

第4章 現象別の再現性検証と将来予測

4.1 ヤマセ*

4.1.1 はじめに

東北地方の主要な産業である水稲をはじめとする農作物の収量は、夏季の天候の影響を強く受けて変動する。東北地方の冷害は低温・多湿なヤマセの持続、多発と密接に関係していることから、ヤマセの将来予測は重要な情報である。

ヤマセの明確な定義は存在しないが、ヤマセ現象時の気象状況は、東北太平洋側地域に冷涼な湿った東寄りの風が卓越し、太平洋沿岸域を中心に低温・寡照となる。その際、地上天気図ではオホーツク海方面に高気圧が解析され、対流圏中～上層ではブロッキング高気圧が発達していることが多い(工藤, 1984; 加藤, 1995)。ヤマセは局地風の一つと言われているが(工藤, 1984; Takai *et al.*, 2006)、大規模循環場の変動と密接に関連しており、Ninomiya and Mizuno (1985) や Kodama (1997) はヤマセ気流を「北太平洋で発達した海洋性極気団(Maritime Polar Air mass)の南西方向への大規模な流出」として捉えている。また木村(1995)もほぼ同様の見方であり、ヤマセを「亜寒帯水域で涵養された冷氣団が海上を南下して東北地方にやってくる現象」と捉えている。

ヤマセによる冷夏は良く知られているが、昔から長期予報関係者や農業関係者の間では、まれではあるものの、ヤマセをもたらすオホーツク海高気圧がほとんど出現しない冷夏があることも知られてきた。前者は第1種型冷夏、後者は第2種型冷夏として区別されている(たとえば気象庁, 1972; 卜蔵, 2001)。第2種型の冷夏では移動性擾乱が頻繁に通過し、北西風により寒気が流れ込むと言われている。このため冷害の及ぶ地域も異なり、前者は東北太平洋沿岸域、後者は日本海側地域や北海道で被害が大きくなる(坪井, 1986)。

このような背景や知見に基づき、高解像度の地域気候モデル(RCM20)を用いてヤマセの再現性の検証および将来予測結果の検討を行う。ヤマセは局地性の強い現象であるため、高解像度のモデルが必

要となる。産業等に影響を与えるような、ある程度長い時間にわたって継続もしくは断続的に現われるヤマセを対象とするため、半旬平均および月平均のデータセットから解析を行う。そして、Ninomiya and Mizuno (1985) や Kodama (1997) と同様に、北太平洋で発達した海洋性極気団の南西方向への大規模な流出を、広義の意味でのヤマセと解釈することにする。このため、大規模循環場についての解析も行う。また、夏季の低温には2種類の型がある点にも留意して解析を行う。

本稿の構成は以下のとおりである。4.1.2節では解析方法について述べる。4.1.3節では観測値でヤマセがどのように捉えられるかを示す。そして4.1.4節ではモデルにおけるヤマセの再現性の検証を行い、4.1.5節では再現性の良い地域と時期において将来予測結果を検討する。そして、4.1.6節で議論を行い、4.1.7節でまとめを示す。

4.1.2 データ

解析に使用するデータは、モデルに関してはRCM20、RCM60の現在気候再現結果および将来予測結果、検証用データはAMeDAS(アメダス)観測値および、NCEP-DOE(Kanamitsu *et al.*, 2002)の循環場データである。これらデータの詳細は第2章に記載されている。また、一部の解析では地上気象官署の日照時間も使用する。

下層雲や霧はヤマセの重要な構成要素であるが再現性の検証が難しいため、気温や循環場からヤマセの評価を行う。第3章の結果によれば、ヤマセの影響が最も現われる平均日最高気温はモデルにおける再現性があまり良くないことから、平均気温を用いる。また、モデルの7月平均気温の年々変動は東北北部の太平洋側地域で大きいことから、この地域ではモデル内でもヤマセによる低温が発現していると予想される。このため、主に東北北部を対象に解析を行う。

* 遠藤洋和(仙台管区気象台気候・調査課, 現 気候研究部)

4.1.3 観測事実

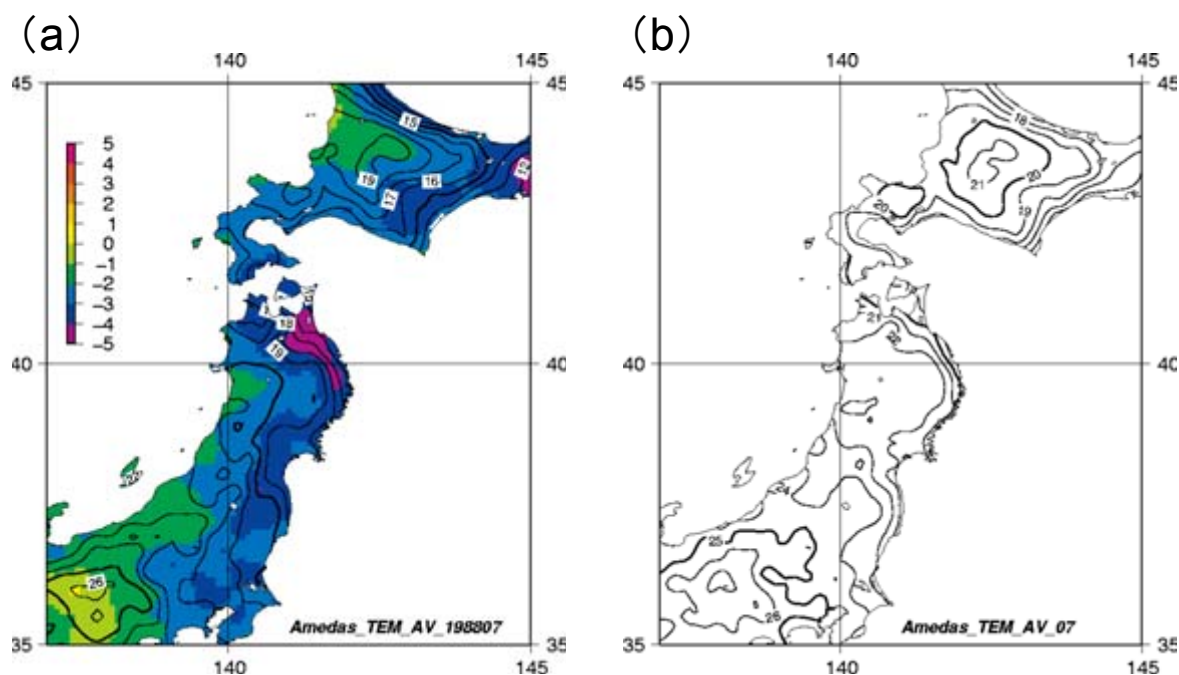
(1) ヤマセによる低温事例

典型的なヤマセによる低温事例として、1988年7月の状況を示す。第4.1.1図はAMeDASによる気温の分布である。併せて平年の分布も示す。気温については $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ で海面高度への高度補正を行っている。この事例では、北海道のオホーツク海側～太平洋側、東北地方～関東地方の太平洋側では顕著な低温偏差となっており、東北北部太平洋側では平年偏差 -4°C 以下の地域も存在する。東北地方に注目すると、平年においても太平洋側と日本海側の気温差が見られるが、この事例では気温の東西差がかなり強まっており、同緯度でありながら、東北北部の太平洋側沿岸は東北日本海側沿岸よりも $4\sim 5^{\circ}\text{C}$ 低い。また日照時間¹⁾は、東北太平洋側で平年比42%、東北日本海側で平年比85%であり、東北太平洋側地域の寡照が顕著である。

次に循環場の状況を示す。第4.1.2図は1,000hPa面の風と気温分布である。併せて平年の分布も示す。この事例では、北海道東部に -3°C 以下の負偏差域が分布し、東北地方は -2°C 以下の負偏差に覆われている（同図）。気温や風の実況と併せて見ると、

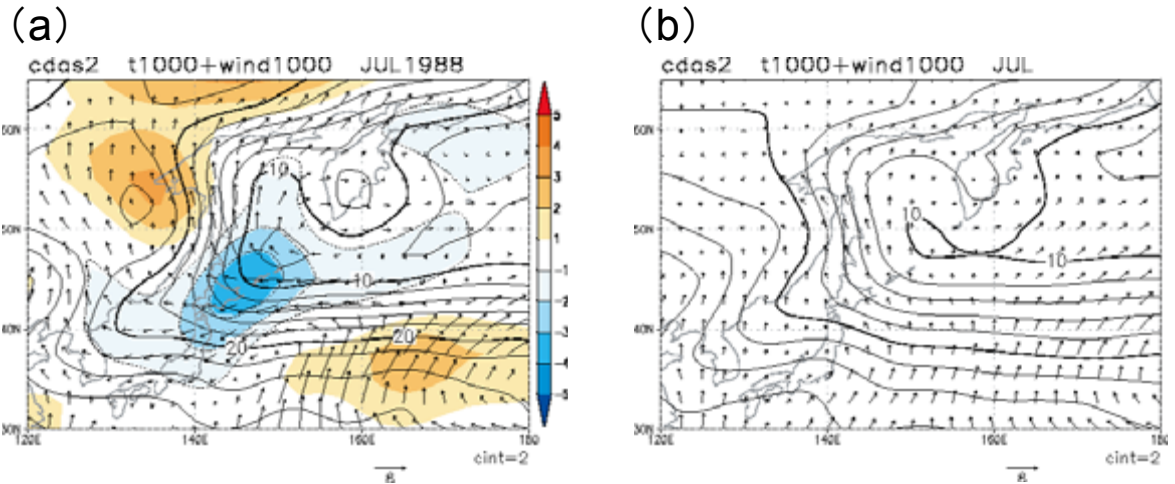
この負偏差域は水平寒気移流の強い地域に対応しており、北太平洋の下層寒気が南西方向へ強く吹き出すことでもたらされているように見える。東北地方では北東風が卓越しており、ヤマセ現象卓越時の典型的な風場である。NCEP-DOEの気温分布と第4.1.1図のAMeDAS気温分布を比較すると興味深いことに気づく。大規模場を表しているNCEP-DOE（緯度・経度 2.5° 格子）の気温の等値線は、東北地方を東西方向に走っているのに対し、AMeDAS気温の等値線は、東北地方を南北に走っている。つまり、ヤマセ現象時の地上気温は顕著な局地性を示し、それは地上では東北太平洋側地域の局在化した低温という形で現われる。ここで示した事柄はまさにNinomiya and Mizuno (1985)の研究対象であり、彼らはこのような局地性の主要因として、東北地方東方海域の海面水温が低いために海洋性極気団が十分な気団変質を受けずに東北地方に到達すること、および東北地方の脊梁山脈の存在を挙げている。

