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 5 km 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、2 km 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 5 km 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 2 cm 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

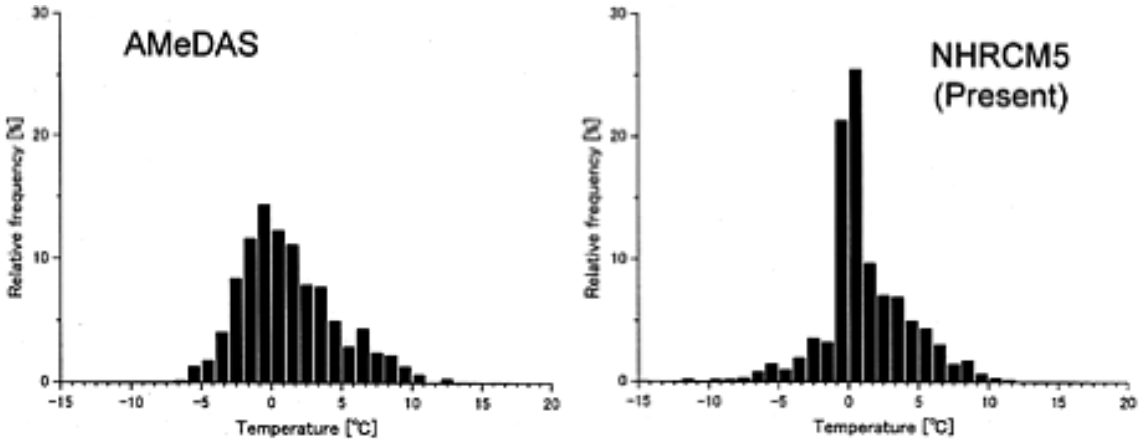

図7.1.1　最低地上気温の頻度分布。5 km 水平解像度の NHRCM 現在気候20年再現実験の熊本に相当する格子での 1 月のアメダス観測（左）とモデル（右）の頻度分布。

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 m^2/g 程度で、モンモリロナイトの場合は80m^2/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 m^2/g で r = 2 μm に相当）と比較的大きい場合（S = 50m^2/g で、0.04μm 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 = 50m^2/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（= (θ * Gw)/((1 − n) * Gs)）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、Gw（=1.00）: 水密度、Gs（=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

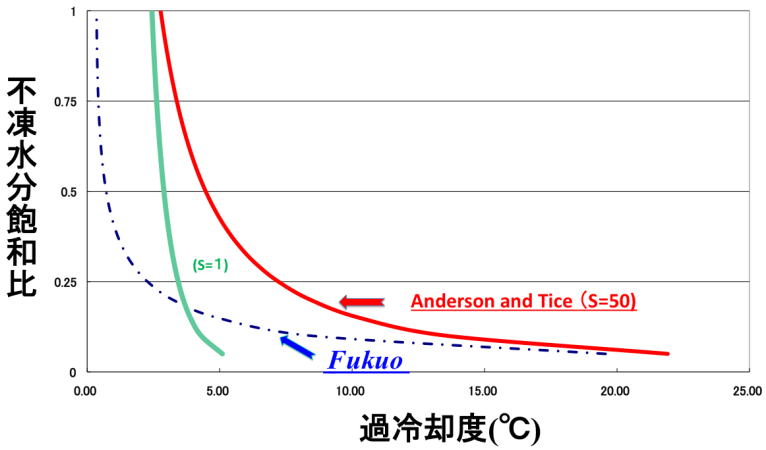

図7.1.2　土壌不凍水の実験式。縦軸は不凍水分飽和比、横軸は過冷却度。赤・緑の実線は Anderson and Tice（1972）による実験式で、S は土壌粒子の比表面積。鎖線は福尾（1980）の実験式。

