの差は、現在気候と将来気候それぞれで使用している積雲対流スキームを揃えてから計算している(各図において示されている棒グラフの高さは、各図の最も左側に位置する現在気候実験からの差である)。また、縦棒は年々変動の信頼区間を示しており、生データの分散に対してブートストラップによって見積もられた不確実性の分散を上積みしてから算出されている。

(a) YSスキームの結果。RCPによる違い。(b) RCP8.5の全実験を平均。(c) 積雲対流スキームによる違い。

表6.4.2 年積算降水量の将来変化 (mm)

| 実験名 | 将来変化 (mm) | 信頼区間 |
|---|-----------|--------|
| HPA_m02 | - | ±353.3 |
| HPA_as_m02 | - | ±360.7 |
| HPA_kf_m02 | - | ±272.0 |
| HPA_as_m02 HPA_kf_m02 HPA_m02 | - | ±325.9 |
| HFA_rcp26_c1 HFA_rcp26_c2 HFA_rcp26_c3 | 48.7 | ±297.8 |
| HFA_rcp45_c1 HFA_rcp45_c2 HFA_rcp45_c3 | 30.3 | ±297.0 |
| HFA_rcp60_c1 HFA_rcp60_c2 HFA_rcp60_c3 | 58.3 | ±306.8 |
| HFA_rcp85_c1 HFA_rcp85_c2 HFA_rcp85_c3 | 71.3 | ±337.7 |
| HFA_as_rcp85_c1 HFA_as_rcp85_c2 HFA_as_rcp85_c3 | -10.4 | ±304.4 |
| HFA_kf_rcp85_c1 HFA_kf_rcp85_c2 HFA_kf_rcp85_c3 | 194.6 | ±334.9 |
| HFA_as_rcp85_c1 HFA_kf_rcp85_c1 HFA_rcp85_c1 | 85.2 | ±359.3 |
| HFA_as_rcp85_c2 HFA_kf_rcp85_c2 HFA_rcp85_c2 | | |
| HFA_as_rcp85_c3 HFA_kf_rcp85_c3 HFA_rcp85_c3 | | |

* 実験名の見方は表6.4.2と同様。

参考文献

- Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley, 2013: Climate change, 2013: The physical science basis. Intergovernmental Panel on Climate Change, Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report (AR5) (Cambridge Univ Press, New York).
- Mizuta, R., O. Arakawa, T. Ose, S. Kusunoki, H. Endo, and A. Kitoh, 2014: Classification of CMIP5 future climate responses by the tropical sea surface temperature changes. *SOLA*, **10**, 167-171, doi:10.2151/sola.2014-035.
- van Vuuren, D. P., and T. R. Carter, 2014: Climate and socio-economic scenarios for climate change research and assessment: reconciling the new with the old. *Climatic Change*, **122**, 415-429.
- 気象庁, 2013: 地球温暖化予測情報 第8巻.
- 中央環境審議会・地球環境部会・気候変動影響評価等小委員会, 2014: 日本における気候変動による将来影響の報告と今後の課題について (中間報告).
- 文部科学省・気象庁・環境省, 2013: 気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポート「日本の気候変動とその影響」(2012年度版).
- 文部科学省, 2014: 文部科学省委託事業 気候変動リスク情報創生プログラム 平成25年度研究成果報告会資料.

第7章 今後に向けて

これまで述べてきたように、NHRCMは高い現在気候の再現性を示し、精度の高い将来気候変化予測を行うための有用な道具である。しかし、どのように精巧なモデルであっても、完璧な将来予測を行う事は不可能である。従って、より正確な将来予測を行うためには、少しでも完全な予測に近づけるよう、常にモデルを改良して行く必要がある。RCMの改良には、力学部分のほか、様々な物理過程、境界部分の改良等多岐にわたるが、短時間予報の開発と多くの部分で重複する。しかし、季節をまたいで長時間計算を行うRCMと短時間予報を目的とするモデルでは、個々の物理過程における重要性の比重が異なり、RCMでは陸面過程の重要性が短時間予報と比べ大きくなっている。実際に、この部分を変更した感度実験を行うと、気温や降水量、積雪などの再現性に大きな影響を与えることが分かっている。そこで、ここでは現在NHRCMの改良に力を入れている、MJ-SiBと都市キャノピーモデルの開発状況について述べる。また、文部科学省によるHPCI戦略プログラム(2011-2015)分野3中で、RCMの現在気候の解像度依存性を調べ、これからますます進んでいくであろう高分解能化に対応する研究を進めている。その中では、年降水量が5kmの解像度でも再現できない例を示し、さらなる高解像モデルを開発していく必要性について述べる。MJ-SiBや都市キャノピーモデルの開発は、文部科学省が実施している気候変動リスク情報創生プログラム(2012-2016)領域テーマCの中で行われており、2km分解能のNHRCMで活用される予定である。

7.1 MJ-SiBの高度化

7.1.1 不凍水スキームとiSiB植生キャノピーサブモデルの導入

Sasaki *et al.* (2012) は、AGCM20から15km、さらに5km水平解像度のNHRCMにダウンスケールして20年現在気候を再現した。その結果、土壌1層目の地温の頻度分布に顕著な0℃への集中が生じていることが判明した。この現象の原因となりうる積雪の影響を排除するために、温暖地の熊本のポイントデータを見たところ、土壌地温と同様に最低地上気温の頻度分布にも0℃への集中が見られた(図7.1.1)。非積雪域でもモデルにこの現象が見られたことから、土壌サブモデル自身にこの0℃への過度集中を引き起こす原因があると考え、以下の2点を検討した：(A) 土壌中には地温や土壌の物性によって決まる不凍水が存在するが、MJ-SiBでは不凍水の存在を考慮していない、(B) MJ-SiBの土壌1層は植生によらず厚さが2cmとやや厚く、その下の2層目は植生に応じて17~97cmほどの厚い層になっていて、これらの層内の全ての水/氷の相変化が完了するま

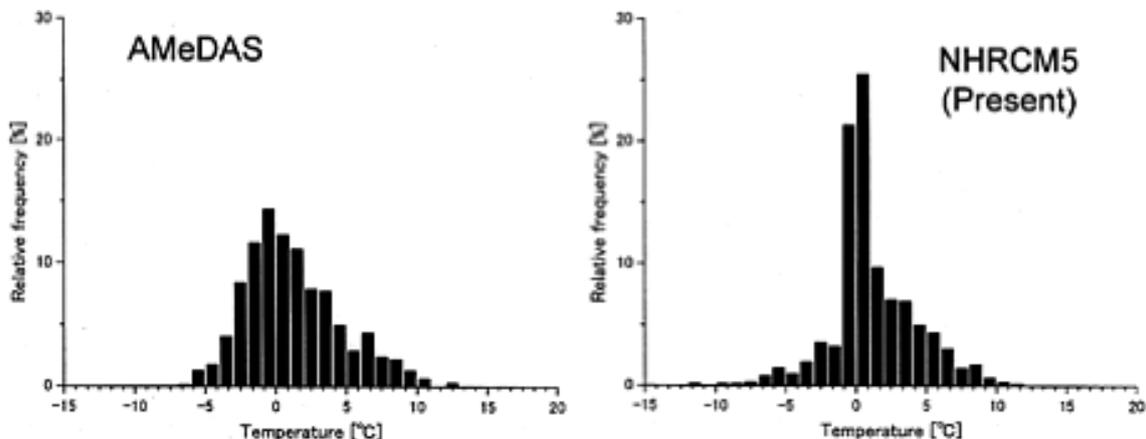


図7.1.1 最低地上気温の頻度分布。5km水平解像度のNHRCM現在気候20年再現実験の熊本に相当する格子での1月のアメダス観測(左)とモデル(右)の頻度分布。

で地温 0℃を保つ。以上から、この 0℃への頻度分布の過度な集中を解決するには、(i) 不凍水スキームを導入し、(ii) 土壌層を細分化する、必要がある。(ii) の解決法は土壌サブモデルの大幅な変更を必要とし、コード変更のコストがかかるため今後の課題とし、まずは、(i)を実施することになった。

図7.1.2は土壌中の不凍水量の実験式の例で、Anderson and Tice (1972) (以後、AT72と略す) と福尾 (1980) による不凍水分の飽和比 W と地温の過冷却度 ΔT の関係を示す (彼らの実験式での各々の不凍水分量を MJ-SiB での土壌水分変数である飽和比に換算してある)。AT72には土壌粒子の比表面積 S (単位土壌質量当たりの土壌粒子全表面積) がパラメータとして含まれ、適当な値を仮定する必要がある。比表面積は20%の粘土を含む土壌で、粘土がカオリナイトの場合 $1\text{ m}^2/\text{g}$ 程度で、モンモリロナイトの場合は $80\text{ m}^2/\text{g}$ に達し、非常に幅が広い。土壌粒子が単粒子の場合を考えると、比表面積 S は粒径 r と反比例の関係にある。ここでは比表面積が小さい場合 ($S = 1\text{ m}^2/\text{g}$ で $r = 2\text{ }\mu\text{m}$ に相当) と比較的大きい場合 ($S = 50\text{ m}^2/\text{g}$ で、 $0.04\text{ }\mu\text{m}$ に相当) の2例が示してある。ここでは、AT72を採用することとし、 $S = 50\text{ m}^2/\text{g}$ とした。採用した AT72の実験式は、

$$\ln(W_u) = a + b * \ln(S) + c * S^d \ln(\Delta T),$$

ここで、 $W_u (= (\theta * G_w) / ((1 - n) * G_s))$ は不凍水分量 (=不凍水質量/乾燥土壌質量)、 θ : 体積含水率、 n : 空隙率、 $G_w (=1.00)$: 水密度、 $G_s (=2.65)$: 土壌実質部分の密度、 $S (=50)$: 比表面積、 $a = 0.2618$, $b = 0.5519$, $c = -1.449$, $d = -0.264$ である。上述したように MJ-SiB では土壌水分が飽和比 W で表されているため、不凍水分量を飽和比に換算した結果を図に示した。

ところで、2.3節で述べたように、NHRCM の陸面モデルには気象庁現業モデルで使用している簡易平板陸面モデルと MJ-SiB の2つが実装されており、雪氷の経時変化を含む長期気候積分では、MJ-SiB の指定が必須である。しかしながら、陸面モデルとして MJ-SiB を使う場合、指定できる接地境界層は NHRCM に実装済の5種類のスキーム中 Louis *et al.* (1982) (以後、Louis と略す) しかなく、現業モデルでのデフォルトである Beljaars and Holtslag (1991) のスキームは利用できない。このような状況を改善するために、NHRCM で MJ-SiB を使用する場合でも Louis 以外の接地境界層スキームが使えるように、NCAR-CLM のアルゴリズムに倣って気候情報課で開発した iSiB から植生キャノピーサブモデル (以後、単に iSiB と略す) を NHRCM に移植した (大泉・徳広, 2013)。

これらの2つのスキームのインパクトを調べるため、西日本 (九州・四国・中国) (WJ と記す)、東日本 (中部・関東) (EJ)、北日本 (NJ) の3つの狭領域で、各々 125×125 格子の水平分解能 5 km の NHRCM による3年積

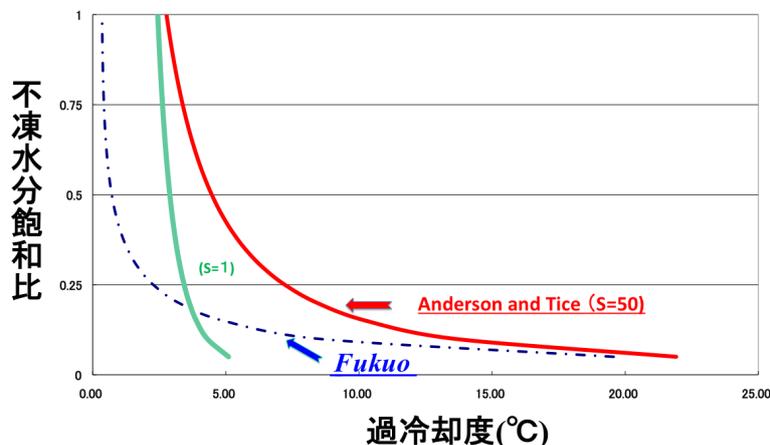


図7.1.2 土壌不凍水の実験式。縦軸は不凍水分飽和比、横軸は過冷却度。赤・緑の実線は Anderson and Tice (1972) による実験式で、 S は土壌粒子の比表面積。鎖線は福尾 (1980) の実験式。

分（1987年7月～1990年4月）を実施した。初期値・境界値はJRA55である。バイアスとRMSEを計算する際には各領域を日本海側（末尾にJ）と太平洋側（P）に分け、アメダス観測点に最近接のモデル格子点を選び、領域平均を計算した。

図7.1.3はつくばでの観測（AMeDAS）、コントロール実験（MJ-SiB）、各スキームの実験（不凍水スキーム、iSiB、不凍水+iSiB）の日最低気温の頻度分布を示す。観測に比べて、コントロール、iSiBの0℃への頻度の過度な集中が明らかである。0℃集中を避けるには、不凍水スキームが不可欠であることが分かる。なお、iSiBを指定することにより、不凍水スキーム単独のときより分布が滑らかになり、観測に似てくることが分かる。