第4.1.3図は同じ月の500hPa高度と地上気圧である。500hPa高度の等値線はオホーツク海付近で Ω 型を示しており、この付近では偏西風の分流が明瞭である。また、地上ではオホーツク海からベəri



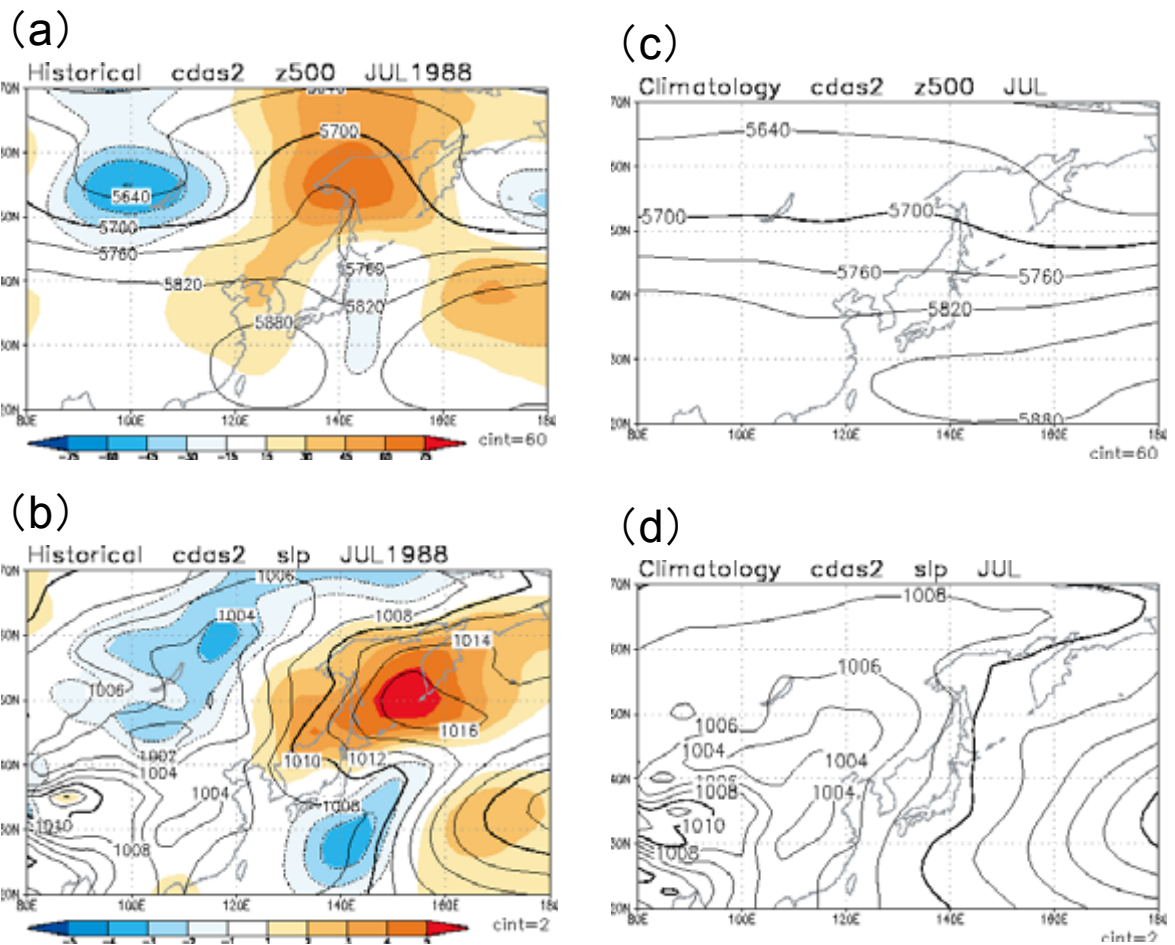
第4.1.1図 (a) 1988年7月および(b) 平年の平均気温分布。
等値線は平均気温($^{\circ}\text{C}$)、(a)の陰影は平年偏差($^{\circ}\text{C}$)。

¹⁾ 地上気象官署の観測値から算出した。



第4.1.2図 (a) 1988年7月および(b) 平年の1000hPa風と気温.

等値線は1000hPa気温 (°C), ベクトルは1000hPa風. (a) の陰影は1000hPa気温の平年偏差 (°C). 平年偏差が負の場合, 等値線を点線で示す. ベクトルの長さの基準 (m/s) は図の右下に示す.

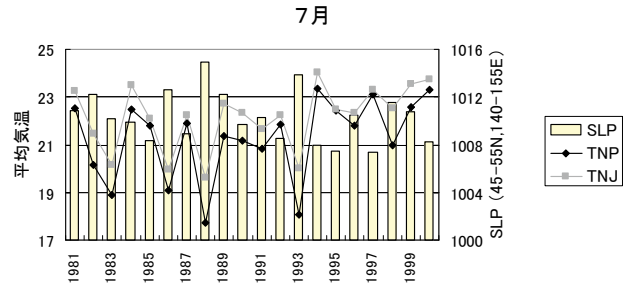


第4.1.3図 1988年7月および平年の500hPa高度と地上気圧.

(a) と (b) は1988年7月の実況, (b) と (d) は平年値. (a) と (c) は500hPa高度 (m), (b) と (d) は地上気圧 (hPa). 陰影はいずれも平年偏差. 平年偏差が負の場合, 等値線を点線で示す.

ング海にかけて明瞭な高気圧が存在している。一方、本州の南東海上には低圧域が分布していることから、本州の東海上では気圧の南北傾度が強く、オホーツク海方面の冷氣が日本へ南下しやすい状況にある。ここで示した特徴はこれまで多くの研究によって示されてきたヤマセ卓越時のものと一致している。このように、ヤマセは対流圏下層のみに現れる現象ではなく、対流圏中～上層の偏西風の分流など大規模循環場の変動と密接に関連している。

第4.1.4図は7月のオホーツク海付近²⁾の地上気圧と東北部の天候の年々変動である。これまでの研究で示されてきたように、7月の東北部太平洋側の顕著な低温、寡照は、オホーツク海高気圧の発達と密接に関連していることがこの図から明らかである。また、オホーツク海高気圧の発達に伴い、東北部太平洋側（以下、TNP）と東北部日本海側（以下、TNJ）の気温差が広がる傾向が見られる。これについて系統的に示したのが第4.1.5(a)図である。この図の横軸はNCEP-DOEの東北地方東方海上(40.0N, 142.5E)の1,000hPa東西風速、縦軸はTNPとTNJの平均気温の差である。両者にはかなり強い線形相関があり（相関係数：+0.93）、下層の東風に比例してTNPとTNJの気温差が拡大している。日照時間についても（第4.1.5(b)）、気温



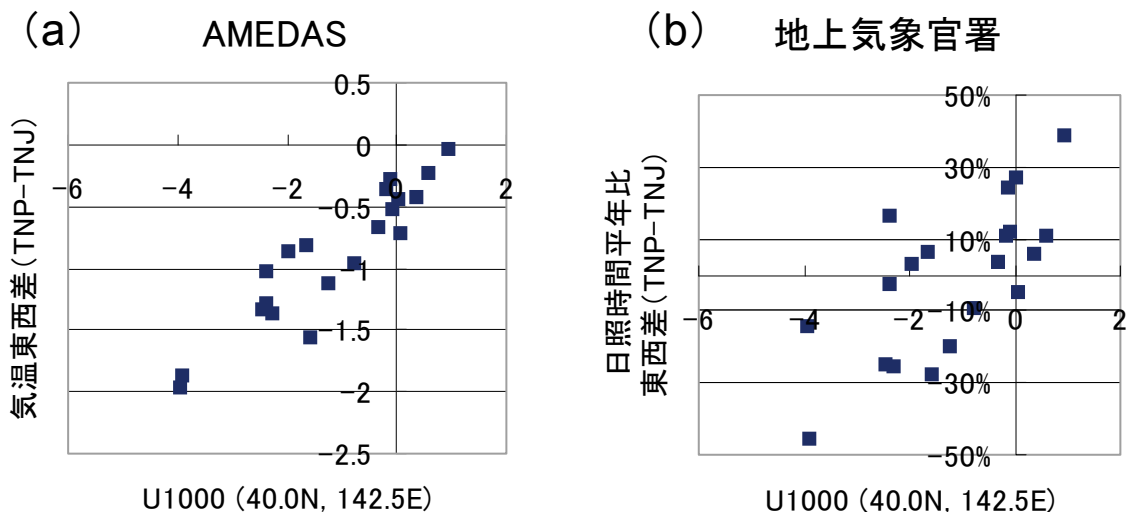
第4.1.4図 7月におけるオホーツク海付近(45-55°N, 140-155°E)の地上気圧と東北部の平均気温の年々変動。