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。

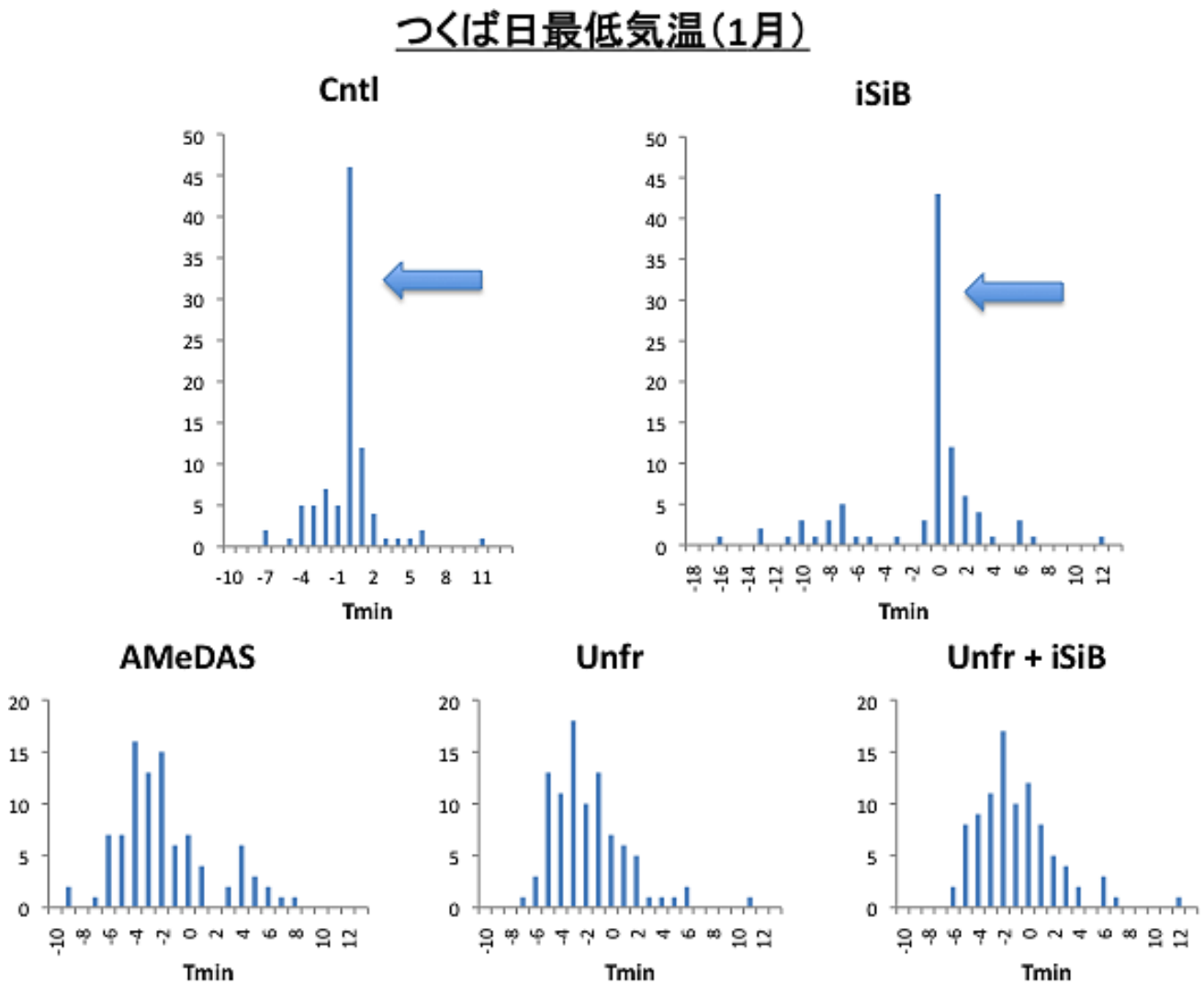

図7.1.3　つくばでの1988～90年 1 月の日最低気温の頻度分布。 5 km 水平解像度の 3 年積分の結果を示す。左上からコントロール（MJ-SiB)、iSiB（右上)、アメダス観測（左下)、不凍水スキーム（中央下)、＜不凍水スキーム＋iSiB＞（右下)。上段の矢印は 0 ℃への頻度分布の過度な集中を示す。