図7.1.4は、3狭領域・日本海/太平洋側別の3年積分の4実験の月平均気温バイアス（左列）とRMSE（右列）である。横軸は左から1-3月、8-12月で、赤がコントロール、緑がiSiB、紫が不凍水、青が不凍水+iSiBである。上から北日本（NJ）、東日本（EJ）、西日本（WJ）狭領域で、更に各領域は日本海側（J）、太平洋側（P）の順に並んでいる。全般的に、1）暖候期は正バイアス、寒候期は負バイアス、2）iSiBを使うと負バイアスが改善し（温度を上げる）、RMSEも減る、3）不凍水スキームは最低気温の頻度分布にインパクトがあるが、平均気温にはほとんどインパクトがないことが分かる。

つくば日最低気温(1月)

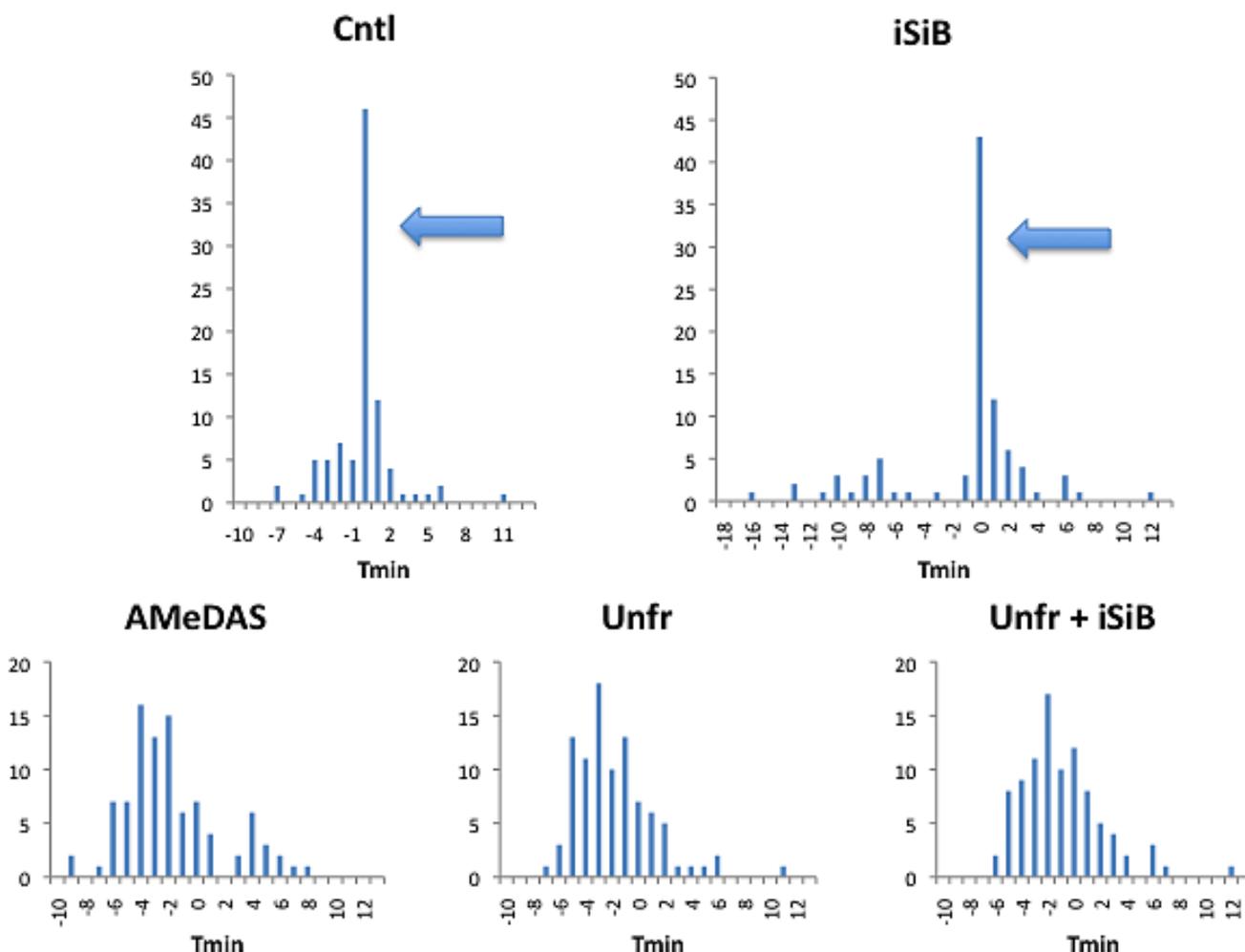


図7.1.3 つくばでの1988～90年1月の日最低気温の頻度分布。5 km 水平解像度の3年積分の結果を示す。左上からコントロール（MJ-SiB）、iSiB（右上）、アメダス観測（左下）、不凍水スキーム（中央下）、<不凍水スキーム+iSiB>（右下）。上段の矢印は0℃への頻度分布の過度な集中を示す。

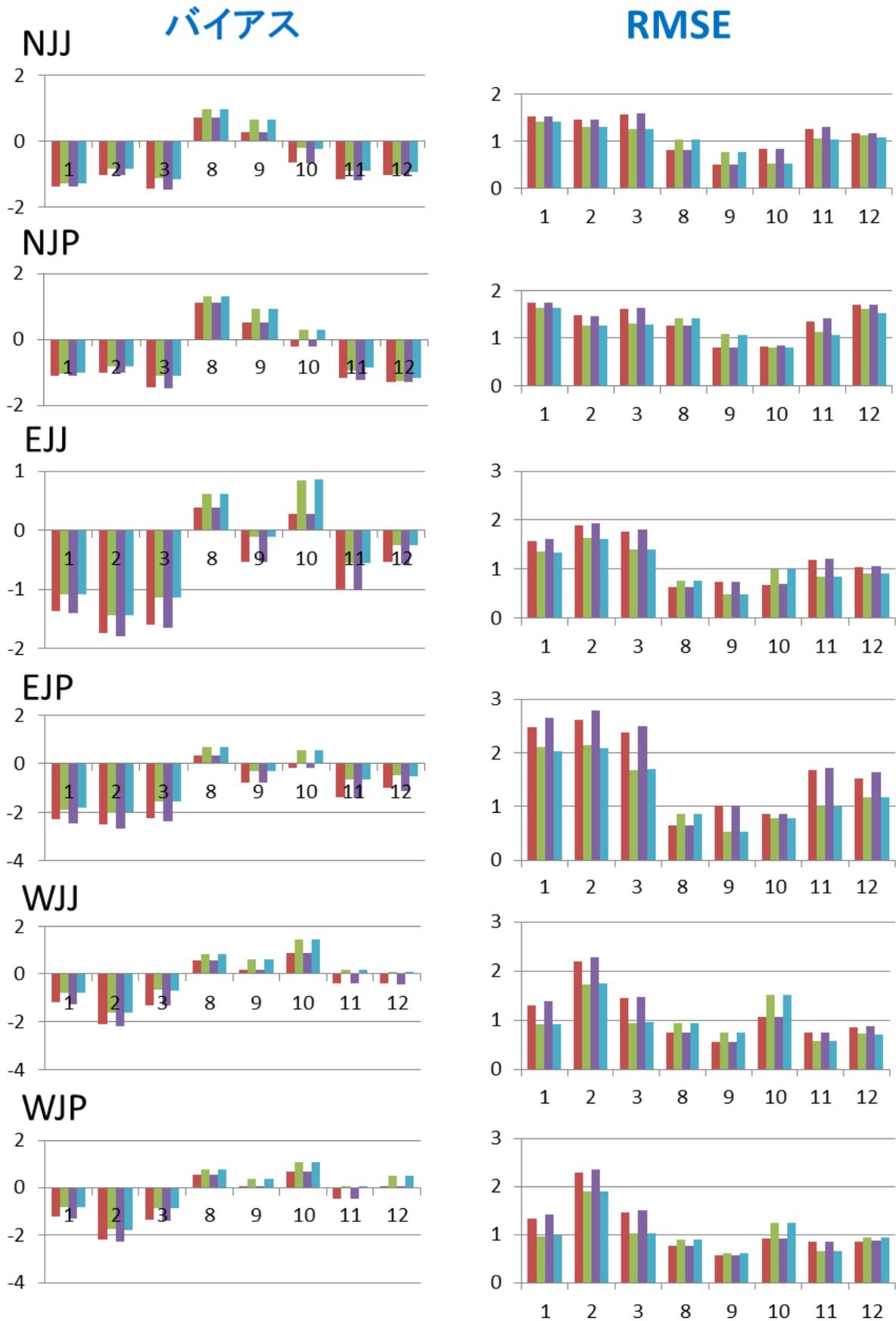


図7.1.4 領域別に求めた3年積分月平均地上気温のバイアスとRMSE。上から北日本、東日本、西日本領域。左列はバイアス、右列はRMSE。横軸は左から1～3月、8～12月。赤棒はMJ-SiB (コントロール)、緑はiSiB、紫は不凍水スキーム、青は<不凍水+iSiB>。

7.1.2 iSiB での NHRCM 既存の接地境界層スキームの利用

導入した iSiB のアルゴリズム中で、iSiB デフォルトの Zeng *et al.* (1998) (以後、Zeng) の接地境界層スキームの積分型普遍関数を呼び出している箇所、NHRCM に実装済の接地境界層の積分型普遍関数を選択できるようにし、iSiB 中で NHRCM 既存の接地境界層スキームを使えるように改良を行なった (なお、Louis は普遍関数経由ではなく、直接、バルクリチャードソン数 Rib からバルク係数を計算するようになっているが、他の普遍関数を経由するスキームと同様に iSiB 中でも使用できるように変更した)。以下に、予備的な 1 年積分の調査結果を示す。

まず、接地境界層スキームとバルク係数 C_m の特性について述べる。今回、iSiB のアルゴリズムに組み込んだ NHRCM 既存の接地境界層は以下の 1) - 4) で、5) は iSiB のデフォルトである。1) Bussinger *et al.* (1971) (以後、Bussinger)、2) Sommeria (1976) (Sommeria)、3) Louis *et al.* (1982) (Louis)、4) Beljaars and Holtzlag (1991) (Beljaars)、5) Zeng *et al.* (1998) (Zeng)。図7.1.5は粗度長 z_0 を 1 m に設定した場合の各スキームの Ri_b 依存性である。なお、図中で Kader と記したのは、NHRCM に組み込み済みの Kader and Yaglom (1990) の接地境界層による結果であるが、積分型普遍関数の数値計算部分で不安定が生じ長期積分に耐えられなかったため、以下の議論からは除いてある。

iSiB で使用する場合のこれらの接地境界層のインパクトを調べるために、上記の北日本領域で1989年7月21日～翌年4月末までの1年積分を実施した。コントロール実験は MJ-SiB (Louis) であり、各種接地境界層を指定した場合の短期の振る舞い、及び、長期積分でのバイアスと RMSE を以下に示す。

i) 短期の振る舞い

図7.1.6(a)は、初期値から2日間の岩見沢に相当するモデル格子での地上気温 T_s の推移を示す。モデルと比較するためのアメダス観測も図に示す。MJ-SiB (Louis) と iSiB (Louis) の違いは、MJ-SiB と iSiB での植生キャノピー内での計算アルゴリズムの違いが殆どであり、モデル中で使っている植生キャノピーの素過程は両者でほぼ同一である。結果を見ると、MJ-SiB が iSiB を使った際の接地境界層実験よりも T_s が低いことが分かる。図7.1.6(b)は、1月14日～21日までの富良野に対する地上気温 T_s の時系列を示す。これは、強安定時に『iSiB (Louis) の日較差が小さく』なり、『Sommeria に不自然な (不連続的な) 地上気温の変化が生じる』事例であった。

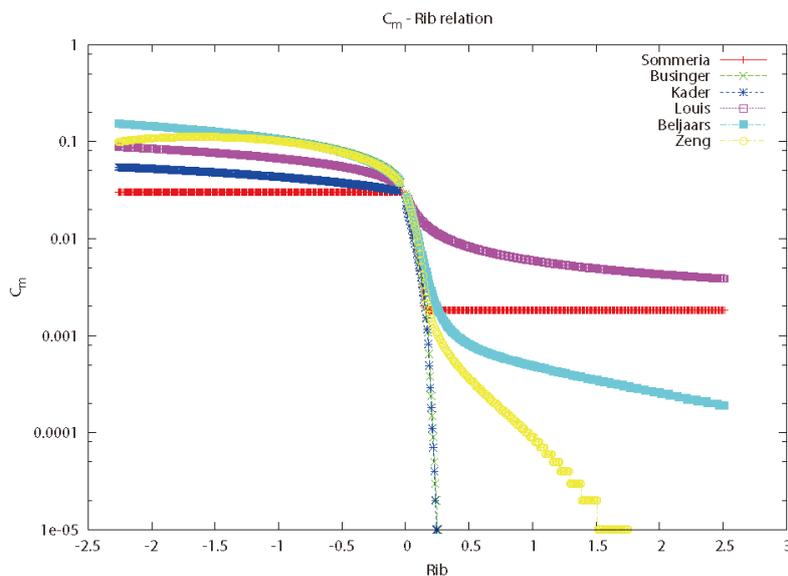


図7.1.5 iSiB で使用可能な接地境界層の運動量輸送バルク係数 C_m 。横軸はバルクリチャードソン数 Rib。粗度長 $z_0 = 1$ m の時の計算例。