線グラフが平均気温(°C)で黒色がTNP、灰色がTNJの地域平均値。棒グラフが地上気圧(hPa)。横軸が西暦。

ほどではないが下層の東風と日照時間の東西差に強い相関関係が見られる（相関係数：+0.74）。以上のことから、北太平洋の海洋性極気団の南西方向への流出、すなわちヤマセによってもたらされる低温では、その程度に比例してTNPとTNJの気温および日照時間に違いが現われる。

(2) 初夏～盛夏の季節進行

第4.1.6図にNCEP-DOEの地上気圧および500hPa高度の20年平均値（気候値）とその標準偏差を月別に示す。地上気圧の気候値を見ると、いずれの月もユーラシア大陸は低気圧、太平洋では高気



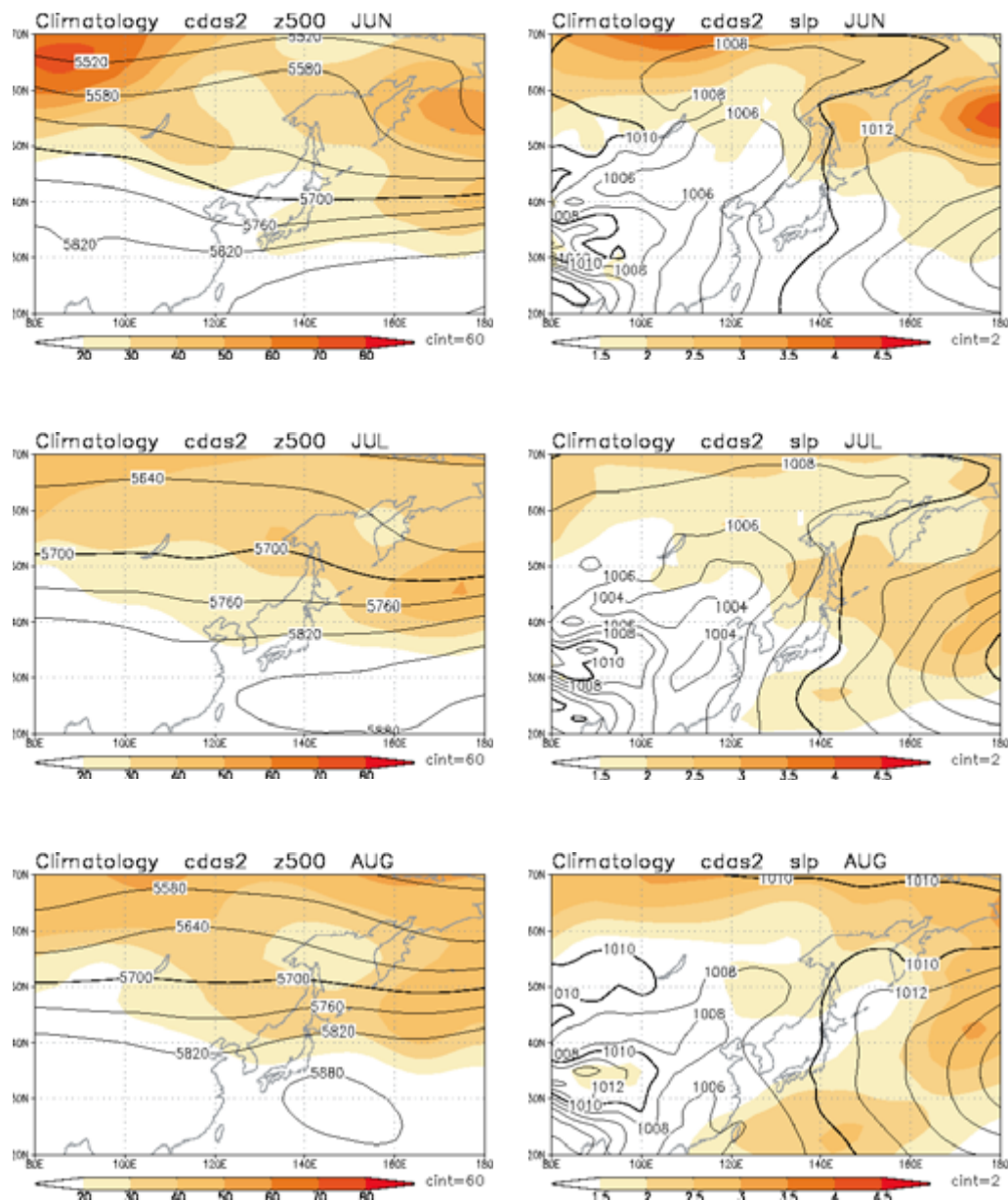
第4.1.5図 東北地方東方海上(40.0N, 142.5E)の1000hPa東西風速と(a) TNPとTNJの平均気温差、(b) TNPとTNJの日照時間平年比の差。

単位は、東西風速はm/s、平均気温差は℃、日照時間平年比の東西差は%。(a)はAMeDAS観測値、(b)は地上気象官署の観測値に基づく。

²⁾ 45-55° N, 140-155° E

圧が分布しているが、6月や7月は梅雨前線に相当する低圧部が日本の南東海上に見られ、太平洋高気圧は若干くびれている。8月になると、その低圧部は解消し、日本の南海上からオホーツク海にかけては太平洋高気圧が広く覆うようになる。標準偏差の分布を見ると、値の大きな領域は、6月はオホーツク海からベーリング海、7月はオホーツク海付近と本州南海上、8月は本州南海上に分布している。このことから、6～7月はオホーツク海方面の高気圧が発達し太平洋高気圧とは別れて2つの高気圧が存

在する年と、オホーツク海方面の高気圧が弱く、太平洋高気圧のみが存在する年があると解釈される。すなわち、前者のケースでは、オホーツク海方面の高気圧から吹き出される冷湿な気流が東北太平洋側地域に吹き込み、低温・寡照な天候をもたらすことになる。一方、8月になるとオホーツク海方面の気圧の年々変動は小さくなるため、東北地方がヤマセの影響を受ける年は少なくなると考えられる。次に500hPa高度の気候値を見ると、季節進行により日本の南の亜熱帯高気圧が徐々に北上するとともに、6



第4.1.6図 NCEP-DOEによる循環場の気候値と標準偏差。

左列は500hPa高度、右列は地上気圧。上から順に6月、7月、8月。等値線は気候値、陰影は標準偏差を表す。単位は、500hPa高度はm、地上気圧はhPa。統計期間は1981-2000年。

月に見られるオホーツク海付近の偏西風の分流は次第に弱まる。標準偏差はいずれの月も高緯度で大きく、変動の大きい領域がオホーツク海にのびているが、8月になるとオホーツク海付近では小さくなる。

次に、このような循環場の季節進行が地上観測値にどのように現われているか確認する。気温の年々変動に着目する。第4.1.7図は、AMeDASの気温および1,000hPa高度のTNP平均気温に対する回帰係数分布である。ただし、便宜上-1を乗じており、TNP平均気温の平年偏差が-1℃の場合に統計的に現れやすい分布に相当する。6～7月は、気温の低い地域が太平洋側～オホーツク海側地域に偏る。1,000hPa高度との関係では、オホーツク海方面の高度と負相関である。8月になると、このような特徴は不明瞭となり、気温の低い地域は東北北部を中心に東北地方から北海道に及び、オホーツク海方面の1,000hPa高度との関係が弱くなる。すなわち、6～7月の東北日本の気温は、ヤマセの影響度により変動するが、8月の気温はそれとは別の要因で変動すると考えられる。8月は東北地方直上の500hPa高度と地上気温の関係が強くなることから（図略）、この時期の低温は他の季節と同様に対流圏中～上層の寒気（正の渦位アノマリー）の南下によってもたらされると考えられる。

第4.1.8図はTNP月平均気温および、TNPとTNJの月平均気温差の散布図である。6～7月はTNP気温と気温の東西差に強い正相関が見られるが、8月になると相関は弱くなる。この散布図は第4.1.7図の意味するところを簡潔に示しており、相関の強さは、気温の変動に対するヤマセの影響度に対応すると考えられる。第4.1.7図で見られた初夏～盛夏の季節変化がこの散布図にも現れている。なお、日照時間が極端に少ない事例をプロットすると、6～7月は散布図の左下側に集まる。すなわちこの散布図から、散布図の左下側にプロットされた事例はヤマセが卓越している事例であると考えられる。