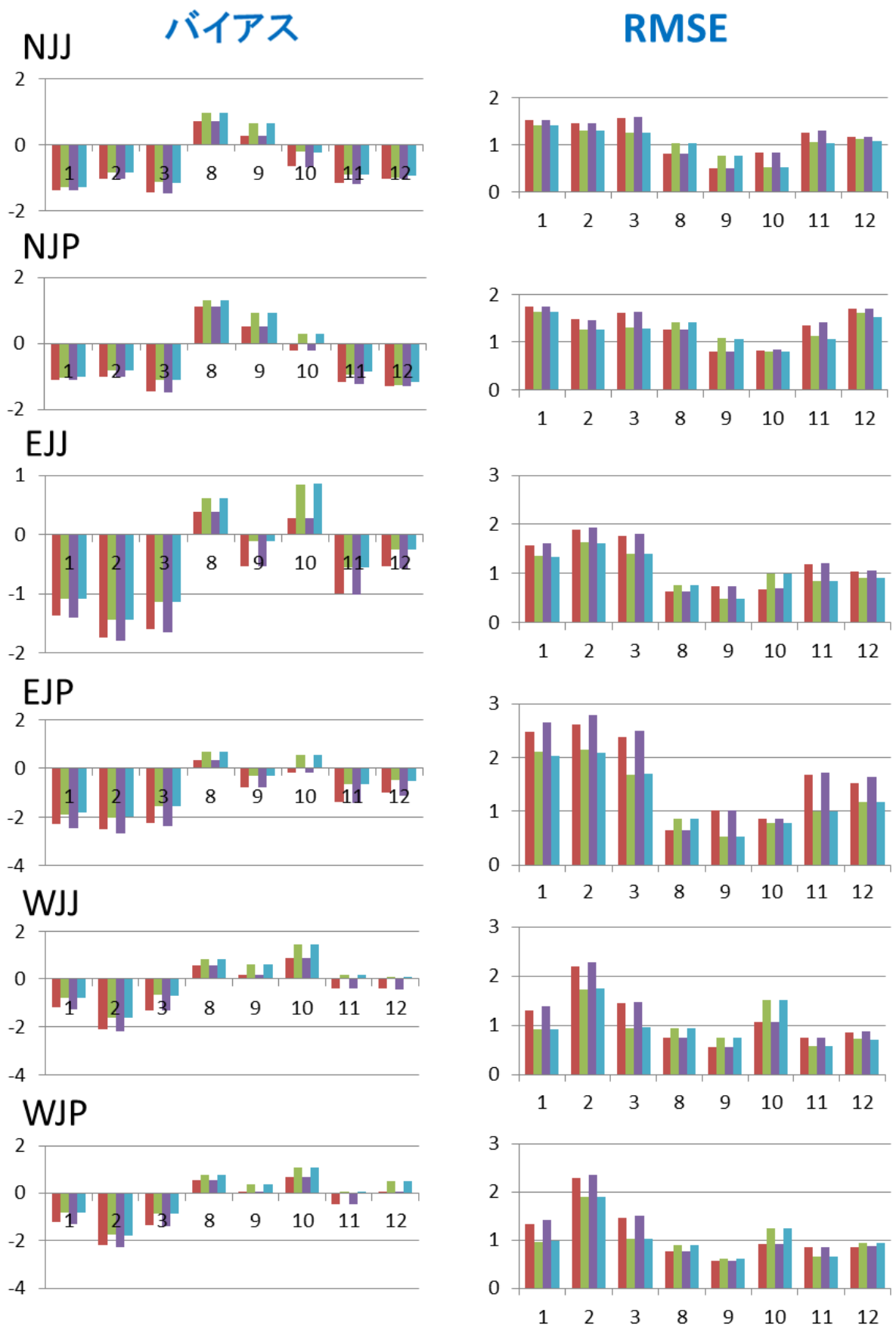

図7.1.4　領域別に求めた 3 年積分月平均地上気温のバイアスと RMSE。上から北日本、東日本、西日本領域。左列はバイアス、右列は RMSE。横軸は左から 1 ～ 3 月、 8 ～12月。赤棒は MJ-SiB（コントロール）、緑は iSiB、紫は不凍水スキーム、青は＜不凍水＋iSiB＞。

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で、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 Cm 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ので、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 Ts 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 を使ったどの接地境界層実験よりも Ts 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 Ts 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。

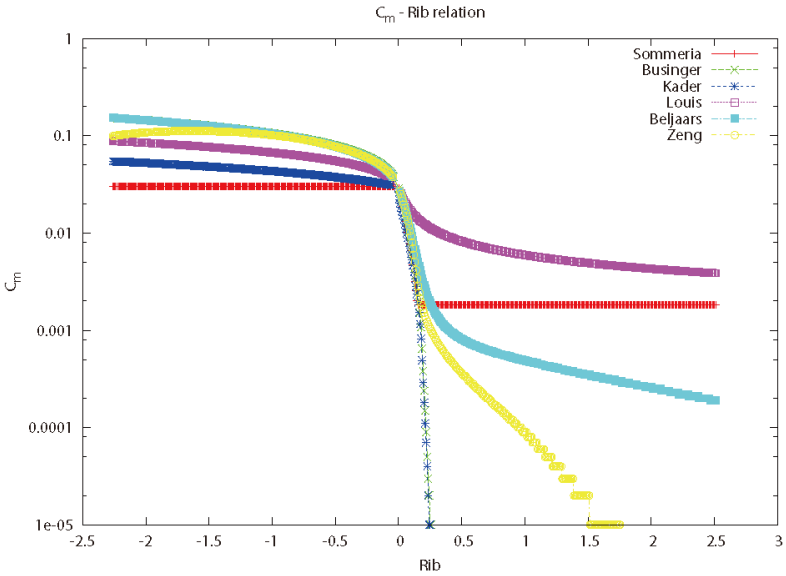

図7.1.5　iSiB で使用可能な接地境界層の運動量輸送バルク係数 Cm。横軸はバルクリチャードソン数 Rib。粗度長 z_0＝1 m の時の計算例。

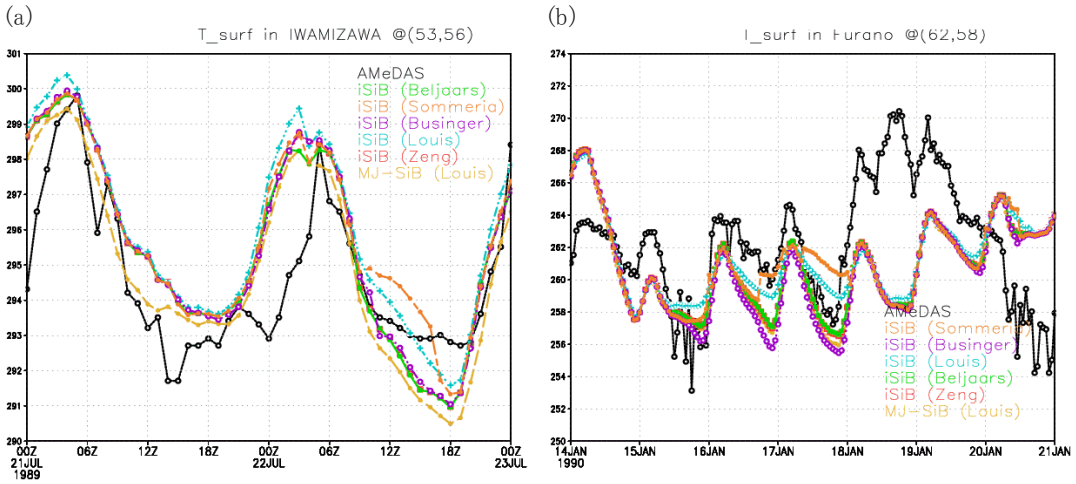

図7.1.6　モデル格子点とアメダス観測点（黒実線）の地上気温の時系列。(a) 岩見沢と (b) 富良野。接地境界層スキームは色別に示す。岩見沢の格子と観測点の高度差は数 m、富良野の高度差は170m で、両者ともに0.65℃/100m で高度補正。岩見沢は初期値からの時系列で、富良野は半年ほど経過した長期積分途中の時系列である。