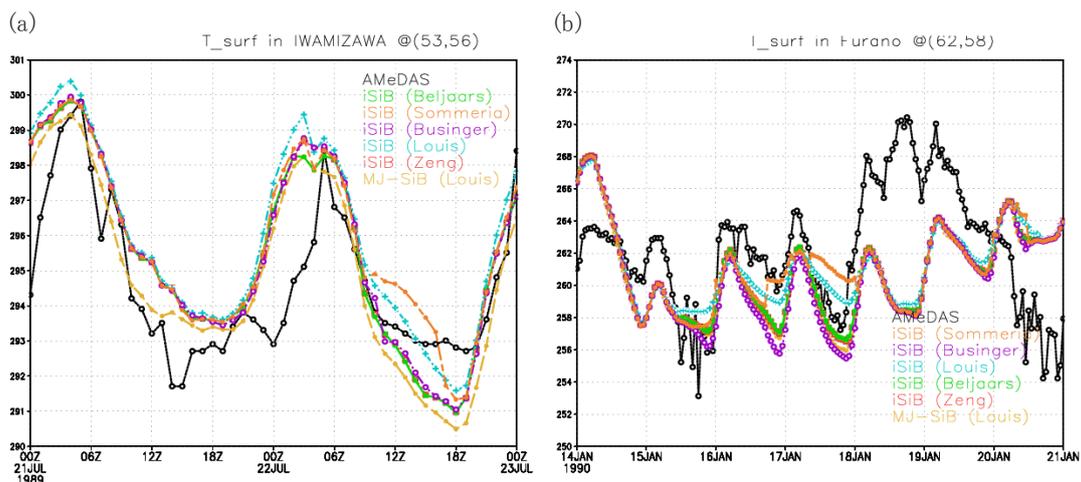


図7.1.6 モデル格子点とアメダス観測点（黒実線）の地上気温の時系列。(a) 岩見沢と (b) 富良野。接地境界層スキームは色別に示す。岩見沢の格子と観測点の高度差は数 m、富良野の高度差は170m で、両者ともに0.65°C/100m で高度補正。岩見沢は初期値からの時系列で、富良野は半年ほど経過した長期積分途中の時系列である。

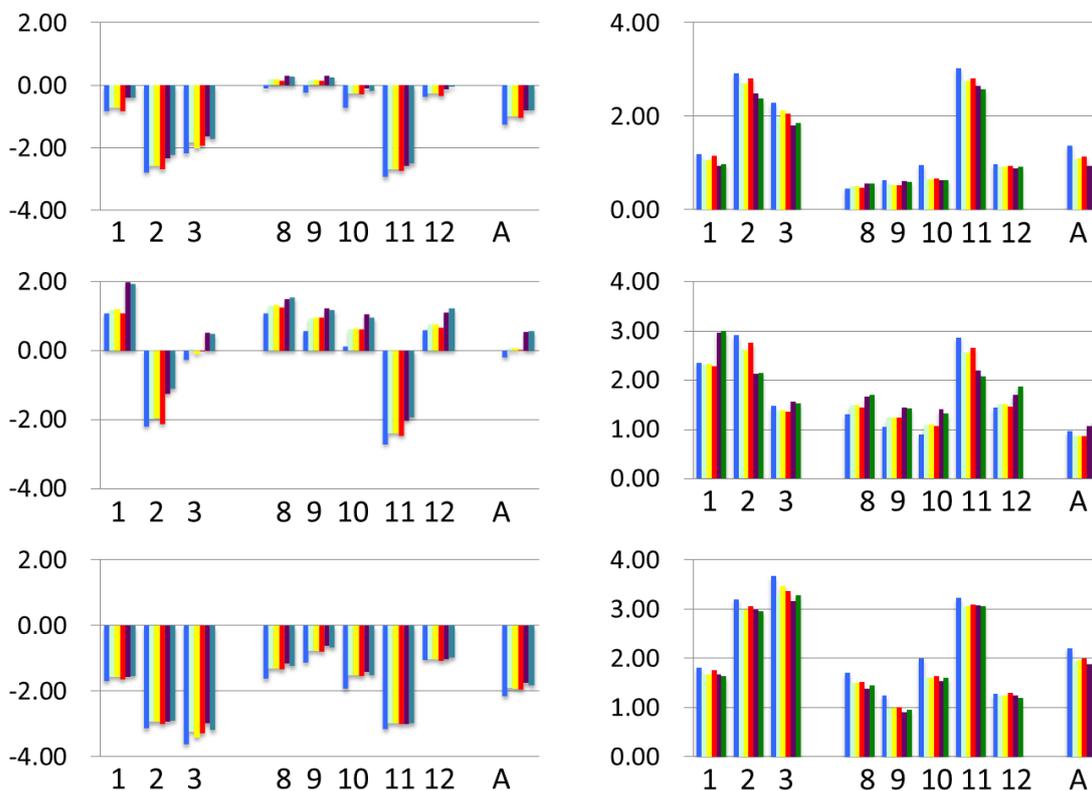


図7.1.7 北日本領域で求めた平均気温（上段）、最低気温（中段）、最高気温（下段）の月毎のバイアス（左列）と RMSE（右列）。横軸は左端から 1－3 月、8－12 月で、各図の右端に全期間平均（A）を取っている。各グループは左から、青：MJ-SiB (Louis)、水色：Zeng、黄：Beljaars、赤：Bussinger、紫：iSiB (Louis)、緑：Sommeria の結果を示す。

ii) 月平均・全期間でのバイアスと RMSE

短期同様、全般的に T_s は MJ-SiB が最も低く、iSiB (Louis) が高い。(図示しないが) 全てのスキームで1月の月平均バイアスと RMSE の分布をみると、沿岸部で正バイアス、内陸部で負バイアスとなっている。図7.1.7 は北日本領域全域で求めた地上気温の平均（上段）、最低（中段）、最高（下段）のバイアス（左列）と RMSE

(右列) を示す。各月毎にグループ単位で、左端から1-3月、8-12月、右端に全期間平均をとっている。各グループは左から MJ-SiB (Louis), Zeng, Beljaars, Bussinger, iSiB (Louis), Sommeria からなる。

以上の実験から、各スキームの評価は以下のようにまとめられる：

■短期

- ・全般に、地上気温は MJ-SiB (Louis) が最も低く、iSiB (Louis) が高い、
- ・強安定時に、Sommeria は不自然な振る舞いを示し、iSiB (Louis) の日較差が小さくなる場合がある。

■長期

- ・月平均地上気温は沿岸部で正バイアス、内陸部で負バイアス、
- ・全てのスキームで11、2、3月の負バイアスと RMSE が顕著、
- ・日較差が観測より小さく、全期間平均のバイアスの大きさは、最低気温<平均気温<最高気温の順、
- ・平均・最高気温で評価すると iSiB (Louis)、最低気温では Beljaars または Zeng の成績が良い。

7.2 都市キャノピーモデル

気候モデルの下部境界である地表面は、運動量や熱、水蒸気を大気と交換する重要な役割を担う。より再現性の良い気候シミュレーションには、精緻な地表面の表現が必要となる。格子間隔が大きな場合、地表面を巨視的にみれば、陸域はほとんど植生で埋め尽くされている。このため、全球気候モデルはもとより、領域気候モデルにおいても、精緻な植生キャノピーモデル SiB が陸面サブモデルとして採用されている。NHRCM では、陸面過程に長期積分用の植生陸面モデル MJ-SiB (大泉・保坂, 2000) を採用し、良好なパフォーマンスが示されてきた。しかし、格子間隔が数 km 程度にまで細かくなると、植生とは全く異なる特性を示す“都市”が

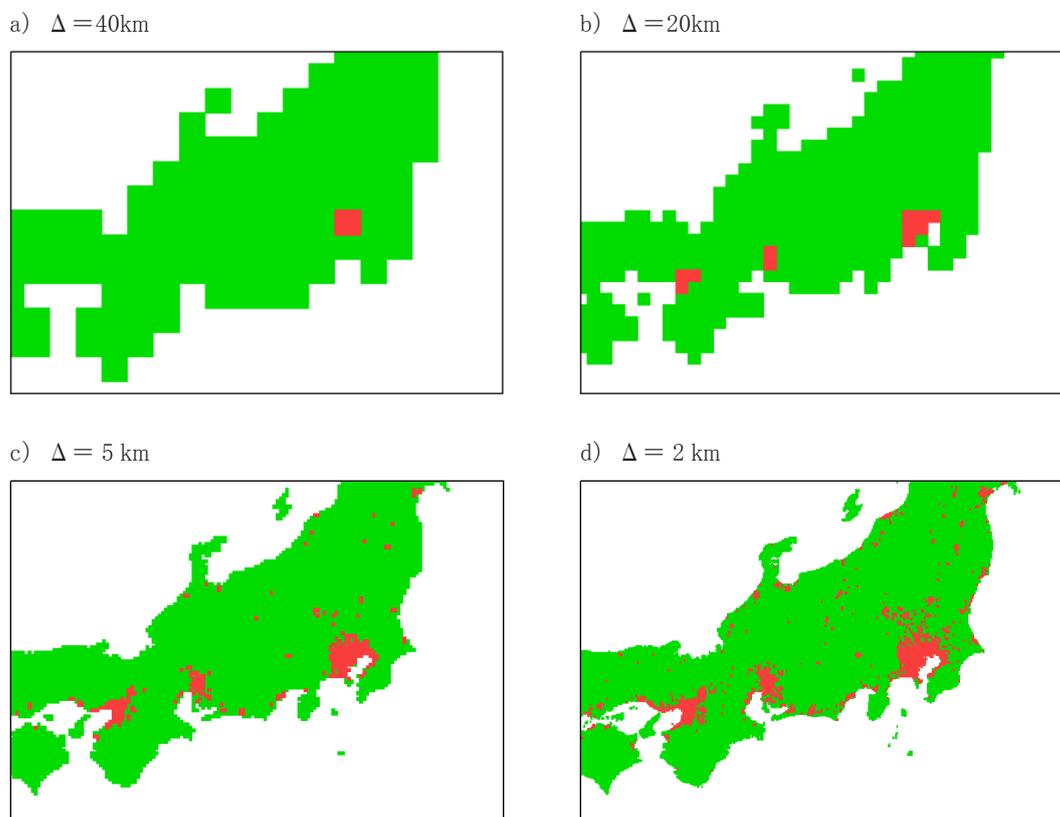


図7.2.1 モデルの格子間隔と、各格子を代表する土地利用タイプの関係。国土数値情報をもとに、植生(緑)または都市(赤)について、格子内で50%以上の面積を占めるかどうかで2値化。

格子内のほとんどを占めるようなモデル格子が顕在化し始める (図7.2.1)。MJ-SiB では、そのような都市域を乾燥した裸地として表現するよう工夫が施されるが、その再現性は十分ではない。Sasaki *et al.* (2008) によると、4 km 格子 NHRCM を用いて実施された関東甲信地域の現在気候再現実験では、東京周辺の都市域での地上気温の系統的な負バイアスが見られることが報告されている。

このように高度に都市化した地域におけるエネルギー収支を精緻に表現する陸面モデルとして、都市キャノピーモデルが提案されている。都市キャノピーモデルの導入によって、都市域に林立するビル群のため複雑に変化する放射収支や熱収支の精緻化が期待され、都市域での地上気温の再現性改善につながると考えられている。ここでは、都市キャノピーモデルのひとつである Aoyagi and Seino (2011) の SPUC (Square Prism Urban Canopy) を NHRCM に導入し、現在気候の再現性にどのような影響を持つか調査した結果について報告する。

7.2.1 実験設定

現在気候再現実験の対象期間を2001年9月から2006年8月までの5年間とし、対象とする領域は日本最大の都市である東京首都圏を含む関東甲信地方とする。気象庁領域解析データ RANAL (格子間隔20km) を元データとして、NHRCM によるダウンスケーリングを行う。先述の Sasaki *et al.* (2008) と同様、本州・九州・四国を含む広い領域を対象として10km 格子間隔の NHRCM を実行し、NHRCM 内で雲・氷・霰等の水物質を生成したうえで、最終段の4 km 格子間隔の NHRCM を実行する。

4 km NHRCM において、陸面過程の入れ替えを行う。ひとつは、陸面全てに MJ-SiB を適用する実験 (NHRCM_SiB 実験) である。この実験では、都市域は乾燥裸地もしくは広葉低木のある裸地として表現される。もうひとつは、植生地表面が多数を占める格子には MJ-SiB を使い、都市地表面が多数を占める格子には都市キャノピーモデル SPUC を適用する実験 (NHRCM_SPUC 実験) である (図7.2.2)。

都市格子内で建物が占有する面積は、国土数値情報の土地利用情報から得られた建物用地をもとに、建蔽率60%として算出する。建物の形状は、東京都整備の建物情報 GIS データベースから求める。東京都内については、建物の縦横比を GIS 情報から抽出し、格子内平均値を算出する。その他の地域については、GIS 情報で得られた東京都内の平均的な縦横比 (0.25) を一律に適用した。これら、格子内の建物占有面積、及び、建物の平均縦横比から、各都市格子の天空率を決定することができる。天空率は、日中においては短波放射の建物/地表面への分配率を制御し、夜間においては建物群からの下向き長波放射による地表面の放射冷却抑制の効果