(3) ヤマセ型低温と上層寒気型低温

第4.1.9図は、半旬平均値によるTNP平均気温と、TNPとTNJの平均気温差の散布図である。月平均値で見られる特徴と同様に、7月は相関が強く、8月の相関は弱い。ただし、8月でも低温で東西差の

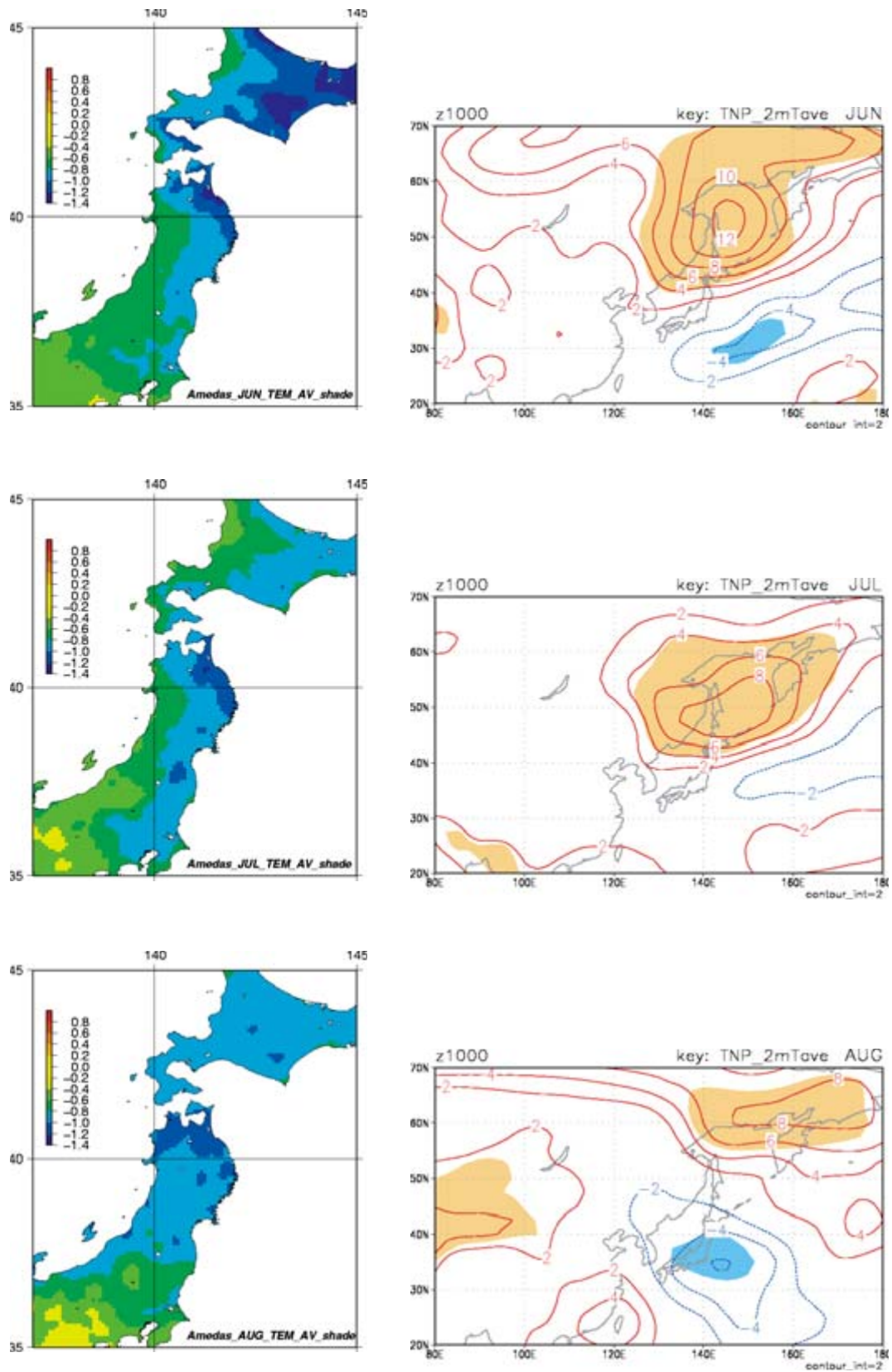
大きな事例もいくつか存在している。ここでは、この散布図の意味する性質を用いて冒頭に述べた2種類の低温型の分類を試みたい。すなわち、TNPとTNJの気温差の大きな低温をヤマセによる低温であるとする。分類の手順は次のとおりである。

まず、TNPの半旬平均気温を半旬ごとに20年分並べ、各半旬で低い方から30%（20事例中の6事例）を「低温」事例として抽出する。次に、抽出された低温事例のうち、TNPとTNJの気温差が-1℃以下の低温をヤマセによる低温とし、気温差が-1℃以上の低温をそれ以外の低温とする。前者を「ヤマセ型低温」、後者を「上層寒気型低温」と呼ぶことにする。分類の結果、6月は低温に占めるヤマセ型低温の割合は75%、7月は81%、8月は58%となった。これまで示してきたように、6～7月はヤマセによる低温の割合が高く、8月になるとその割合が減少することが分かる。

それぞれのカテゴリーにおける循環場の特徴および、分類の妥当性を確認するため、カテゴリー別に合成図を作成する。7月について第4.1.10図に示す。ヤマセ型低温では、地上ではオホーツク海方面の高気圧が発達し、本州の南東海上は低圧部で、三陸沖の南北の気圧経度が大きい。500hPa高度は南北に双極子の偏差パターンが見られ、偏西風が分流している。一方、上層寒気型低温ではオホーツク海方面の高気圧は発達していない。また、500hPa高度は北緯40～50度付近で帯状に負偏差である一方、日本の南の亜熱帯高気圧が強く、日本付近では傾圧性が強い。このような循環場の偏差は、田上と新野（2005）による梅雨前線の「明瞭年」の合成図に似ている。

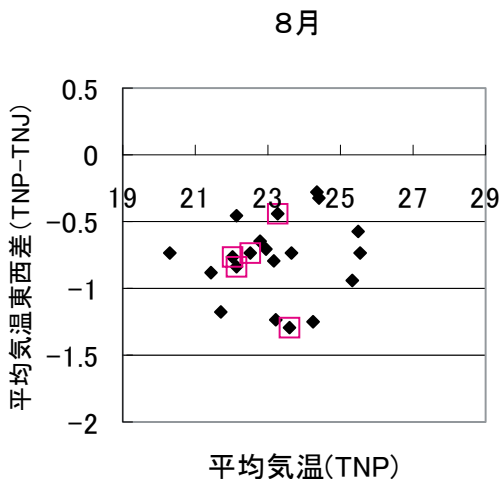
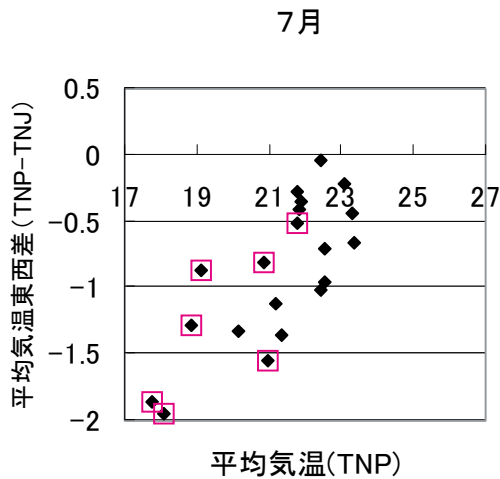
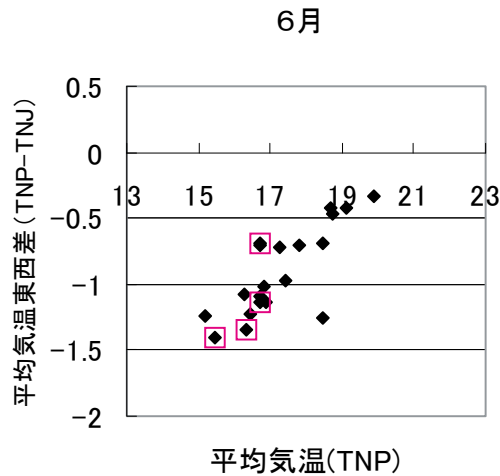
次に8月について第4.1.11図に示す。7月と8月で合成図の特徴はやや異なるが、ヤマセ型低温時の地上気圧は、オホーツク海方面の高気圧の発達ならびに本州南東海上における低圧部の存在は7月と8月で共通した特徴である。すなわち、ヤマセ型低温に分類された事例は7月と8月ともに海洋性極気団が東北太平洋側へ流入し易い地上気圧配置であり、上層型低温の地上気圧配置とは明らかに異なる。このため、TNPとTNJの東西平均気温差を用いた低温の型の分類は、妥当であると考えられる。

第4.1.12図は5～9月におけるヤマセ型低温の割

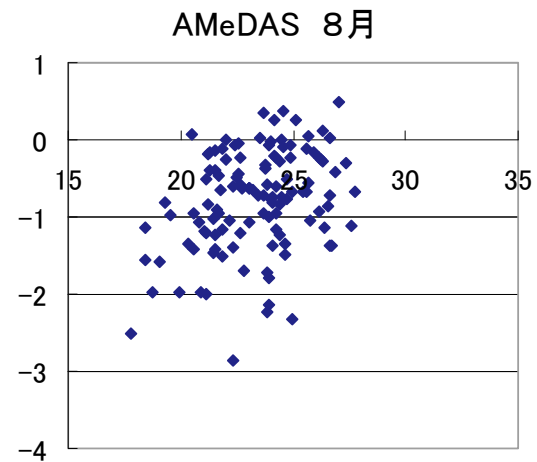
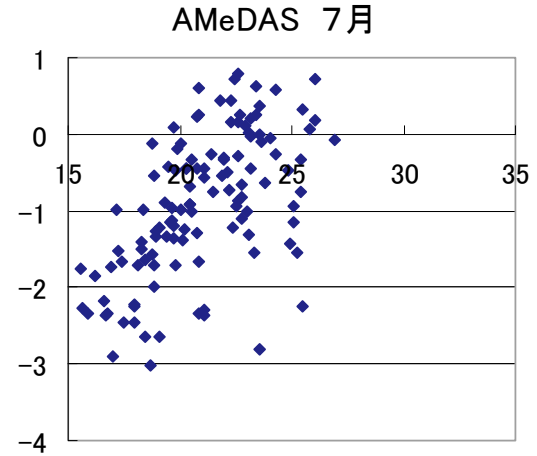


第4.1.7図 TNPの平均気温に対する回帰係数.