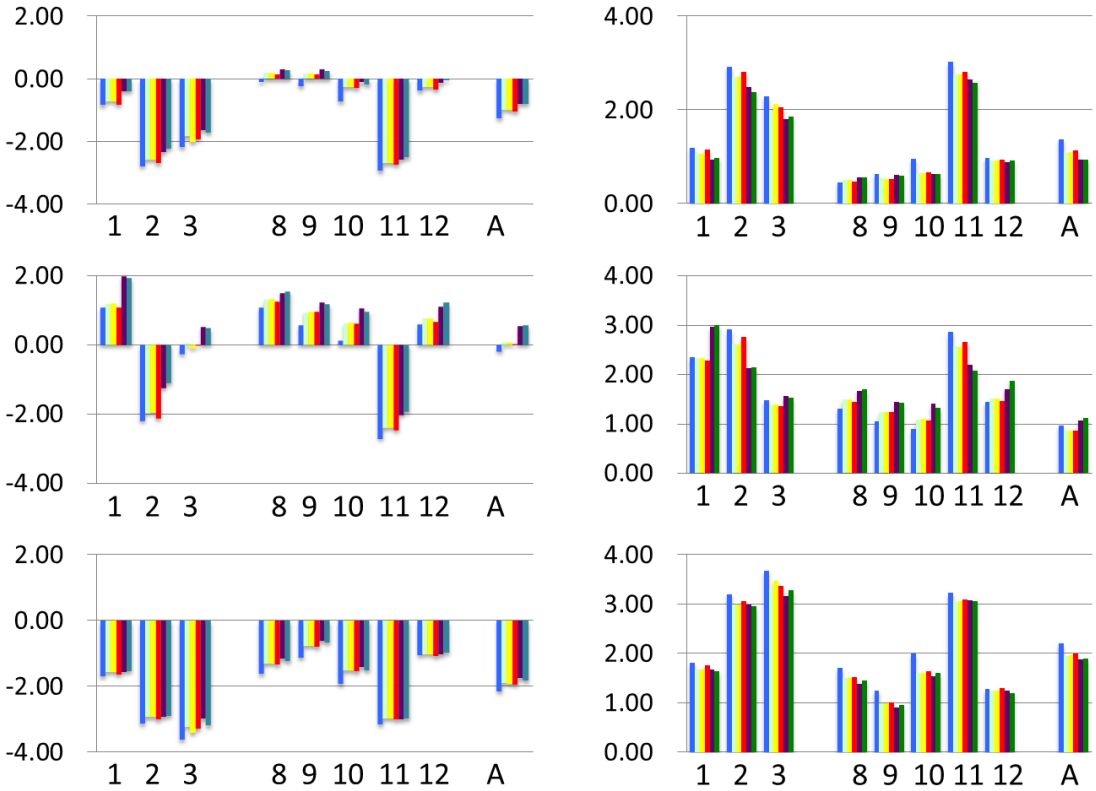

図7.1.7　北日本領域で求めた平均気温（上段）、最低気温（中段）、最高気温（下段）の月毎のバイアス（左列）と RMSE（右列）。横軸は左端から 1 － 3 月、 8 －12月で、各図の右端に全期間平均（A）を取っている。各グループは左から、青：MJ-SiB（Louis）、水色：Zeng、黄：Beljaars、赤：Bussinger、紫：iSiB（Louis）、緑：Sommeria の結果を示す。