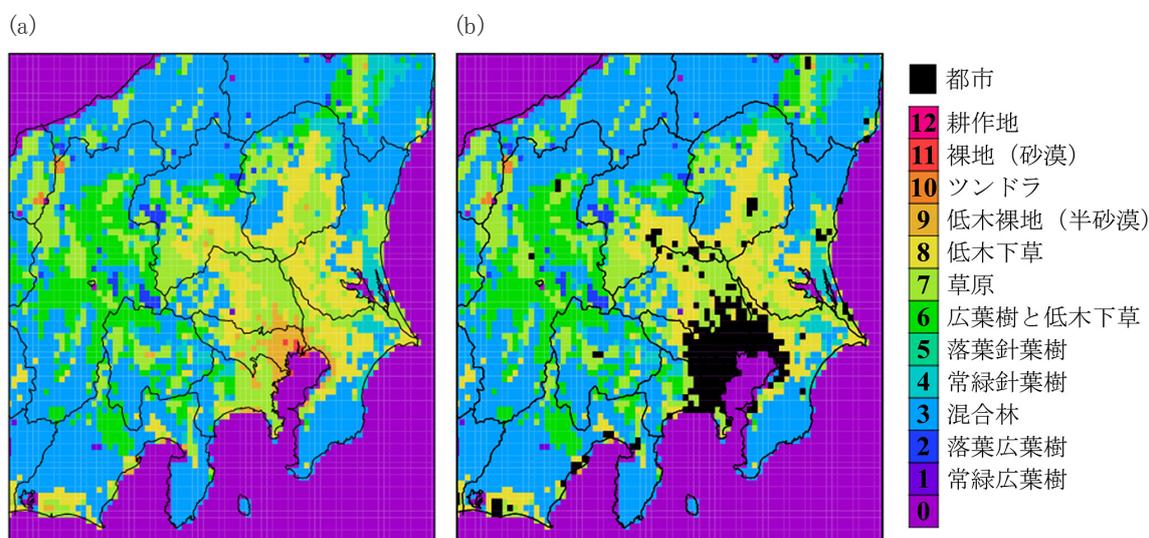


図7.2.2 4 km NHRCM 実験での陸面タイプの水平分布。(a) NHRCM_SiB 実験、(b) NHRCM_SPUC 実験。

を制御する重要なパラメータとなる。その他、建物の物性に関するパラメータは全て典型的なオフィスビルの値を一律に設定する（青柳・清野，2010）。人工排熱については、今回の実験では考慮しない。

7.2.2 地上気温再現性への影響

まず、都市キャノピーモデル SPUC が地上気温の再現性に与える影響について調査する。5年間平均地上気温の対アメダスの検証結果を図7.2.3及び表7.2.1に示す（地上気温の検証においては、アメダス地点に一番近い陸上グリッドの値との比較を行い、気温減率0.006K/mの標高補正を施した）。MJ-SiBのみを適用した再現実験では、先行研究（Sasaki *et al.*, 2008）同様、都市域に明瞭な負のバイアスがみられる。他方、都市域に SPUC を適用した実験では、その傾向は大きく変化し、一転して正バイアスとなった。このため、表7.2.1にまとめた解析領域平均の地上気温バイアスは SPUC を導入することによって1.30℃から1.55℃へと正バイアスの傾向が強くなり、一見して改悪したように感じられる。しかしながら、解析領域全体のバイアスの相関係数は、NHRCM_SiB 実験の0.73から NHRCM_SPUC 実験では0.86と改善されており、解析領域内の地上気温の水平分布としては、SPUC を適用したほうが再現性が良かったことになる。このような地上気温の水平分布の再現性向上は、水平気圧傾度の再現性改善を介し、局地循環の再現性も向上させていると考えられる。解析領域平均のバイアスと、モデルによる再現値の対アメダスの相関係数を月別に調べた結果が図7.2.4である。SPUC 適用の影響は、冬季に大きいことがわかる。これは、都市気候の特徴のひとつであるヒートアイランド現象が、大気が安定成層化しやすい冬季に顕在化することと整合的である。都市域陸面過程の導入により、冬季のバイアスは改悪の方向ではあるが、相関係数、すなわち、地上気温の水平分布の再現性は、冬季に大きく改善されている。3.1節では、NHRCM05で再現された地上気温は、都市域に明瞭な負バイアスがみられることを確認した。今回の結果は、都市域に特徴的にみられた NHRCM の負バイアスを大きく改善する可能性を示唆するものである。

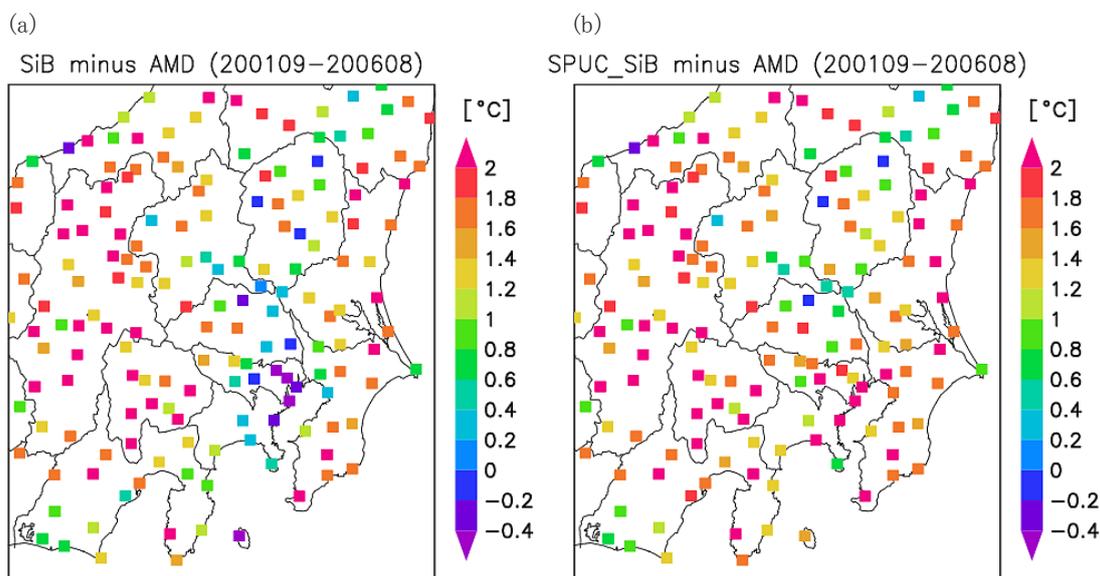


図7.2.3 5年平均地上気温の対アメダスバイアス。(a) NHRCM_SiB 実験、(b) NHRCM_SPUC 実験。

表7.2.1 現在気候再現実験における対アメダス検証結果（5年平均地上気温）。

| | NHRCM_SiB 実験 | NHRCM_SPUC 実験 |
|-----------|--------------|---------------|
| バイアス [°C] | 1.30 | 1.55 |
| 相関係数 | 0.73 | 0.86 |

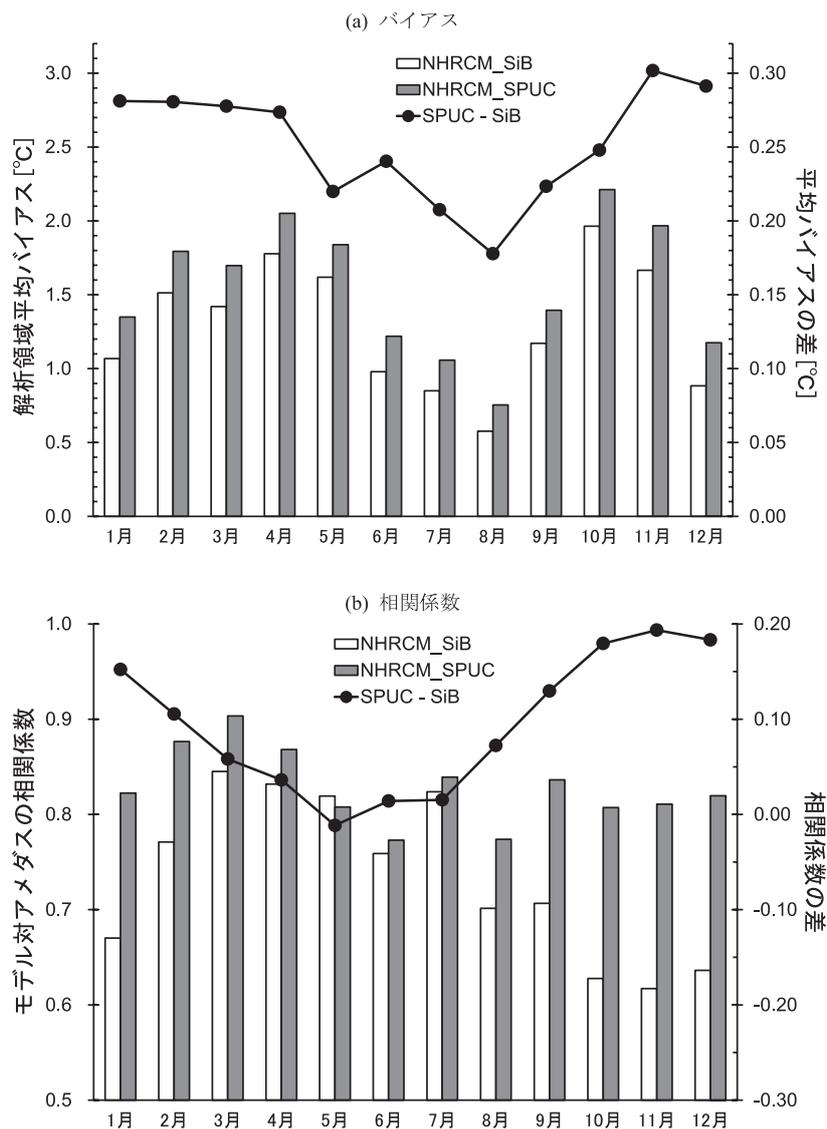


図7.2.4 月別の、a) 解析領域平均バイアスと b) 対アメダスの相関係数、及びそれらの各実験間の差。

都市域の典型地点として東京（大手町）と練馬を選択し、8月及び2月の地上気温の平均的な日変化を図7.2.5に示す。NHRCM_SiB 実験では全般に地上気温が低めに表現されており、2月では位相が遅れ気味（最高気温の起時が遅め）となっている。他方、NHRCM_SPUC 実験では、1日を通して地上気温が高く表現され、日変化の位相はNHRCM_SiB に比べて早く表現されている。位相の表現の違いは、都市域特有の放射環境や熱慣性、緑被率の設定などの違いによると考えられる。図7.2.6は、都心付近のグリッドにおける、両実験の温位鉛直分布の平均的な日変化を8月及び2月にわけて見たものであり、陸面過程の変更によって変化（MJ-SiB から SPUC に変更したことにより地上気温が上昇）した影響がどの程度上空まで達しているのかを表す。SPUC 適用により、下層の気温は1日を通して高めに表現され、その影響は2月が大きい。夜間、その影響は上空100m-200m 付近までに限られている。一方、日中においては、陸面過程変更による気温上昇の影響は上空1,000m 程度にまで及んでいる。下層が温められることにより境界層高度がより高くまで伸び、境界層上部ではNHRCM_SiB 実験に比べてNHRCM_SPUC 実験の方が気温が低く表現される、いわゆるクロスオーバーの状況を確認することができる。このクロスオーバー領域も含めれば、陸面過程変更の影響は、冬季夜間で上空500m 付近まで、夏季日中で1,800m 程度まで達していることになる。