左列はAMeDAS観測値，右列はNCEP-DOEの1000hPa高度．上から順に6月，7月，8月．単位は左図は℃，右図はm．右図の等値線は正偏差（負偏差）が実線（破線）．右図の陰影は危険率5%で統計的に有意な領域．



第4.1.8図 TNPの月平均気温(横軸)とTNPとTNJの月平均気温差(縦軸)の散布図。
上から順に6月、7月、8月。AMeDAS観測の地域平均値を使用。東北北部太平洋側の気象官署(むつ、八戸、宮古、大船渡)平均の日照時間平年比が80%以下の事例を□マークでプロットした。



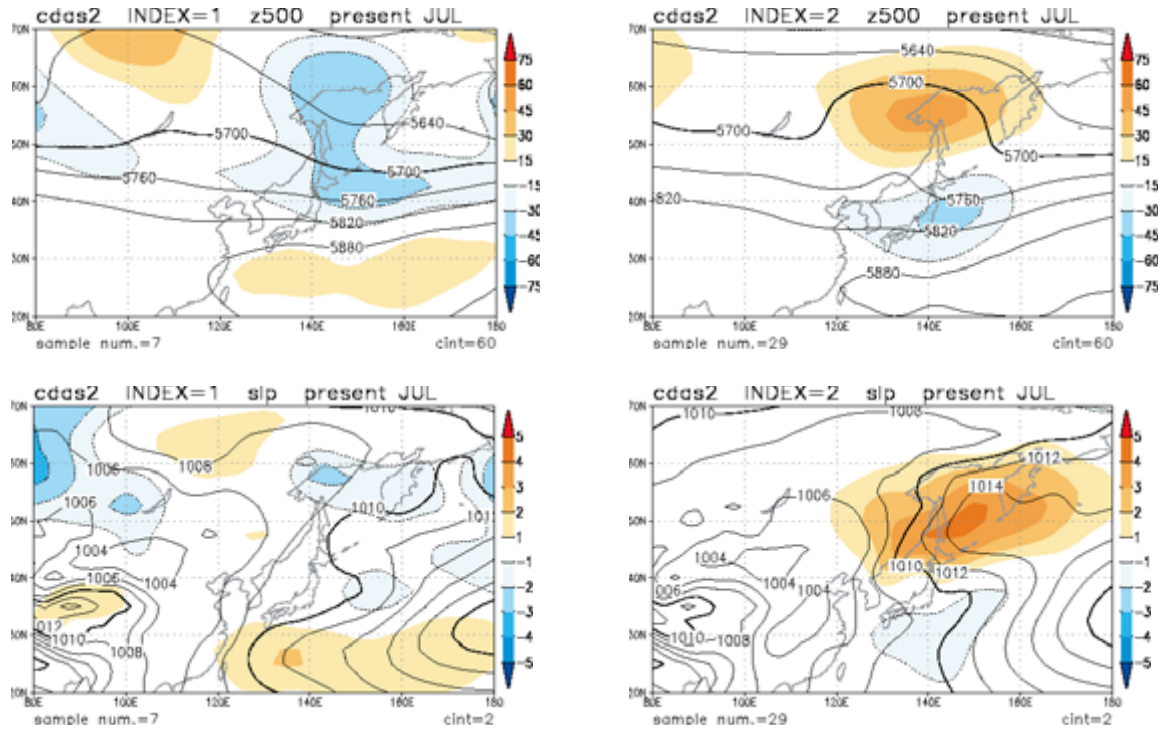
第4.1.9図 TNPの半月平均気温(横軸)とTNPとTNJの半月平均気温差(縦軸)の散布図。
上図は7月、下図は8月。AMeDAS観測の地域平均値を使用。単位は℃。

合の季節変化である。6月に入るとヤマセ型低温の割合が急激に増加し、7月下旬まで8割前後の割合で推移する。その後次第に減少し、8月は5割程度の割合で推移し、9月に入り急速に0に近づく。ヤマセ型低温の占める割合の大きな時期は、ほぼ梅雨期間に相当している。このような季節変化は経験と良く合っている。

4.1.4 地域気候モデルの再現性

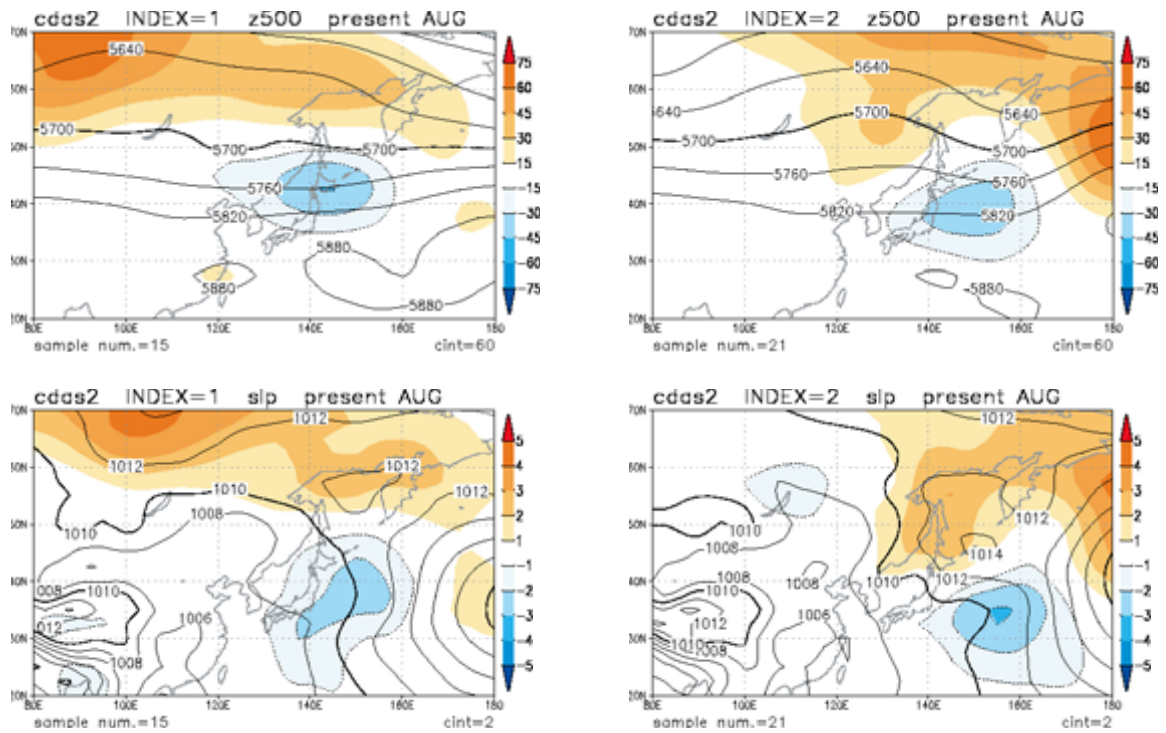
(1) ヤマセによる低温事例

第4.1.13図は、地域気候モデルで再現されたヤマセによる低温事例である。モデルの積分7年目7

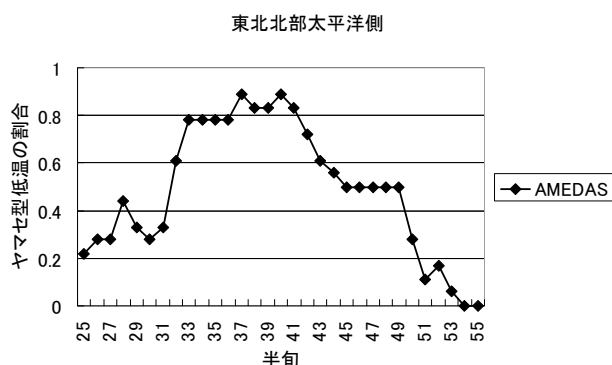


第4. 1. 10図 7月の上層寒気型低温, ヤマセ型低温における循環場の合成図.

循環場データはNCEP-DOEを使用. 左列は上層寒気型低温, 右列はヤマセ型低温. 低温の型の定義の詳細は本文を参照. 上段は500hPa高度 (m), 下段は地上気圧 (hPa). 陰影は平年偏差. 平年偏差が負の場合, 等値線を点線で示す. 各図の左下の数字は事例数.