ii）月平均・全期間でのバイアスと RMSE

短期同様、全般的に Ts 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

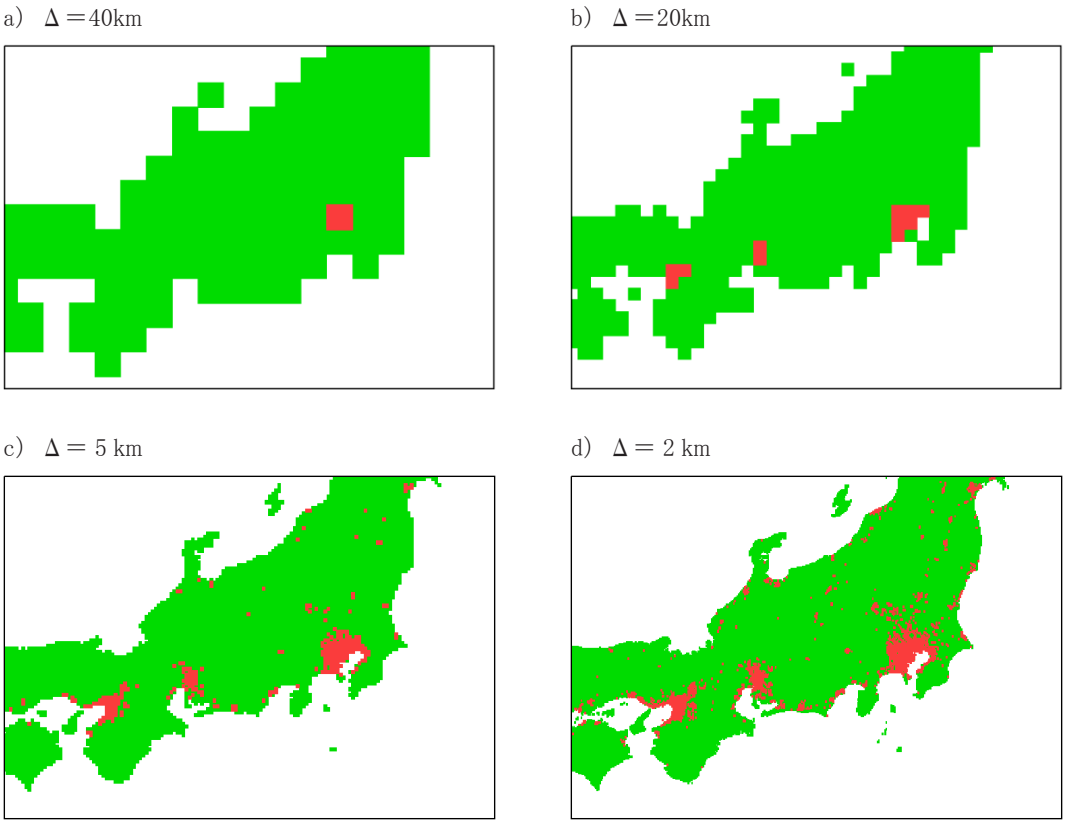

図7.2.1　モデルの格子間隔と、各格子を代表する土地利用タイプの関係。国土数値情報をもとに、植生（緑）または都市（赤）について、格子内で50％以上の面積を占めるかどうかで２値化。

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 を用い、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

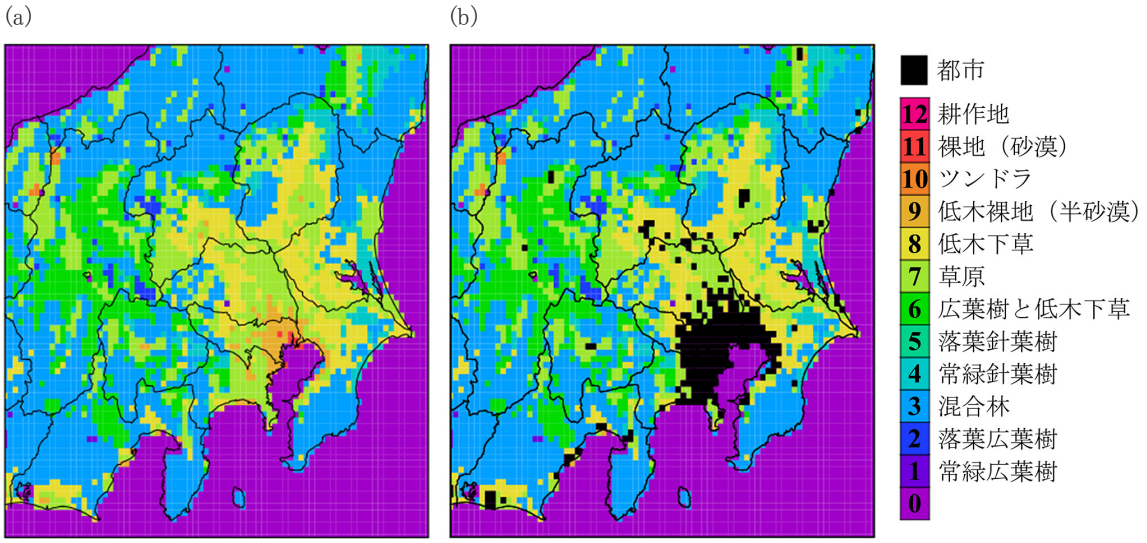

図7.2.2　4 km NHRCM 実験での陸面タイプの水平分布。(a) NHRCM_SiB 実験、(b) NHRCM_SPUC 実験。

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。

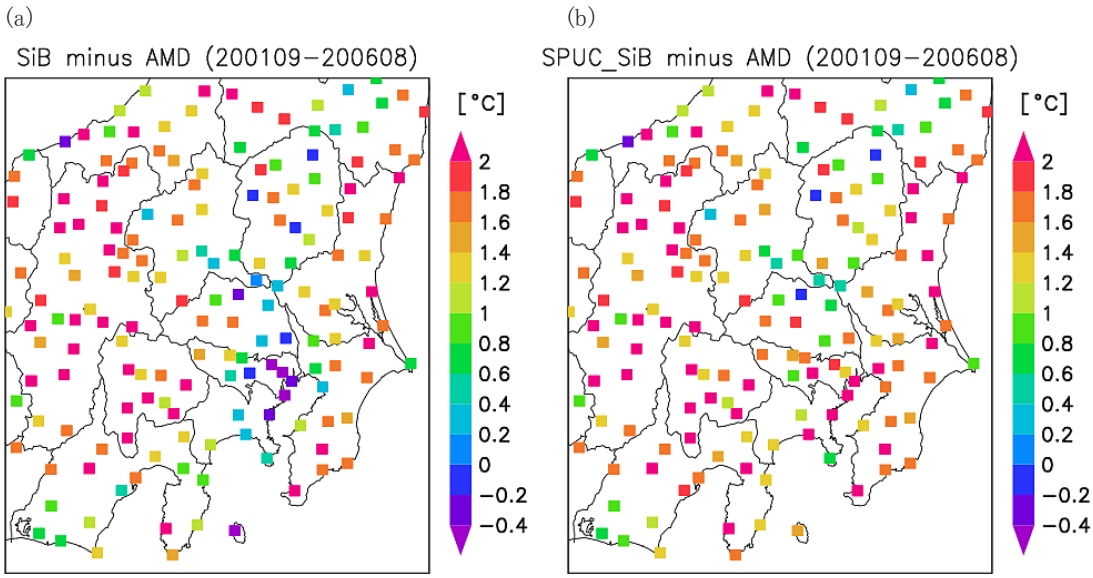

図7.2.3　5 年平均地上気温の対アメダスバイアス。(a) NHRCM_SiB 実験、(b) NHRCM_SPUC 実験。

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［℃］	1.30	1.55
相関係数	0.73	0.86