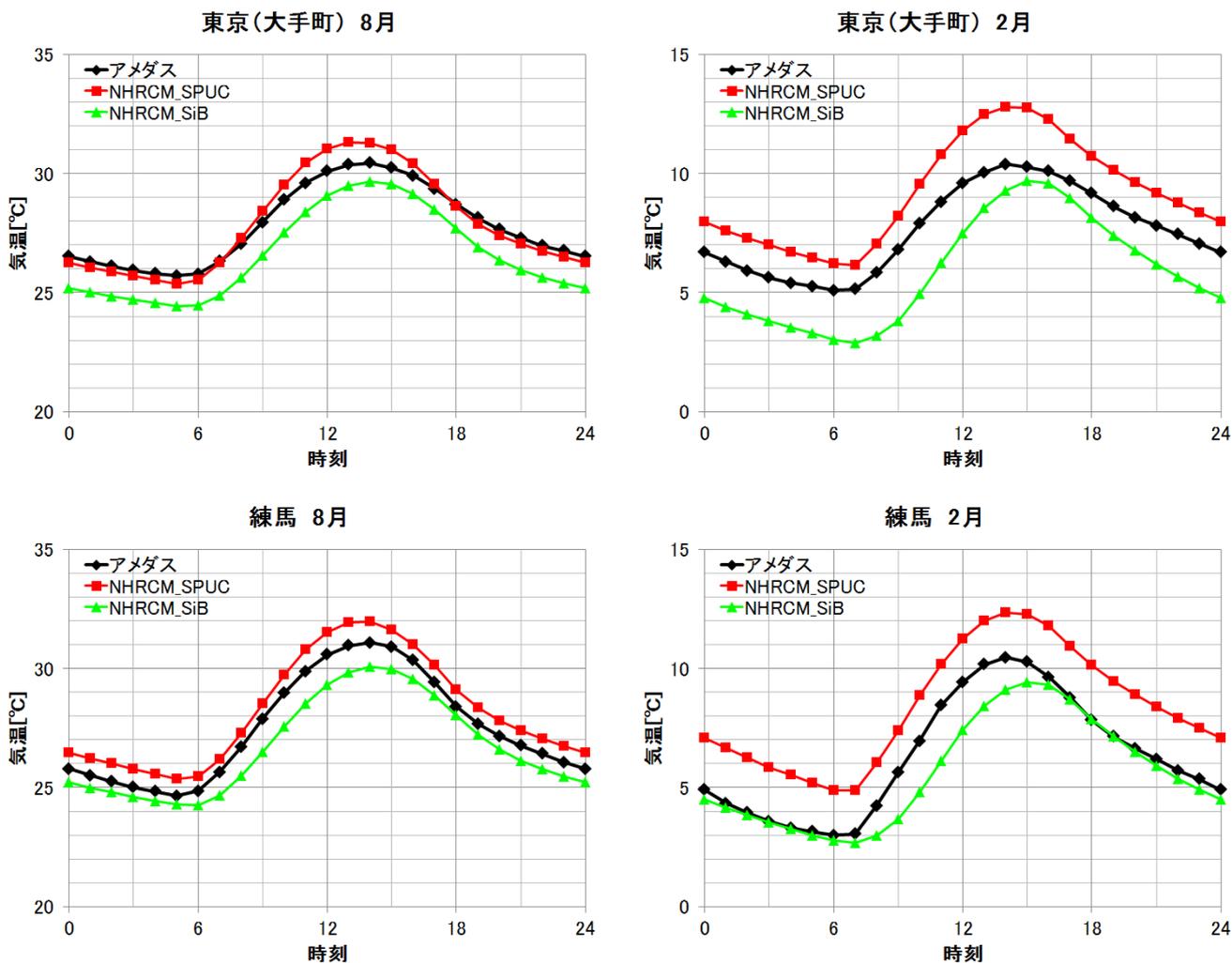


図7.2.5 東京（大手町）と練馬における8月及び2月の地上気温日変化。黒線：アメダス、緑線：NHRM_SiB 実験、赤線：NHRM_SPUC 実験。

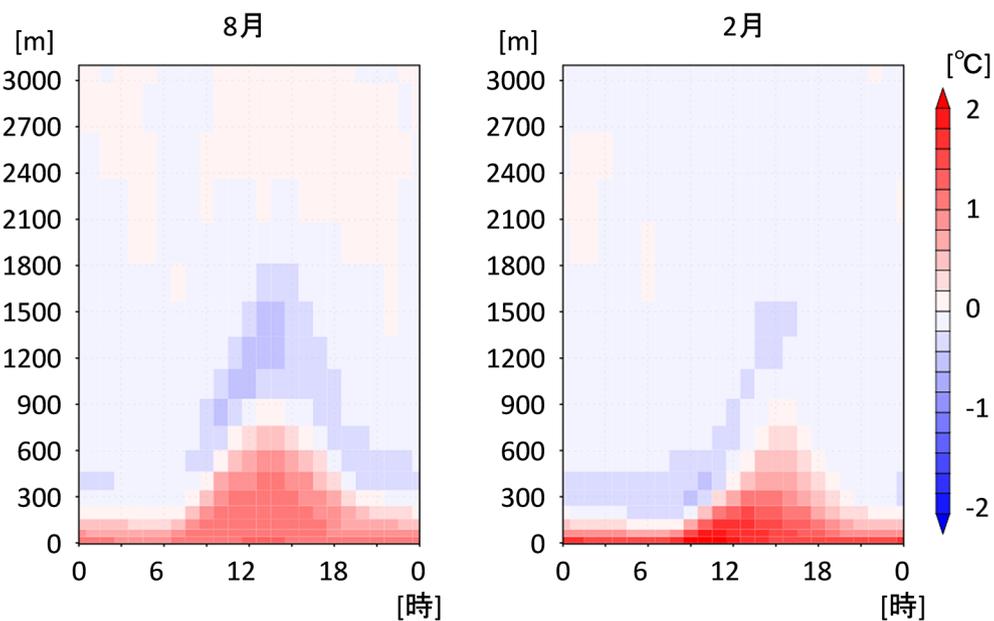


図7.2.6 都心付近における NHRM_SPUC 実験と NHRM_SiB 実験間の月平均温位差鉛直分布の日変化。

降水日のように日射の弱い日においては、陸面過程変更の影響自体が小さいため、後述のように降水の気候場はほとんど影響を受けない。しかしながら、晴天日や曇天日においては、水平・鉛直方向それぞれにおいて数℃の気温差がみられることから、3次元的な局地循環場を、より精緻に表現するためにも陸面過程の精緻化が重要であることを示唆する結果である。

7.2.3 降水量の再現性への影響

5年間総降水量の対アメダス比を図7.2.7及び表7.2.2に示す。都市域もしくは周辺での明瞭な降水量再現性の違いは見られない。領域平均でも、対アメダス降水量比及び相関係数が NHRCM_SiB 実験と NHRCM_SPUC 実験ともに119%及び0.70と、ほとんど影響を受けないことがわかる。前節でみたように、陸面過程変更による気温変化の影響が、かなり上空にまで達することと矛盾するようにも感じるが、日々の影響としてみた場合、降水日は日射が弱く、地表面熱収支変化の影響が系統的に出にくいことによるものと考えられる。

それでは、降水の変化をもたらすほど下層の温度変化は大きくないのであろうか。図7.2.8aに NHRCM_SPUC 実験と NHRCM_SiB 実験との2001年9月の降水量の差を示す。各領域の総降水量に比べると、それぞれ数%程度の小さな差ではあるが、沿岸都市周辺域で NHRCM_SPUC 実験の方が明らかに降水量の多い領域が、内陸域で降水量の少ない領域が見られる。これらは、都市域における下層大気の気温上昇によって大気が不安定化し、対流が発生しやすくなることに起因する降水量の増加と、その風下となる内陸での降水量の減少、というように解釈することもできる。メソモデルの積雲対流パラメタリゼーションは、下層大気の安定度を計算し、ある閾値を超えると対流を発生させ、降水をもたらす。さらに、エントレインメント/デトレインメントの量を推定し、水蒸気を上空に運ぶ効果も持つため、並行して動作する雲微物理過程でも降水を増加させる方向に働く。このように定性的な理解としては納得できるストーリーではあるが、この影響の多寡は積雲対流パラメ

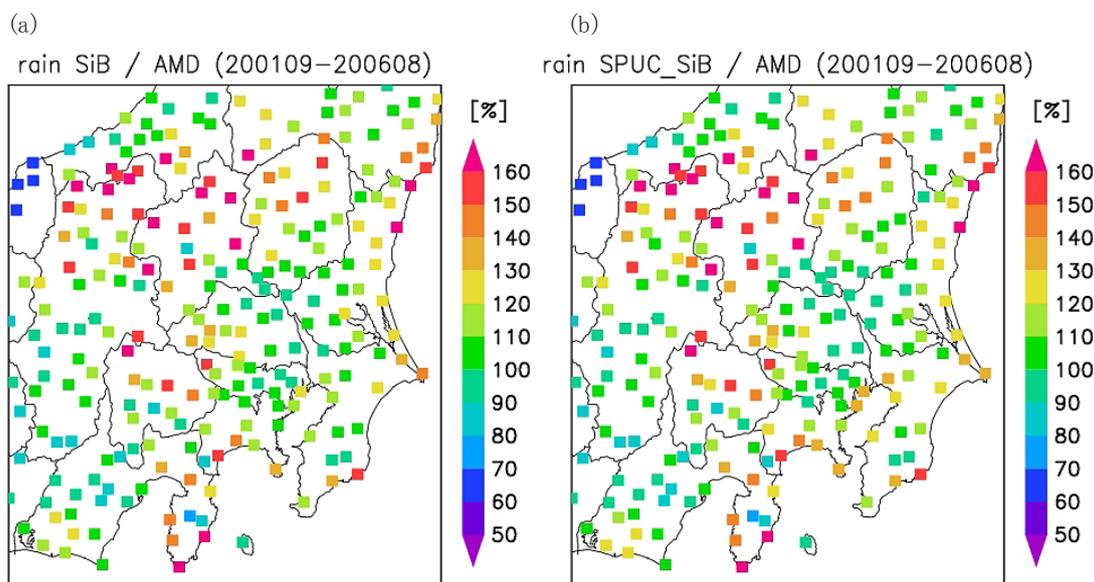


図7.2.7 5年積算総降水量の対アメダス比。(a) NHRCM_SiB 実験、(b) NHRCM_SPUC 実験。

表7.2.2 現在気候再現実験における対アメダス検証結果（5年総降水量）。

| | NHRCM_SiB 実験 | NHRCM_SPUC 実験 |
|----------|--------------|---------------|
| 降水量比 [%] | 119 | 119 |
| 相関係数 | 0.70 | 0.70 |

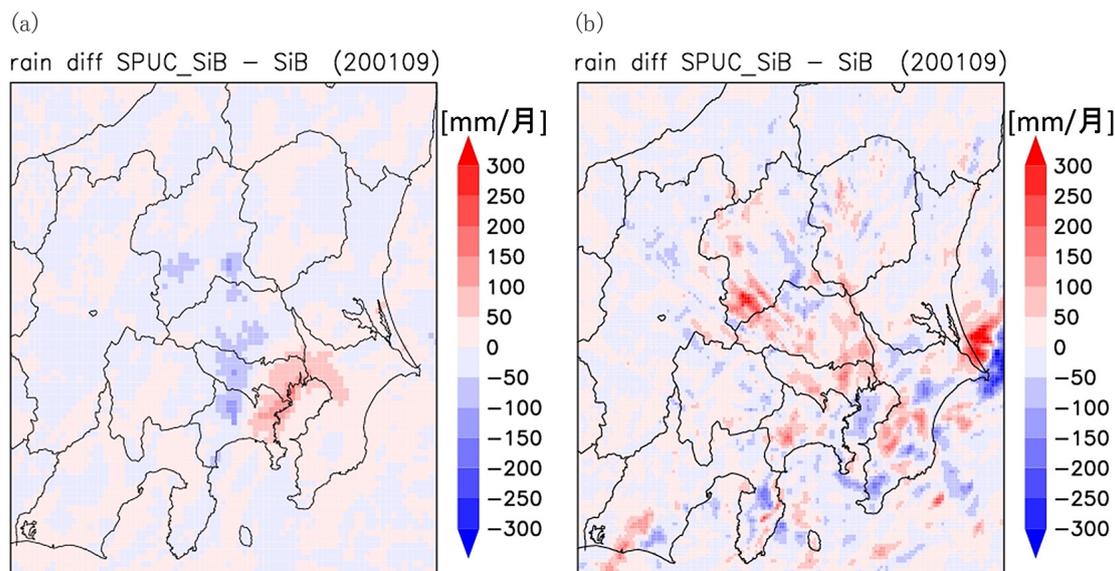


図7.2.8 NHRCM_SPUC 実験と NHRCM_SiB 実験それぞれで再現された2001年9月の月総降水量差の水平分布。
 (a) 積雲対流パラメタリゼーションを用いた4 km NHRCM 実験。(b) 積雲対流パラメタリゼーションを用いない2 km NHRCM 実験。

タリゼーションのパラメータ設定に大きく依存する可能性がある。積雲対流パラメタリゼーションを使わない2 km NHRCM による追加実験 (図7.2.8b) では、降水の見え方が一変する。積雲対流パラメタリゼーションは、粗格子大気モデル向けのスキームであることから、より精度の良い降水の再現を求めためにも、2 km 程度以下の高解像化された NHRCM での雲解像シミュレーションが期待される。

7.3 さらに高分解能化の必要性について

NHRCM によって計算された年降水量を、アメダス観測と比較した分布図 (図3.2.1) を見ると、日本海側と南西諸島で降水量が過小評価であり、逆に急斜面では過大評価になるという系統的誤差があるものの、ほとんどの観測点では誤差は±20%以内に収まっている。モデルによって計算された年降水量をアメダスと比べたものが図3.2.3である。NHRCM の分布は、親モデルである AGCM に比べ、赤い線に近く誤差が少ないことを表している。スコアを比較しても AGCM の相関係数、バイアス、RMSE はそれぞれ0.32、138mm、744mm、であるのに対し NHRCM は0.79、-11mm、379mm と大幅に改善されており、ダウンスケーリングがうまくいっていることを表している。しかし、この図を見ると、NHRCM はアメダス観測の2倍以上の8,000mm 降水量が計算されている観測点がある。この観測点は、屋久島にある尾之間である。屋久島には尾之間の他に屋久島という観測点があり、この観測点では降水量はかなり良く再現されている。

屋久島は九州の南に位置する直径20km 程の島であるが、その中心付近には山頂付近の高度が1,900m を超す山があるため、海岸から山頂にかけての斜面は非常に急である。尾之間直近の格子点では、8,000mm 近い降水量があるのに対し、そのほぼ南西 (計算領域が傾いているため上が北ではない。緯・経度線の向に注意) の格子点では3,000-4,000mm の降水量となっており、非常に降水量の傾度が大きくなっている。高原・松本 (2002) によると、屋久島の年降水量は海岸付近では4,500mm 位であるが、内陸では10,000mm 位になるという。NHRCM で計算された約8,000mm の年降水量の値そのものは非現実的な値とは言い切れない。NHRCM の5 km という格子間隔では、尾之間における降水量を再現するには粗かったためであると思われる。そこで、格子間隔1 km でこの島の付近のみ現在気候再現実験を行ってみた。しかし、計算機資源の都合上、積分期間は1年