第4. 1. 11図 8月である以外は第4. 1. 10図と同じ.



第4.1.12図 TNPの低温に占めるヤマセ型低温の割合。
ヤマセ型低温の定義は本文を参照。ただし、ここでは対象半旬の前後1半旬(20年×3半旬)から低温事例(全体の30%:18事例)を抽出し、それを元にヤマセ型低温と上層寒気型低温の分類を行っている。

月の事例である。RCM60の地上気圧は、オホーツク海方面で高い一方本州の南東海上で低い。この気圧配置パターンは観測事実として示したヤマセ卓越時の実況(第4.1.3図)と良く似ている。RCM60の1000hPa気温偏差の特徴も観測(第4.1.2図)と良く合っており、北太平洋の海洋性極気団の南西方向へ流出が良く再現されている。また、北海道～関東の太平洋沿岸および沿海州沿岸で寒気が南下する様子も見られる。さらに、RCM60よりも高解像度のRCM20の1,000hPa気温では、北海道～関東の太平洋沿岸および沿海州沿岸における寒気の南下がより鮮明に見られ、東北地方では太平洋側を中心とする低温が観測(第4.1.1図)と同様に見られる。

次に、7月の東北地方東方沖の1,000hPa風(RCM20)とTNPとTNJの平均気温差の関係を第4.1.14図に示す。1,000hPa風は、NCEP-DOEと同じ解像度に空間平均した値を用いている。東風が強い時ほどTNPとTNJの気温差が拡大するという、観測で示された関係(第4.1.5図(a))が良く再現されている。最小二乗法による線形回帰式の統計量を第4.1.1表に示す。切片については観測とRCM20でやや異なるが、RCM20の相関係数や回帰係数は観測に近い値を示している。

(2) 初夏～盛夏の季節進行

第4.1.15図に地域気候モデルの現在気候における地上気圧(RCM60, RCM20)および500hPa高度(RCM60)の20年平均値とその標準偏差を月別

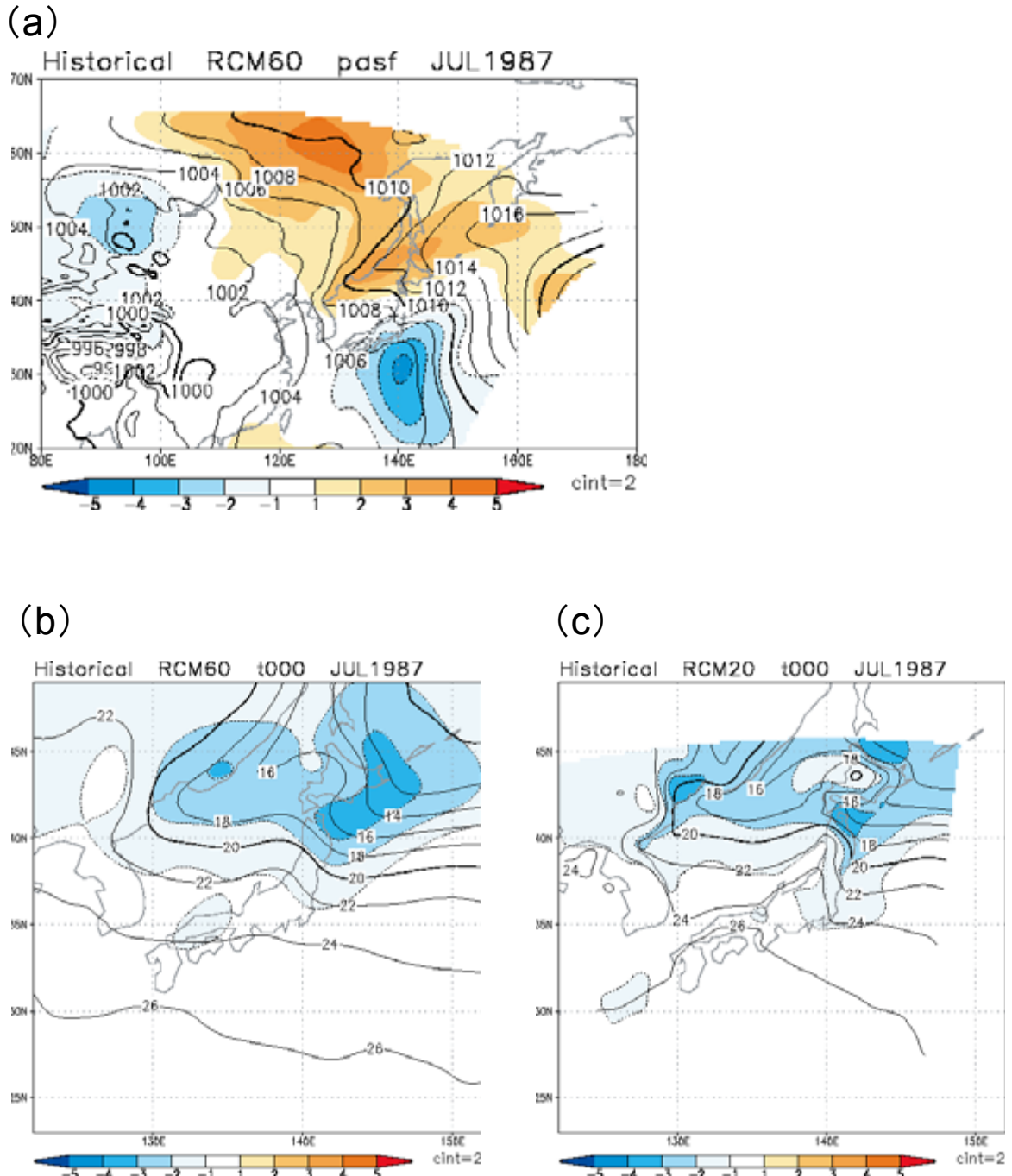
に示す。RCM60の地上気圧の気候値を見ると、いずれの月もユーラシア大陸は低気圧、太平洋では高気圧が分布しているが、6～7月は低圧部が日本の南東海上に見られ、太平洋の高気圧は若干くびれている。このくびれは梅雨前線に対応し、その南側は太平洋高気圧と考えられる。8月になると、低圧部は解消し、日本の南海上からオホーツク海にかけては太平洋高気圧が広く覆うようになる。標準偏差の分布を見ると、値の大きな領域は、6月はオホーツク海、7月はオホーツク海北部と本州の南海上、8月は本州の南岸付近に分布している。8月には、北部の大きな標準偏差はオホーツク海からはずれ、東方に移動している。また、RCM60の500hPa高度を見ると、6月から8月にかけて亜熱帯高気圧が次第に北上し、8月になると東日本以西は亜熱帯高気圧圏内に入る。6月はオホーツク海付近で偏西風が分流している。このように、RCM60は実際の季節進行に伴う循環場の変化(第4.1.6図)を良く再現している。ただし、月毎に細かく見ると、6月にオホーツク海の地上気圧が周囲よりもやや低いこと、6～7月のオホーツク海の標準偏差の大きな地域がNCEP-DOEよりもやや北寄りであること、7月の中国大陸のトラフと日本付近のリッジの振幅が強い点などがNCEP-DOEとの相違点として挙げられる。次に、RCM20の地上気圧を見ると、標準偏差の分布はRCM60と概ね同様であるが、7～8月は本州から日本海にかけて低圧部が分布しており、NCEP-DOEと異なる。NCEP-DOEでも日本海では周辺よりも若干気圧が低いことや、水平解像度の違いなどを考慮しても、この低圧部は過大である。

第4.1.16図は、RCM20の1.5mの高さの平均気温(以下、平均気温と略記)および1,000hPa高度のTNP平均気温に対する回帰係数分布である。第4.1.7図と同様に-1を乗じており、TNP平均気温の平年偏差が-1℃の場合の分布に相当する。6月は、気温の低い領域が東北地方以南に広く分布しており、AMeDAS気温における特徴(第4.1.7図)と大きく異なる。1,000hPa高度を見ると、RCM20とRCM60はともに大陸方面に正偏差の中心が位置しており、オホーツク海方面の高度との関係は弱い。一方、7～8月については観測をおおむね再現している。7月は気温の低い領域が東北太平洋側に局在

化しているが、8月になると東西方向の気温の差は不明瞭となる。このような特徴は1,000hPa高度偏差からも読み取れる。7月はオホーツク海方面に正偏差が分布し、海洋性極気団が流入し易いことを示唆しているが、8月になるとそれは不明瞭となる。ただし、モデルでは7月に本州南東海上に1,000hPa高度の明瞭な負偏差が見られる点、7月に低温領域

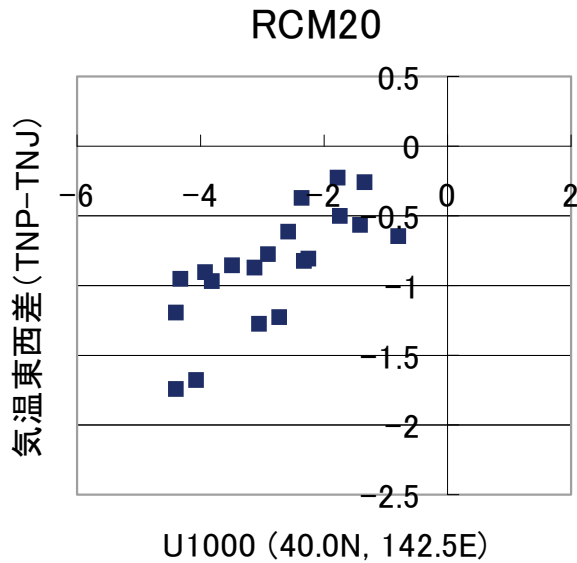
の東部南部以南への広がりが弱いことなどは、観測との相違点である。これについては4.1.5節で再度触れたい。