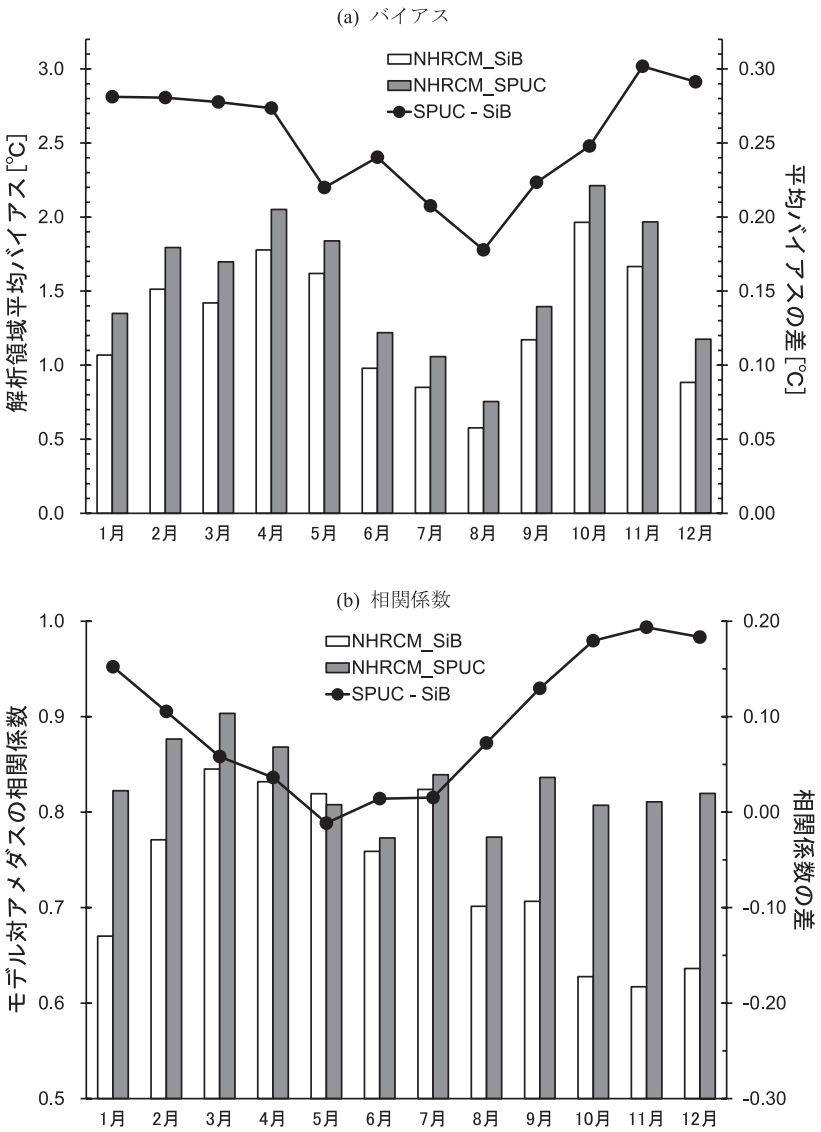

図7.2.4　月別の、a）解析領域平均バイアスと b）対アメダスの相関係数、及びそれらの各実験間の差。

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みることができる。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。