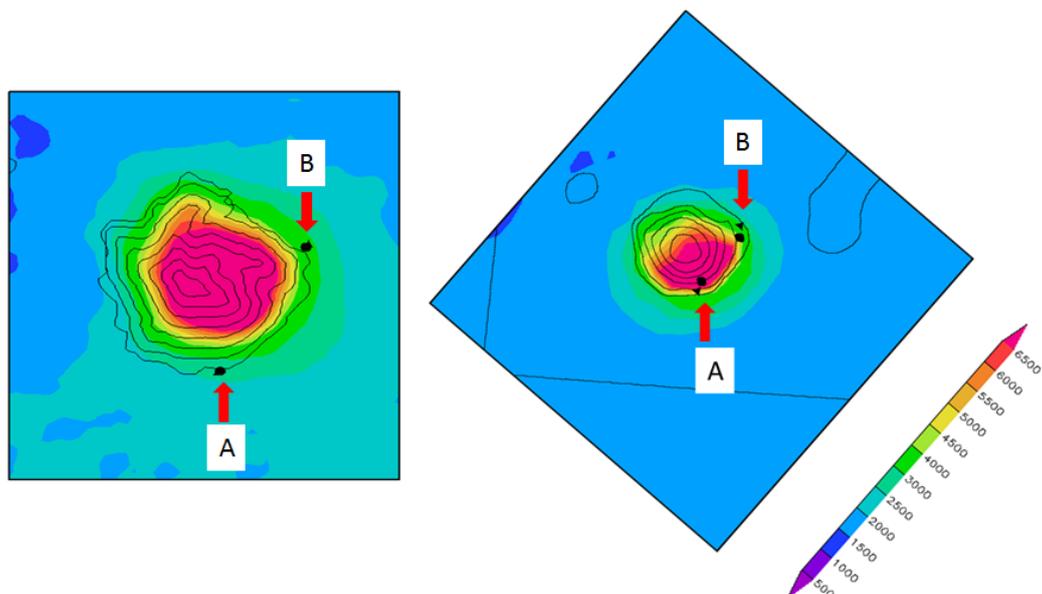


図7.3.1 NHRCM01 (左) と NHRCM05 (右) による、屋久島における年降水量分布図。A: 尾之間、B: 屋久島。

のみとなってしまったので、断定的な事を述べるには十分とは言えない。図7.3.1は、NHRCM01とNHRCM05による年降水量の分布図である。NHRCM01では、屋久島の中心部分の山岳地帯で急激に降水量が多くなっており、海岸の尾之間付近では山岳部と比べてかなり降水量が少なくなっている。それに対し、5 km のモデルでは、島の南側の海岸付近から山頂に向かって降水量が多くなっている。アメダス観測では、本来尾之間の方が屋久島より年降水量が少なくなっているが、(NHRCM05) では逆に尾之間の年降水量の方が屋久島より多く計算されている。しかし、(NHRCM01) では、尾之間で2,739mm、屋久島で3,452mm と尾之間の降水量より屋久島の降水量のほうが多いという特徴が再現されており、観測の気候値に近づいている。両観測点で観測より降水量がやや少なめなのは、計算領域を十分広くとることができなかつたため、モデル内で雲を成長させる時間が十分ではなかつたためと考えられる。屋久島以外にも急峻な地形の所で同じように降水量の過大評価が起きている所があるが、これについてもモデルの分解能を上げることで、現在気候の再現性が高まる可能性が大きいと思われる。

参考文献

- Anderson, D. M., and A. R. Tice, 1972: Predicting Unfrozen Water Contents in Frozen Soils from Surface Area Measurements. *Highw. Res. Rec.*, **393**, 12-18.
- Aoyagi, T., and N. Seino, 2011: A Square Prism Urban Canopy Scheme for the NHM and Its Evaluation on Summer Conditions in the Tokyo Metropolitan Area, Japan. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **50**, 1476-1496.
- Beljaars, A. C. M., and A. A. M. Holtslag, 1991: Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 327-341.
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, 1971: Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- Kader, B. A., and A. M. Yaglom, 1990: Mean Fields and Fluctuations Moments in Unstably Stratified Turbulent Boundary Layers. *J. Fluid Mech.*, **212**, 637-662.
- Louis, J. F., M. Tiedtke, and J. F. Geleyn, 1982: A Short history of the Operational PBL Parameterization at

- ECMWF. *Proc. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization*, Reading, United Kingdom, ECMWF, 59-79.
- Sasaki, H., K. Kurihara, I. Takayabu, and T. Uchiyama, 2008: Preliminary Experiments of Reproducing the Present Climate Using the Non-hydrostatic Regional Climate Model. *SOLA*, **4**, 25-28.
- Sasaki, H., A. Murata, M. Hanafusa, M. Oh'izumi, and K. Kurihara, 2012: Projection of Future Climate Change in a Non-Hydrostatic Regional Climate Model Nested within an Atmospheric General Circulation Model. *SOLA*, **8**, 053-056, doi:10.2151/sola.2012-014.
- Sommeria, G., 1976: Three-Dimensional Simulation of Turbulent Processes in an Undisturbed Trade Wind Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 216-241.
- Zeng, X., M. Zhao, and R. E. Dickinson, 1998: Intercomparison of Bulk Aerodynamic Algorithms for the Computation of Sea Surface Fluxes Using TOGA COARE and TAO Data. *J. Climate*, **11**, 2628-2644.
- 青柳曉典, 清野直子, 2010: メソ数値予報モデルと都市. *気象研究ノート*, **224**, 273-301.
- 大泉三津夫, 保坂征宏, 2000: 陸面過程. *数値予報課報告別冊*, **46**, 48-66.
- 大泉三津夫, 徳広貴之, 2013: i-SiB 植生キャノピーサブモデルの NHRCM へのインパクト. *気象学会春季大会予稿集*, A215.
- 福尾義昭, 1980: 不凍水の性質と凍上におけるその役割について. 凍上災害の予測に関する基礎的研究 (文部省科学研究費自然災害特別研究, 代表者木下誠一), 7-18.
- 高原宏明, 松本 淳, 2002: 屋久島の降水量分布に関する気候学的研究. *地学雑誌*, **111**, 726-746.

第8章 おわりに

地球温暖化予測情報第8巻は、気象研究所と気象庁気候情報課が共同で作成したものである。この格子点データの利用に関する問い合わせは気象庁気候情報課にお願いしたい。これを利用しての発表・出版の際には必ず気象研究所と気象庁気候情報課の作成であることを記述していただきたい。また適応策策定のための温暖化予測データは、文科省のデータ統合・解析システム（DIAS）に登録されている。これらのデータが防災、農業、水資源、医療など多くの分野に役立てていただくことを望む。

問い合わせ先

気象庁 地球環境・海洋部 気候情報課
〒100-8122 東京都千代田区大手町1-3-4
Email: clime@met.kishou.go.jp
Tel: 03-3211-8406

データ統合・解析システム（DIAS） 気象庁地球温暖化予測情報 第8巻

http://dias-dss.tkl.iis.u-tokyo.ac.jp/ddc/viewer?ds=JMA_GWP&lang=ja

謝辞

温暖化予測情報第8巻に用いられた境界条件を計算するのに使われたAGCMは文部科学省支援により行われた21世紀気候変動予測革新プログラムから提供を受けた。また、第8巻の制作に関係された多くの方に感謝の意を表す。

「地域気候変動予測データ」は、「平成25年度環境省地球温暖化影響の理解のための気候変動予測等実施委託業務」及び「平成26年度環境省地球温暖化影響の理解のための気候変動予測等実施委託業務」において、気象庁及び文部科学省気候変動リスク情報創生プログラムの協力のもと、気象庁気象研究所開発の気候モデルを利用して作成・提供されたものである。また、解析にあたっては、気象庁及び環境省が共同で行った。

独立行政法人海洋研究開発機構（JAMSTEC）からは、地球シミュレータの運用について数々のご協力を頂いている。また、本解析で使用した気候変動予測データをデータ統合・解析システム（DIAS）上に公開する過程にあたっては、東京大学生産技術研究所をはじめとする地球環境情報統融合プログラムの皆様からの多大なるご支援を頂いている。さらに、文部科学省「HPCI戦略プログラム」分野3「防災・減災に資する地球変動予測」、及び「気候変動リスク情報創生プログラム」テーマC「気候変動リスク情報の基盤技術開発」のご支援も受けている。ここで、関係者のみなさまに厚く感謝申し上げる。

気象研究所技術報告一覧表

- 第1号 バックグラウンド大気汚染の測定法の開発（地球規模大気汚染特別研究班，1978）
Development of Monitoring Techniques for Global Background Air Pollution. (MRI Special Research Group on Global Atmospheric Pollution, 1978)
- 第2号 主要活火山の地殻変動並びに地熱状態の調査研究（地震火山研究部，1979）
Investigation of Ground Movement and Geothermal State of Main Active Volcanoes in Japan. (Seismology and Volcanology Research Division, 1979)
- 第3号 筑波研究学園都市に新設された気象観測用鉄塔施設（花房龍男，藤谷徳之助，伴野登，魚津博，1979）
On the Meteorological Tower and Its Observational System at Tsukuba Science City. (T. Hanafusa, T. Fujitani, N. Banno, and H. Uozu, 1979)
- 第4号 海底地震常時観測システムの開発（地震火山研究部，1980）
Permanent Ocean - Bottom Seismograph Observation System. (Seismology and Volcanology Research Division, 1980)
- 第5号 本州南方海域水温図-400m（又は500m）深と1,000m深-（1934-1943年及び1954-1980年）（海洋研究部，1981）
Horizontal Distribution of Temperature in 400m (or 500m) and 1,000m Depth in Sea South of Honshu, Japan and Western - North Pacific Ocean from 1934 to 1943 and from 1954 to 1980. (Oceanographical Research Division, 1981)
- 第6号 成層圏オゾンの破壊につながる大気成分及び紫外日射の観測（高層物理研究部，1982）
Observations of the Atmospheric Constituents Related to the Stratospheric ozone Depletion and the Ultraviolet Radiation. (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1982)
- 第7号 83型強震計の開発（地震火山研究部，1983）
Strong - Motion Seismograph Model 83 for the Japan Meteorological Agency Network. (Seismology and Volcanology Research Division, 1983)
- 第8号 大気中における雪片の融解現象に関する研究（物理気象研究部，1984）
The Study of Melting of Snowflakes in the Atmosphere. (Physical Meteorology Research Division, 1984)
- 第9号 御前崎南方沖における海底水圧観測（地震火山研究部・海洋研究部，1984）
Bottom Pressure Observation South off Omaezaki, Central Honsyu. (Seismology and Volcanology Research Division and Oceanographical Research Division, 1984)
- 第10号 日本付近の低気圧の統計（予報研究部，1984）
Statistics on Cyclones around Japan. (Forecast Research Division, 1984)
- 第11号 局地風と大気汚染物質の輸送に関する研究（応用気象研究部，1984）
Observations and Numerical Experiments on Local Circulation and Medium - Range Transport of Air Pollutions. (Applied Meteorology Research Division, 1984)
- 第12号 火山活動監視手法に関する研究（地震火山研究部，1984）
Investigation on the Techniques for Volcanic Activity Surveillance. (Seismology and Volcanology Research Division, 1984)
- 第13号 気象研究所大気大循環モデル-I（MRI・GCM-I）（予報研究部，1984）
A Description of the MRI Atmospheric General Circulation Model (The MRI・GCM-I). (Forecast Research Division, 1984)
- 第14号 台風の構造の変化と移動に関する研究-台風7916の一生-（台風研究部，1985）
A Study on the Changes of the Three - Dimensional Structure and the Movement Speed of the Typhoon through its Life Time. (Typhoon Research Division, 1985)
- 第15号 波浪推算モデルMRIとMRI-IIの相互比較研究-計算結果図集-（海洋気象研究部，1985）
An Intercomparison Study between the Wave Models MRI and MRI-II - A Compilation of Results - (Oceanographical Research Division, 1985)
- 第16号 地震予知に関する実験的及び理論的研究（地震火山研究部，1985）
Study on Earthquake Prediction by Geophysical Method. (Seismology and Volcanology Research Division, 1985)
- 第17号 北半球地上月平均気温偏差図（予報研究部，1986）
Maps of Monthly Mean Surface Temperature Anomalies over the Northern Hemisphere for 1891-1981. (Forecast Research Division, 1986)
- 第18号 中層大気の研究（高層物理研究部，気象衛星研究部，予報研究部，地磁気観測所，1986）
Studies of the Middle Atmosphere. (Upper Atmosphere Physics Research Division, Meteorological Satellite Research Division, Forecast Research Division, MRI and the Magnetic Observatory, 1986)
- 第19号 ドップラーレーダによる気象・海象の研究（気象衛星研究部・台風研究部・予報研究部・応用気象研究部・海洋研究部，1986）
Studies on Meteorological and Sea Surface Phenomena by Doppler Radar. (Meteorological Satellite Research Division, Typhoon Research Division, Forecast Research Division, Applied Meteorology Research Division, and Oceanographical Research Division, 1986)
- 第20号 気象研究所対流圏大気大循環モデル（MRI・GCM-I）による12年間分の積分（予報研究部，1986）
Mean Statistics of the Tropospheric MRI・GCM-I based on 12 - year Integration. (Forecast Research Division, 1986)
- 第21号 宇宙線中間子強度1983-1986（高層物理研究部，1987）
Multi - Directional Cosmic Ray Meson Intensity 1983-1986. (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1987)
- 第22号 静止気象衛星「ひまわり」画像の噴火噴煙データに基づく噴火活動の解析に関する研究（地震火山研究部，1987）
Study on Analysis of Volcanic Eruptions based on Eruption Cloud Image Data obtained by the Geostationary Meteorological