第4.1.17図はTNP平均気温と、TNPとTNJの平均気温差（以後、気温の東西差と呼ぶこともある）の散布図である。6月および8月は相関が弱く、7月は相関が強い。4.1.2節で述べたように、この散布図の相



第4.1.13図 地域気候モデルで再現されたヤマセによる低温事例。

事例は積分7年目の7月。(a) 地上気圧 (hPa), (b) RCM60の1000hPa気温 (°C), (c) RCM20の1000hPa気温 (°C)。等値線は実況値、陰影は平年偏差。平年偏差が負の場合、等値線を点線で示す。



第4.1.14図 RCM20の1000hPa東西風および地上1.5m
気温を用いている以外は第4.1.5図と同じ。
ただし、RCM20の1000hPa風は、NCEP-DOEと同
じ解像度に空間平均した値を用いている。

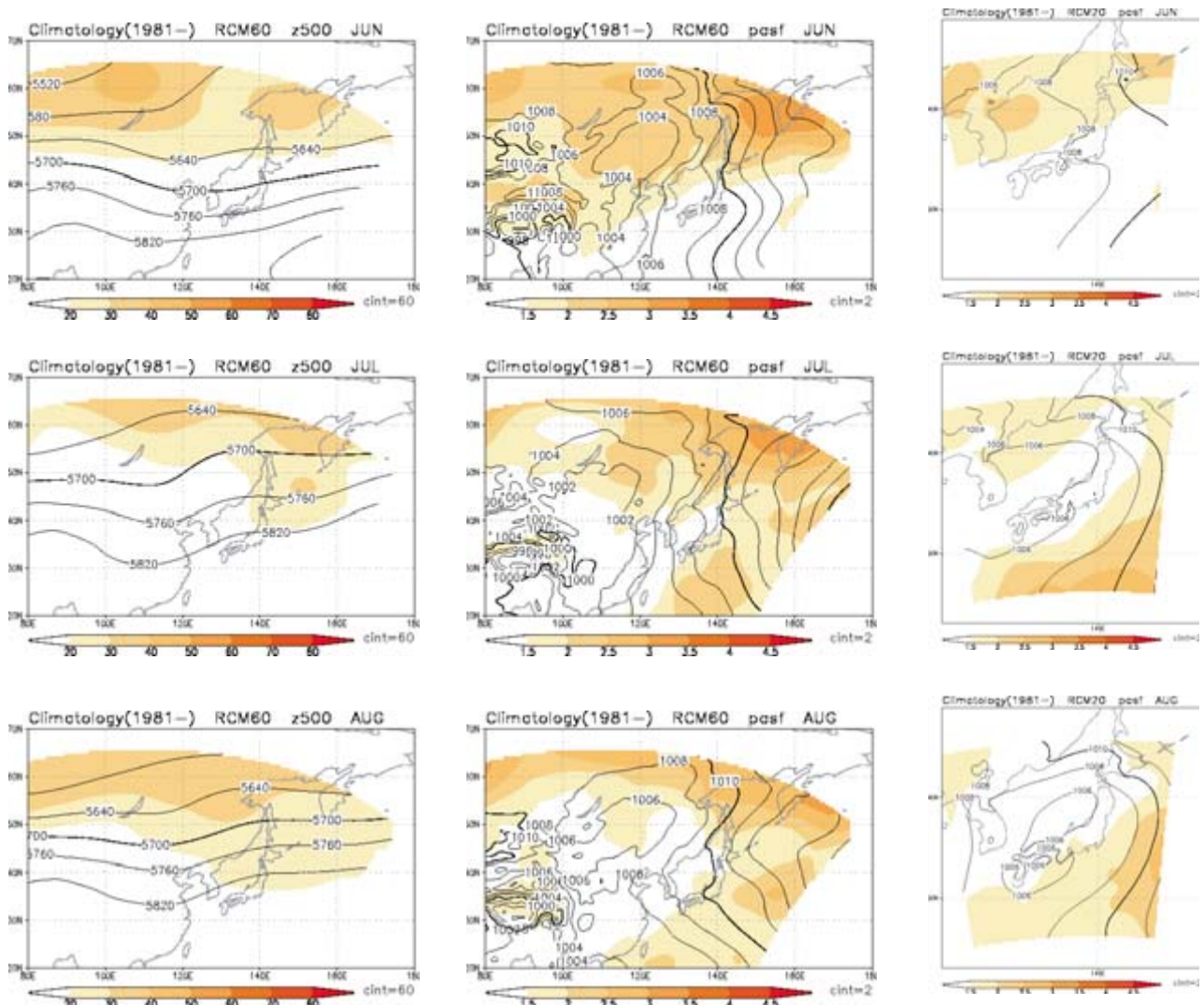
関の強さは、気温の変動に対する海洋性極気団の影響の強さに対応すると考えられる。散布図の特徴は第4.1.16図で示した循環場の特徴と整合している。

(3) ヤマセ型低温と上層寒気型低温

第4.1.18図は、RCM20の半旬平均気温（地上1.5m）を用いて算出したTNPの平均気温と、TNPとTNJの平均気温差の散布図である。観測で見ら

第4.1.1表 第4.1.5図および第4.1.14図の散布図における線形回帰直線の諸統計量。

	回帰係数	切片	相関係数
観測	0.35	-0.48	0.93
RCM20	0.28	-0.06	0.74



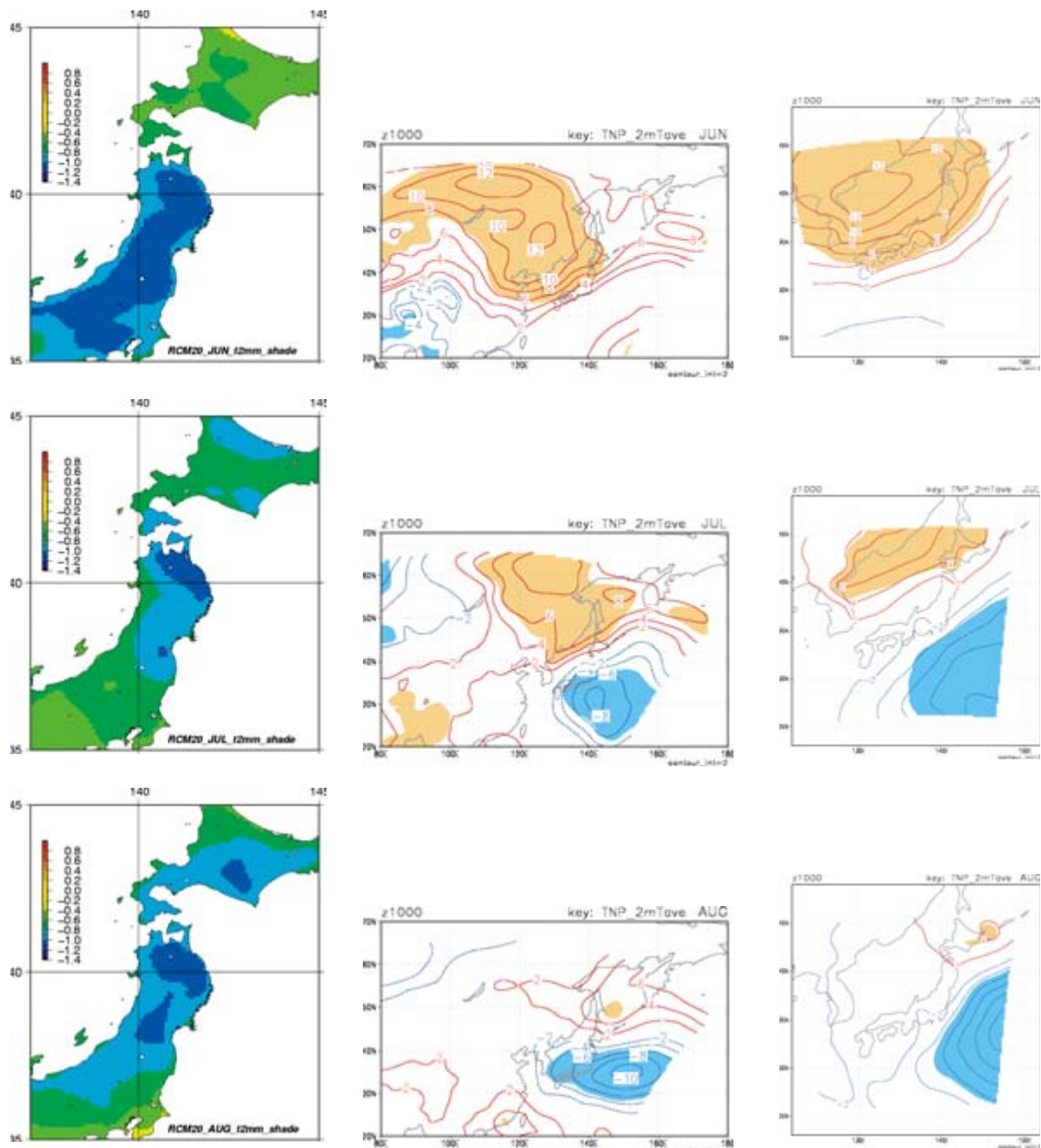
第4.1.15図 地域気候モデルの循環場の気候値と標準偏差（現在気候）。

左列はRCM60の500hPa高度，中列はRCM60の地上気圧，右列はRCM20の地上気圧である以外は第4.1.6図と同じ

れた特徴（第4.1.9図）と同様に、7月の相関が強く、8月の相関は弱く、初夏～盛夏への季節変化が再現されている。ただし、RCM20は観測に比べて縦軸方向（気温の東西差）のばらつきが小さく、特に低温時の東西差が観測に比べて小さい。つまり、この半旬平均スケールにおいてもヤマセによる低温は再現されているものの、その強度は観測に比べて弱いと推測される。