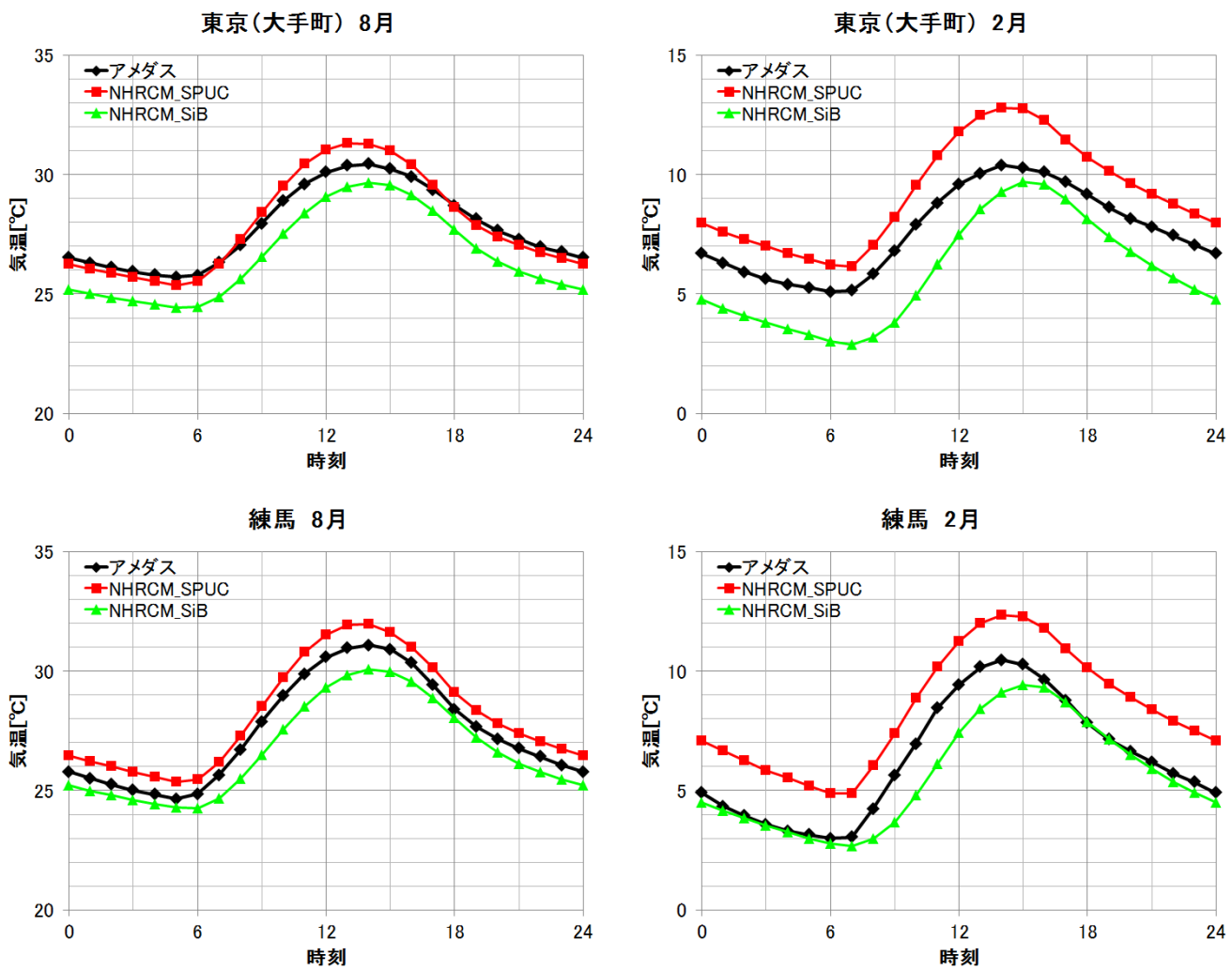

図7.2.5　東京（大手町）と練馬における 8 月及び 2 月の地上気温日変化。黒線：アメダス、緑線：NHRCM_SiB 実験、赤線：NHRCM_SPUC 実験。

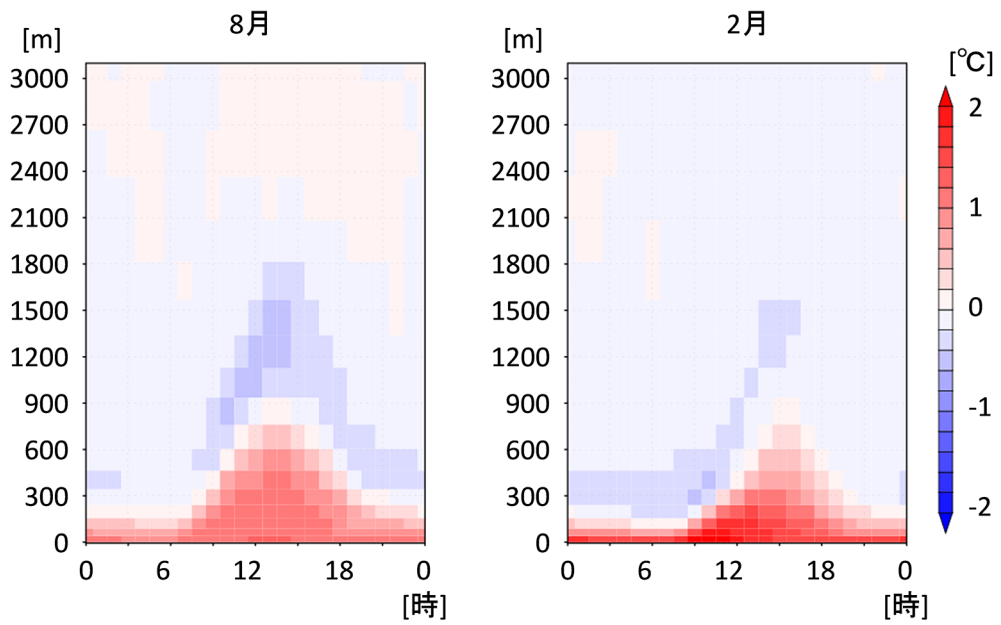

図7.2.6　都心付近における NHRCM_SPUC 実験と NHRCM_SiB 実験間の月平均温位差鉛直分布の日変化。

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。領域平均でみても、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