- satellite (GMS). (Seismology and Volcanology Research Division, 1987)
- 第23号 オホーツク海海洋気候図 (篠原吉雄, 四電信行, 1988)
- 第24号 Marine Climatological Atlas of the sea of Okhotsk. (Y. Shinohara and N. Shikama, 1988)
海洋大循環モデルを用いた風の応力異常に対する太平洋の応答実験 (海洋研究部, 1989)
Response Experiment of Pacific Ocean to Anomalous Wind Stress with Ocean General Circulation Model. (Oceanographical Research Division, 1989)
- 第25号 太平洋における海洋諸要素の季節平均分布 (海洋研究部, 1989)
Seasonal Mean Distribution of Sea Properties in the Pacific. (Oceanographical Research Division, 1989)
- 第26号 地震前兆現象のデータベース (地震火山研究部, 1990)
Database of Earthquake Precursors. (Seismology and Volcanology Research Division, 1990)
- 第27号 沖縄地方における梅雨期の降水システムの特性 (台風研究部, 1991)
Characteristics of Precipitation Systems During the Baiu Season in the Okinawa Area. (Typhoon Research Division, 1991)
- 第28号 気象研究所・予報研究部で開発された非静水圧モデル (猪川元興・斉藤和雄, 1991)
Description of a Nonhydrostatic Model Developed at the Forecast Research Department of the MRI. (M. Ikawa and K. Saito, 1991)
- 第29号 雲の放射過程に関する総合的研究 (気候研究部・物理気象研究部・応用気象研究部・気象衛星・観測システム研究部・台風研究部, 1992)
A Synthetic Study on Cloud – Radiation Processes. (Climate Research Department, Physical Meteorology Research Department, Applied Meteorology Research Department, Meteorological Satellite and Observation System Research Department, and Typhoon Research Department, 1992)
- 第30号 大気と海洋・地表とのエネルギー交換過程に関する研究 (三上正男・遠藤昌宏・新野 宏・山崎孝治, 1992)
Studies of Energy Exchange Processes between the Ocean – Ground Surface and Atmosphere. (M. Mikami, M. Endoh, H. Niino, and K. Yamazaki, 1992)
- 第31号 降水日の出現頻度からみた日本の季節推移—30年間の日降水量資料に基づく統計— (秋山孝子, 1993)
Seasonal Transition in Japan, as Revealed by Appearance Frequency of Precipitating-Days. – Statistics of Daily Precipitation Data During 30 Years – (T. Akiyama, 1993)
- 第32号 直下型地震予知に関する観測的研究 (地震火山研究部, 1994)
Observational Study on the Prediction of Disastrous Intraplate Earthquakes. (Seismology and Volcanology Research Department, 1994)
- 第33号 各種気象観測機器による比較観測 (気象衛星・観測システム研究部, 1994)
Intercomparisons of Meteorological Observation Instruments. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1994)
- 第34号 硫酸化物の長距離輸送モデルと東アジア地域への適用 (応用気象研究部, 1995)
The Long – Range Transport Model of Sulfur Oxides and Its Application to the East Asian Region. (Applied Meteorology Research Department, 1995)
- 第35号 ウインドプロファイラーによる気象の観測法の研究 (気象衛星・観測システム研究部, 1995)
Studies on Wind Profiler Techniques for the Measurements of Winds. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1995)
- 第36号 降水・落下塵中の人工放射性核種の分析法及びその地球化学的研究 (地球化学研究部, 1996)
Geochemical Studies and Analytical Methods of Anthropogenic Radionuclides in Fallout Samples. (Geochemical Research Department, 1996)
- 第37号 大気と海洋の地球化学的研究 (1995年及び1996年) (地球化学研究部, 1998)
Geochemical Study of the Atmosphere and Ocean in 1995 and 1996. (Geochemical Research Department, 1998)
- 第38号 鉛直2次元非線形問題 (金久博忠, 1999)
Vertically 2-dimensional Nonlinear Problem (H. Kanehisa, 1999)
- 第39号 客観的予報技術の研究 (予報研究部, 2000)
Study on the Objective Forecasting Techniques (Forecast Research Department, 2000)
- 第40号 南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究 (地震火山研究部, 2000)
Study on Stress Field and Forecast of Seismic Activity in the Kanto Region (Seismology and Volcanology Research Department, 2000)
- 第41号 電量滴定法による海水中の全炭酸濃度の高精度分析および大気中の二酸化炭素と海水中の全炭酸の放射性炭素同位体比の測定 (石井雅男・吉川久幸・松枝秀和, 2000)
Coulometric Precise Analysis of Total Inorganic Carbon in Seawater and Measurements of Radiocarbon for the Carbon Dioxide in the Atmosphere and for the Total Inorganic Carbon in Seawater (I.Masao, H.Y.Inoue and H.Matsueda, 2000)
- 第42号 気象研究所/数値予報課統一非静力学モデル (斉藤和雄・加藤輝之・永戸久喜・室井ちあし, 2001)
Documentation of the Meteorological Research Institute/Numerical Prediction Division Unified Nonhydrostatic Model (Kazuo Saito, Teruyuki Kato, Hisaki Eito and Chiashi Muroi, 2001)
- 第43号 大気および海水中のクロロフルオロカーボン類の精密測定と気象研究所クロロフルオロカーボン類標準ガスの確立 (時枝隆之・井上 (吉川) 久幸, 2004)
Precise measurements of atmospheric and oceanic chlorofluorocarbons and MRI chlorofluorocarbons calibration scale (Takayuki Tokieda and Hisayuki Y. Inoue, 2004)

- 第44号 PostScript コードを生成する描画ツール“PLOTPS”マニュアル (加藤輝之, 2004)
Documentation of “PLOTPS”: Outputting Tools for PostScript Code (Teruyuki Kato, 2004)
- 第45号 気象庁及び気象研究所における二酸化炭素の長期観測に使用された標準ガスのスケールとその安定性の再評価に関する調査・研究 (松枝秀和・須田一人・西岡佐喜子・平野礼朗・澤 庸介・坪井一寛・堤 之智・神谷ひとみ・根本和宏・長井秀樹・吉田雅司・岩野園城・山本 治・森下秀昭・鎌田匡俊・和田 晃, 2004)
Re-evaluation for scale and stability of CO₂ standard gases used as long-term observations at the Japan Meteorological Agency and the Meteorological Research Institute (Hidekazu Matsueda, Kazuto Suda, Sakiko Nishioka, Toshirou Hirano, Yousuke, Sawa, Kazuhiro Tuboi, Tsutumi, Hitomi Kamiya, Kazuhiro Nemoto, Hideki Nagai, Masashi Yoshida, Sonoki Iwano, Osamu Yamamoto, Hideaki Morishita, Kamata, Akira Wada, 2004)
- 第46号 地震発生過程の詳細なモデリングによる東海地震発生の推定精度向上に関する研究 (地震火山研究部, 2005)
A Study to Improve Accuracy of Forecasting the Tokai Earthquake by Modeling the Generation Processes (Seismology and Volcanology Research Department, 2005)
- 第47号 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 解説 (海洋研究部, 2005)
Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Manual (Oceanographical Research Department, 2005)
- 第48号 日本海降雪雲の降水機構と人工調節の可能性に関する研究 (物理気象研究部・予報研究部, 2005)
Study of Precipitation Mechanisms in Snow Clouds over the Sea of Japan and Feasibility of Their Modification by Seeding (Physical Meteorology Research Department, Forecast Research Department, 2005)
- 第49号 2004年日本上陸台風の概要と環境場 (台風研究部, 2006)
Summary of Landfalling Typhoons in Japan, 2004 (Typhoon Research Department, 2006)
- 第50号 栄養塩測定用海水組成標準の2003年国際共同実験報告 (青山道夫, 2006)
2003 Intercomparison Exercise for Reference Material for Nutrients in Seawater in a Seawater Matrix (Michio Aoyama, 2006)
- 第51号 大気および海水中の超微量六フッ化硫黄 (SF₆) の測定手法の高度化と SF₆ 標準ガスの長期安定性の評価 (時枝隆之・石井雅男・齊藤 秀・緑川 貴, 2007)
Highly developed precise analysis of atmospheric and oceanic sulfur hexafluoride (SF₆) and evaluation of SF₆ standard gas stability (Takayuki Tokieda, Masao Ishii, Shu Saito and Takashi Midorikawa, 2007)
- 第52号 地球温暖化による東北地方の気候変化に関する研究 (仙台管区气象台・環境・応用気象研究部, 2008)
Study of Climate Change over Tohoku District due to Global Warming (Sendai District Meteorological Observatory, Atmospheric Environment and Applied Meteorology Research Department, 2008)
- 第53号 火山活動評価手法の開発研究 (地震火山研究部, 2008)
Studies on Evaluation Method of Volcanic Activity (Seismology and Volcanology Research Department, 2008)
- 第54号 日本における活性炭冷却捕集およびガスクロ分離による気体計数システムによる⁸⁵Krの測定システムの構築および1995年から2006年の測定結果 (青山道夫・藤井憲治・廣瀬勝己・五十嵐康人・磯貝啓介・新田 済, Hartmut Sartorius, Clemens Schlosser, Wolfgang Weiss, 2008)
Establishment of a cold charcoal trap-gas chromatography-gas counting system for ⁸⁵Kr measurements in Japan and results from 1995 to 2006 (Michio Aoyama, Kenji Fujii, Katsumi Hirose, Yasuhito Igarashi, Keisuke Isogai, Wataru Nitta, Hartmut Sartorius, Clemens Schlosser, Wolfgang Weiss, 2008)
- 第55号 長期係留による4種類の流速計観測結果の比較 (中野俊也・石崎 廣・四竈信行, 2008)
Comparison of Data from Four Current Meters Obtained by Long-Term Deep-Sea Moorings (Toshiya Nakano, Hiroshi Ishizaki and Nobuyuki Shikama, 2008)
- 第56号 CMIP3マルチモデルアンサンブル平均を利用した将来の海面水温・海水分布の推定 (水田 亮・足立恭将・行本誠史・楠 昌司, 2008)
Estimation of the Future Distribution of Sea Surface Temperature and Sea Ice Using the CMIP3 Multi-model Ensemble Mean (Ryo Mizuta, Yukimasa Adachi, Seiji Yukimoto and Shoji Kusunoki, 2008)
- 第57号 閉流路中のフローセルを用いた分光光度法自動分析装置による海水の高精度pHT測定 (齊藤 秀・石井雅男・緑川 貴・井上 (吉川) 久幸, 2008)
Precise Spectrophotometric Measurement of Seawater pHT with an Automated Apparatus using a Flow Cell in a Closed Circuit (Shu Saito, Masao Ishii, Takashi Midorikawa and Hisayuki Y. Inoue, 2008)
- 第58号 栄養塩測定用海水組成標準の2006年国際共同実験報告 (青山道夫, J. Barwell-Clarke, S. Becker, M. Blum, Braga E.S., S. C. Coverly, E. Czobik, I. Dahllöf, M. Dai, G. O. Donnell, C. Engelke, Gwo-Ching Gong, Gi-Hoon Hong, D. J. Hydes, Ming-Ming Jin, 葛西広海, R. Kerouel, 清本容子, M. Knockaert, N. Kress, K. A. Kroglund, 熊谷正光, S. Leterme, Yarong Li, 増田真次, 宮尾 孝, T. Moutin, 村田昌彦, 永井直樹, G. Nausch, A. Nybakk, M. K. Ngirchchol, 小川浩史, J. van Ooijen, 太田秀和, J. Pan, C. Payne, O. Pierre-Duplessix, M. Pujo-Pay, T. Raabe, 齊藤一浩, 佐藤憲一郎, C. Schmidt, M. Schuett, T. M. Shammon, J. Sun, T. Tanhua, L. White, E.M.S. Woodward, P. Worsfold, P. Yeats, 芳村 毅, A. Youéno, Jia-Zhong Zhang, 2008)
2006 Inter-laboratory Comparison Study for Reference Material for Nutrients in Seawater (M. Aoyama, J. Barwell-Clarke, S. Becker, M. Blum, Braga E. S., S. C. Coverly, E. Czobik, I. Dahllöf, M. H. Dai, G. O. Donnell, C. Engelke, G. C. Gong, Gi-Hoon Hong, D. J. Hydes, M. M. Jin, H. Kasai, R. Kerouel, Y. Kiyomono, M. Knockaert, N. Kress, K. A. Kroglund, M. Kumagai, S. Leterme, Yarong Li, S. Masuda, T. Miyao, T. Moutin, A. Murata, N. Nagai, G. Nausch, M. K. Ngirchchol, A. Nybakk, H. Ogawa, J. van Ooijen, H. Ota, J. M. Pan, C. Payne, O. Pierre-Duplessix, M. Pujo-Pay, T. Raabe, K. Saito, K. Sato, C. Schmidt, M. Schuett, T. M. Shammon, J. Sun, T. Tanhua, L. White, E.M.S. Woodward, P. Worsfold, P. Yeats, T. Yoshimura, A.

- Youénou, J. Z. Zhang, 2008)
- 第59号 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 第3版解説 (辻野博之・本井達夫・石川一郎・平原幹俊・中野英之・山中吾郎・安田珠幾・石崎 廣 (気象研究所海洋研究部), 2010)
Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Version 3 (Hiroyuki Tsujino, Tatsuo Motoi, Ichiro Ishikawa, Mikitoshi Hirabara, Hideyuki Nakano, Goro Yamanaka, Tamaki Yasuda, and Hiroshi Ishizaki (Oceanographic Research Department), 2010)
- 第60号 栄養塩測定用海水組成標準の2008年国際共同実験報告 (青山道夫, Carol Anstey, Janet Barwell-Clarke, François Baurand, Susan Becker, Marguerite Blum, Stephen C. Coverly, Edward Czobik, Florence D'amico, Ingela Dahllöf, Minhan Dai, Judy Dobson, Magali Duval, Clemens Engelke, Gwo-Ching Gong, Olivier Grosso, 平山篤史, 井上博敬, 石田雄三, David J. Hydes, 葛西広海, Roger Kerouel, Marc Knockaert, Nurit Kress, Katherine A. Kroglund, 熊谷正光, Sophie C. Leterme, Claire Mahaffey, 光田 均, Pascal Morin, Thierry Moutin, Dominique Munaron, 村田昌彦, Günther Nausch, 小川浩史, Jan van Ooijen, Jianming Pan, Georges Paradis, Chris Payne, Olivier Pierre-Duplessix, Gary Prove, Patrick Raimbault, Malcolm Rose, 齊藤一浩, 齊藤宏明, 佐藤憲一郎, Cristopher Schmidt, Monika Schütt, Theresa M. Shammon, Solveig Olafsdottir, Jun Sun, Toste Tanhua, Sieglinde Weigelt-Krenz, Linda White, E. Malcolm. S. Woodward, Paul Worsfold, 芳村 毅, Agnès Youénou, Jia-Zhong Zhang, 2010)
2008 Inter-laboratory Comparison Study of a Reference Material for Nutrients in Seawater (青山道夫, Carol Anstey, Janet Barwell-Clarke, François Baurand, Susan Becker, Marguerite Blum, Stephen C. Coverly, Edward Czobik, Florence D'amico, Ingela Dahllöf, Minhan Dai, Judy Dobson, Magali Duval, Clemens Engelke, Gwo-Ching Gong, Olivier Grosso, 平山篤史, 井上博敬, 石田雄三, David J. Hydes, 葛西広海, Roger Kerouel, Marc Knockaert, Nurit Kress, Katherine A. Kroglund, 熊谷正光, Sophie C. Leterme, Claire Mahaffey, 光田 均, Pascal Morin, Thierry Moutin, Dominique Munaron, 村田昌彦, Günther Nausch, 小川浩史, Jan van Ooijen, Jianming Pan, Georges Paradis, Chris Payne, Olivier Pierre-Duplessix, Gary Prove, Patrick Raimbault, Malcolm Rose, 齊藤一浩, 齊藤宏明, 佐藤憲一郎, Cristopher Schmidt, Monika Schütt, Theresa M. Shammon, Solveig Olafsdottir, Jun Sun, Toste Tanhua, Sieglinde Weigelt-Krenz, Linda White, E. Malcolm. S. Woodward, Paul Worsfold, 芳村 毅, Agnès Youénou, Jia-Zhong Zhang, 2010)
- 第61号 強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明及び降水強度・移動速度の予測に関する研究 (大阪管区気象台・彦根地方気象台・京都地方気象台・奈良地方気象台・和歌山地方気象台・神戸海洋気象台・松江地方気象台・鳥取地方気象台・舞鶴海洋気象台・広島地方気象台・徳島地方気象台・予報研究部, 2010)
Studies on formation process of line-shaped rainfall systems and predictability of rainfall intensity and moving speed (Osaka District Meteorological Observatory, Hikone Local Meteorological Observatory, Kyoto Local Meteorological Observatory, Nara Local Meteorological Observatory, Wakayama Local Meteorological Observatory, Kobe Marine Observatory, Matsue Local Meteorological Observatory, Tottori Local Meteorological Observatory, Maizuru Marine Observatory, Hiroshima Local Meteorological Observatory, Tokushima Local Meteorological Observatory AND Forecast Research Department, 2010)
- 第62号 WWRP 北京オリンピック2008予報実証 / 研究開発プロジェクト (齊藤和雄・國井 勝・原昌 弘・瀬古 弘・原旅人・山口宗彦・三好建正・黄 偉健, 2010)
WWRP Beijing Olympics 2008 Forecast Demonstration/Research and Development Project (B08FDP/RDP) (Kazuo Saito, Masaru Kunii, Masahiro Hara, Hiromu Seko, Tabito Hara, Munehiko Yamaguchi, Takemasa Miyoshi and Wai-kin Wong, 2010)
- 第63号 東海地震の予測精度向上及び東南海・南海地震の発生準備過程の研究 (地震火山研究部, 2011)
Improvement in prediction accuracy for the Tokai earthquake and research of the preparation process of the Tonankai and the Nankai earthquakes (Seismology and Volcanology Research Department, 2011)
- 第64号 気象研究所地球システムモデル第1版 (MRI-ESM1) - モデルの記述 - (行本誠史・吉村裕正・保坂征宏・坂見智法・辻野博之・平原幹俊・田中泰宙・出牛 真・小畑 淳・中野英之・足立恭将・新藤永樹・藪 将吉・尾瀬智昭・鬼頭昭雄, 2011)
Meteorological Research Institute-Earth System Model Version 1 (MRI-ESM1) - Model Description - (Seiji Yukimoto, Hiromasa Yoshimura, Masahiro Hosaka, Tomonori Sakami, Hiroyuki Tsujino, Mikitoshi Hirabara, Taichu Y. Tanaka, Makoto Deushi, Atsushi Obata, Hideyuki Nakano, Yukimasa Adachi, Eiki Shindo, Shoukichi Yabu, Tomoaki Ose and Akio Kitoh, 2011)
- 第65号 東南アジア地域の気象災害軽減国際共同研究 (齊藤和雄, 黒田 徹, 林 修吾, 瀬古 弘, 國井 勝, 小司禎教, 上野 充, 川畑拓矢, 余田成男, 大塚成徳, Nurjanna Joko Trilaksono, 許 智揚, 古関俊也, Le Duc, Kieu Thi Xin, 黄 偉健, Krushna Chandra Gouda, 2011)
International Research for Prevention and Mitigation of Meteorological Disasters in Southeast Asia (Kazuo Saito, Tohru Kuroda, Syugo Hayashi, Hiromu Seko, Masaru Kunii, Yoshinori Shoji, Mitsuru Ueno, Takuya Kawabata, Shigeo Yoden, Shigenori Otsuka, Nurjanna Joko Trilaksono, Tieh-Yong Koh, Syunya Koseki, Le Duc, Kieu Thi Xin, Wai-Kin Wong and Krushna Chandra Gouda, 2011)
- 第66号 太平洋における大気-海洋間二酸化炭素フラックス推定手法 (杉本裕之・平石直孝・石井雅男・緑川 貴, 2012)
A method for estimating the sea-air CO₂ flux in the Pacific Ocean (Hiroyuki Sugimoto, Naotaka Hiraishi, Masao Ishii and Takashi Midorikawa, 2012)
- 第67号 太平洋における大気-海洋間二酸化炭素フラックス推定手法 (坪井一寛・松枝秀和・澤 庸介・丹羽洋介・中村雅道・久保池大輔・岩坪昇平・齊藤和幸・花宮義和・辻健太郎・大森英裕・西 秀紘, 2012)
Development of a flask sampling and its high-precision measuring system for greenhouse gases observations using a cargo aircraft C-130H (Kazuhiro Tsuboi, Hidekazu Matsueda, Yousuke Sawa, Yosuke Niwa Masamichi Nakamura, Daisuke

- 第68号 Kuboike, Shohei Iwatsubo, Kazuyuki Saito Yoshikazu Hanamiya, Kentaro Tsuji, Hidehiro Ohmori, Hidehiro Nishi, 2012)
国際シンポジウム 電子顕微鏡を用いたエアロゾル研究 (五十嵐康人, Weijun Li, Peter. R. Buseck, 岡田菊雄, 張代洲, 足立光司, 藤谷雄二, 嶋寺 光, 五藤大輔, 三井千珠, 野島 雅, 大島 長, 松井仁志, 石元裕史, 松木 篤, Pradeep Khatri, 中山智喜, 向井将平, 大石乾詞, 間山憲仁, 坂本哲夫, 直江寛明, 財前祐二, 塩流水洋樹, 田中泰宙, 梶野瑞王, 2013)
International Symposium on Aerosol Studies Explored by Electron Microscopy (Yasuhito Igarashi, Weijun Li, Peter. R. Buseck, Kikuo Okada, Daizhou Zhang, Kouji Adachi, Yuji Fujitani, Hikari Shimadera, Daisuke Goto, Chizu Mitsui, Masashi Nojima, Naga Oshima, Hitoshi Matsui, Hiroshi Ishimoto, Atsushi Matsuki, Pradeep Khatri, Tomoki Nakayama, Shohei Mukai, Kenji Ohishi, Norihito Mayama, Tetsuo Sakamoto, Hiroaki Naoe, Yuji Zaizen, Hiroki Shiozuru, Taichu Y. Tanaka and Mizuo Kajino, 2013)
- 第69号 マグマ活動の定量的把握技術の開発とそれに基づく火山活動度判定の高度化に関する研究 (地震火山研究部, 2013)
Development of Quantitative Detection Techniques of Magma Activity and Improvement of Evaluation of Volcanic Activity Level (Seismology and Volcanology Research Department, MRI, 2013)
- 第70号 平成23年 (2011年) 東北地方太平洋沖地震による津波高の現地調査報告 (林 豊・前田憲二・対馬弘晃・岡田正實・木村一洋・岩切一宏, 2013)
Reports on Field Surveys of Tsunami Heights from the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (Yutaka Hayashi, Kenji Maeda, Hiroaki Tsushima, Masami Okada, Kazuhiro Kimura and Kazuhiro Iwakiri, 2013)
- 第71号 気候研究のための気象研究所アンサンブル予測システムの概要とその応用 (藪 将吉・水田 亮・吉村裕正・黒田友二・向川 均, 2014)
Meteorological Research Institute Ensemble Prediction System (MRI-EPS) for climate research - Outline and its applications - (Shoukichi Yabu, Ryo Mizuta, Hiromasa Yoshimura, Yuhji Kuroda, and Hitoshi Mukougawa, 2014)
- 第72号 日本各地域の繰り返し相似地震発生状況に関する研究 (地震火山研究部・地震火山部・気象大学校・札幌管区気象台・仙台管区気象台・大阪管区気象台・福岡管区気象台・沖縄気象台, 2014)
Survey of moderate repeating earthquakes in Japan (Seismology and Volcanology Research Department of MRI, Seismology and Volcanology Department, Meteorological College, Sapporo Regional Headquarters, Sendai Regional Headquarters, Osaka Regional Headquarters, Fukuoka Regional Headquarters, and Okinawa Regional Headquarters, 2014)

気 象 研 究 所

1946 (昭和21) 年 設 立

所 長 : 永 田 雅
研究総務官 : 蒲 地 政 文
研究調整官 : 竹 内 義 明

| | |
|-----------------------------|-------------------|
| 予 報 研 究 部 | 部 長 : 理 博 齊 藤 和 雄 |
| 気 候 研 究 部 | 部 長 : 理 博 尾 瀬 智 昭 |
| 台 風 研 究 部 | 部 長 : 高 野 功 |
| 環 境 ・ 応 用 気 象 研 究 部 | 部 長 : 理 博 高 藪 出 悟 |
| 気 象 衛 星 ・ 観 測 シ ス テ ム 研 究 部 | 部 長 : 理 博 角 村 悟 |
| 地 震 津 波 研 究 部 | 部 長 : 理 博 前 田 憲 二 |
| 火 山 研 究 部 | 部 長 : 理 博 山 里 平 連 |
| 海 洋 ・ 地 球 化 学 研 究 部 | 部 長 : 理 博 倉 賀 野 連 |

気 象 研 究 所 技 術 報 告

編集委員長 : 尾 瀬 智 昭

編集委員 : 益 子 涉 石 井 正 好 沢 田 雅 洋
出 牛 真 泉 敏 治 木 村 一 洋
高 木 朗 充 中 野 英 之
事 務 局 : 斉 藤 貞 夫 小 野 景 子

気象研究所技術報告は、1978（昭和53）年の初刊以来、気象研究所が必要の都度発行する刊行物であり、気象研究所の研究計画に基づき実施した研究に関する手法、データ、結果等についてのまとめ、または、すでに公表した研究論文類をとりまとめ総合的報告としたものを掲載する。

本紙に掲載された報告の著作権は気象研究所に帰属する。本紙に掲載された報告を引用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。本紙に掲載された報告の全部又は一部を複製、転載、翻訳、あるいはその他に利用する場合は気象研究所の許諾を得なければならない。個人が研究、学習、教育に使用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。

ONLINE ISSN 2189-8871

気 象 研 究 所 技 術 報 告
第 73 号

平成 27 年 10 月 発行

編 集 兼
発 行 者

気 象 研 究 所

〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1
TEL(029)853-8535