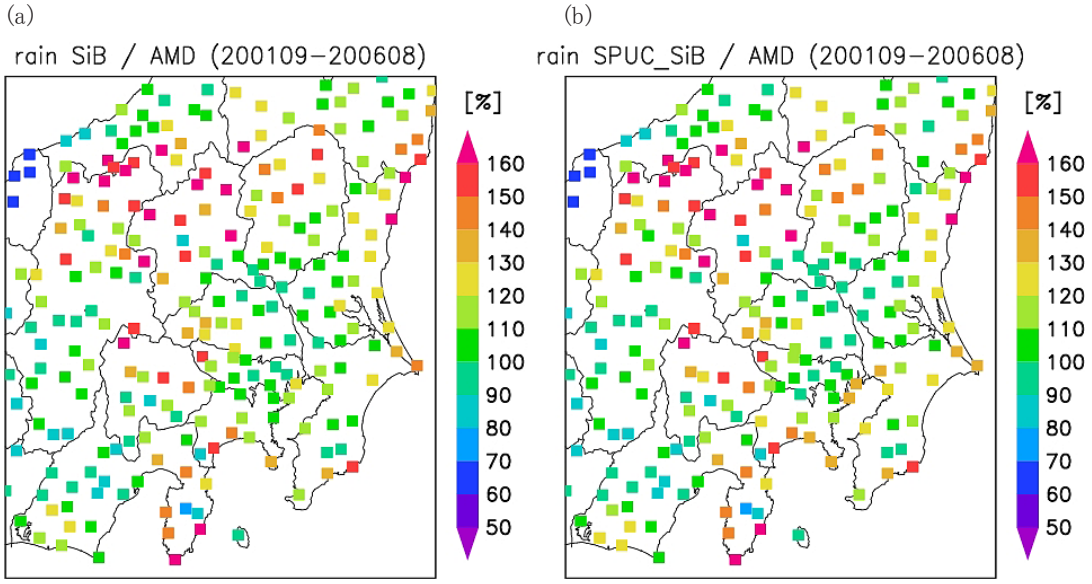

図7.2.7　５年積算総降水量の対アメダス比。(a) NHRCM_SiB 実験、(b) NHRCM_SPUC 実験。

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

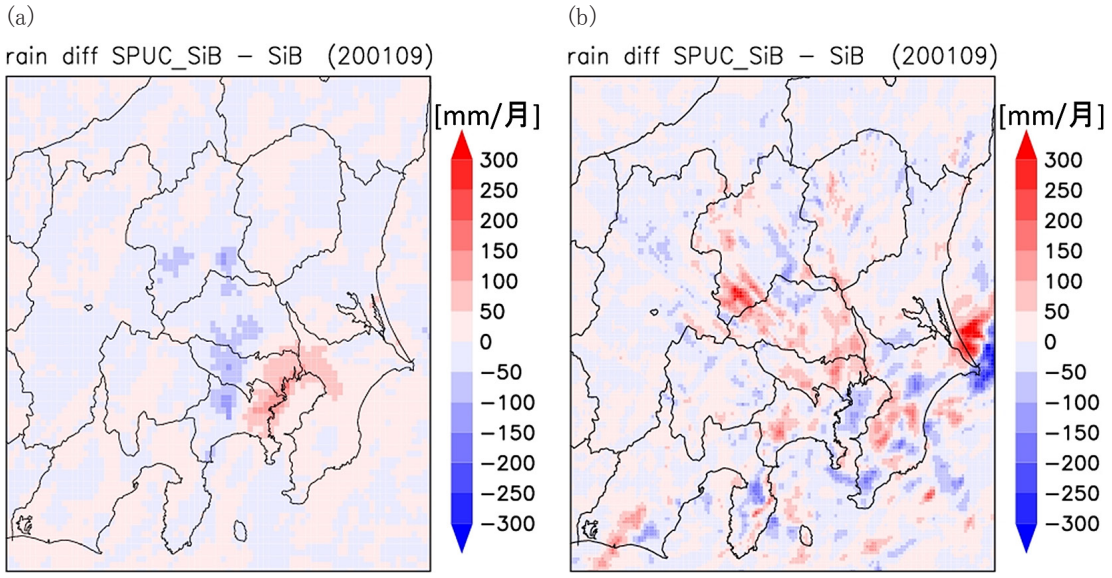

図7.2.8　NHRCM_SPUC 実験と NHRCM_SiB 実験それぞれで再現された2001年 9 月の月総降水量差の水平分布。(a) 積雲対流パラメタリゼーションを用いた 4 km NHRCM 実験。(b) 積雲対流パラメタリゼーションを用いない 2 km NHRCM 実験。

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るためにも、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　さらなる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

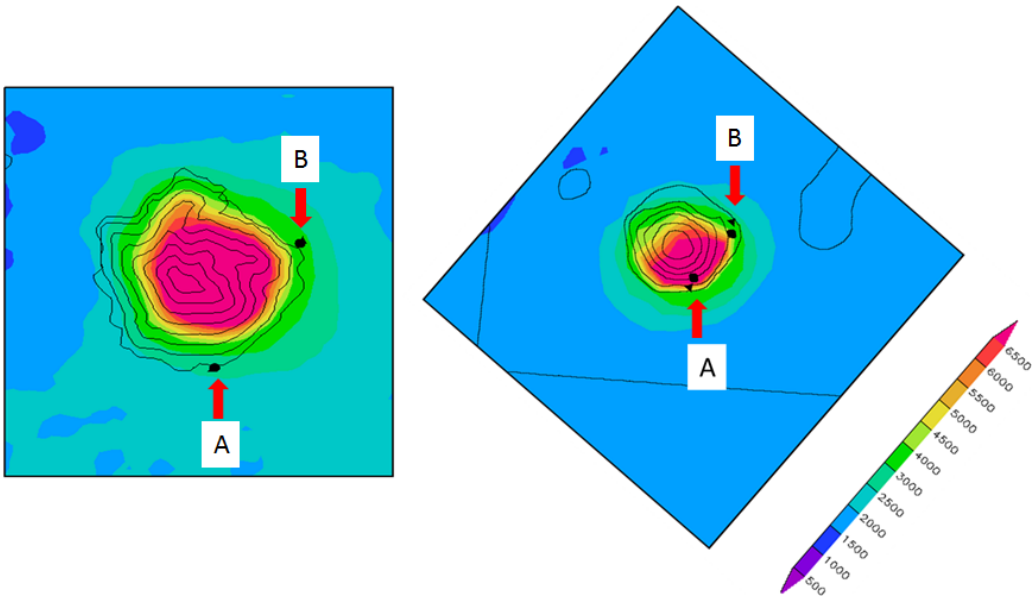

図7.3.1　NHRCM01（左）と NHRCM05（右）による、屋久島における年降水量分布図。A: 尾之間、B: 屋久島。

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ったため、モデル内で雲を成長させる時間が十分ではなかっ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.