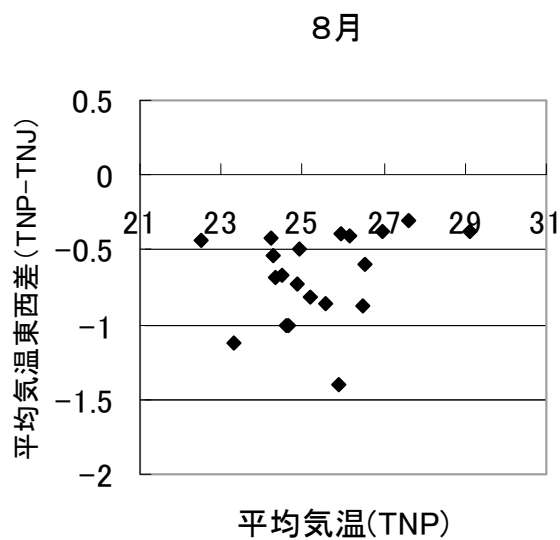
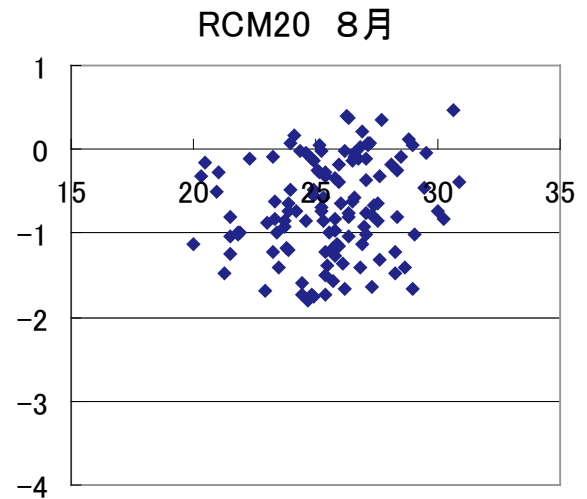
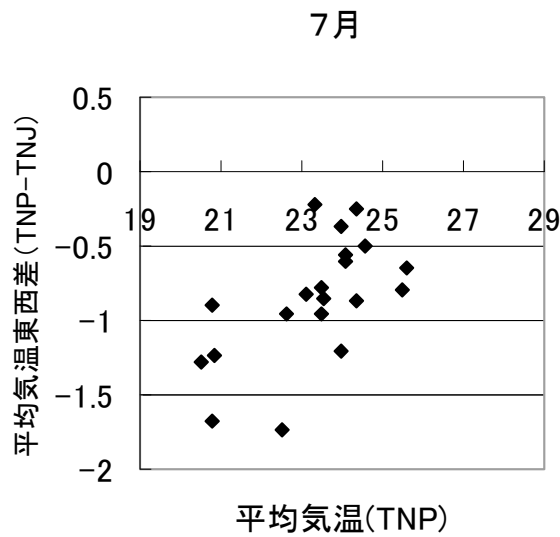
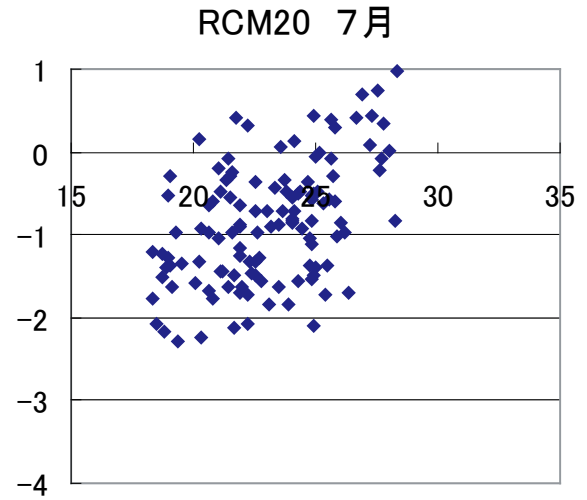
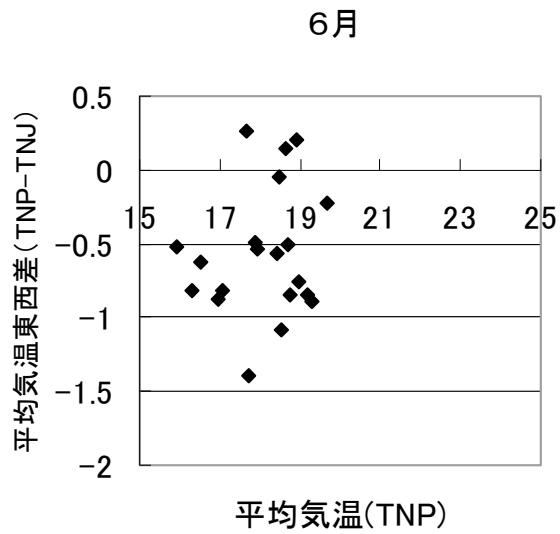
AMeDAS観測値と同様の方法で「ヤマセ型低温」と「上層寒気型低温」の分類を行った。第4.1.2表に低温に占めるヤマセ型低温の割合を月別に集計したものを示す。6月はモデルのヤマセ型低温の再現性が悪く、観測の半分程度であるが、7月は概ね観測を再現している。8月は観測の70%程度を再現している。

次に、それぞれのカテゴリーの循環場の合成図を



第4.1.16図 RCM20のTNPの平均気温（地上1.5m気温）に対する回帰係数。

左列はRCM20の地上1.5m気温、中列はRCM60の1000hPa高度、右列はRCM20の1000hPa高度。この他は第4.1.7図と同じ。

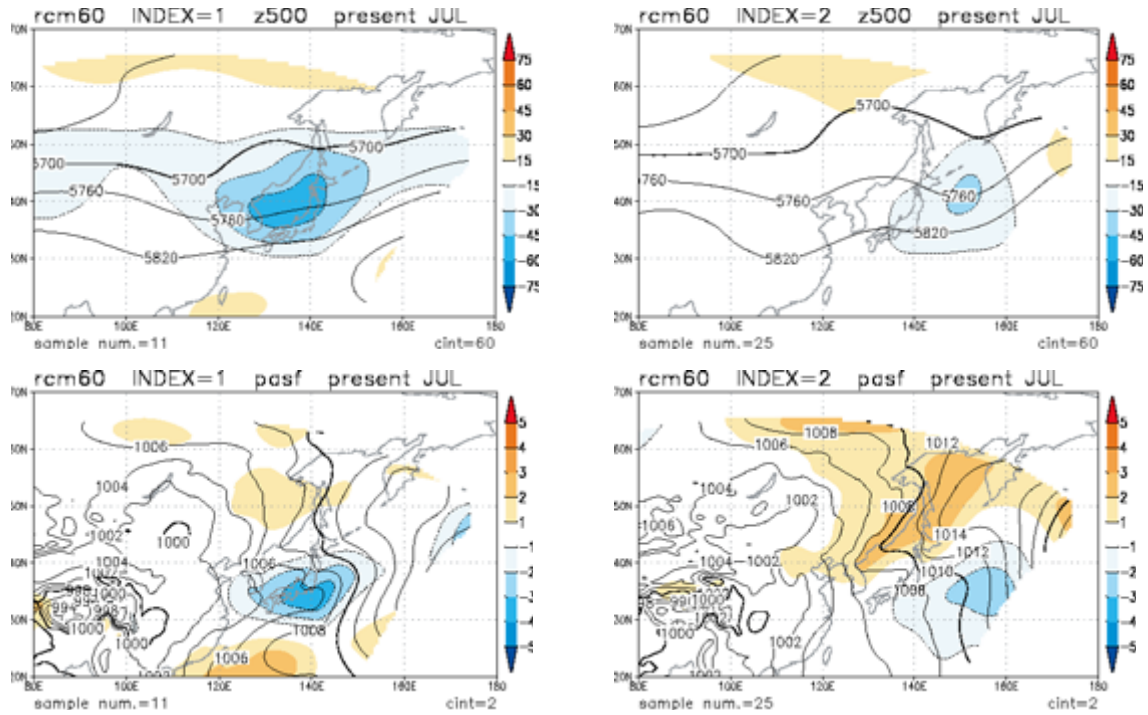


第4.1.18図 RCM20の地上1.5m平均気温を用いている
以外は第4.1.9図と同じ。

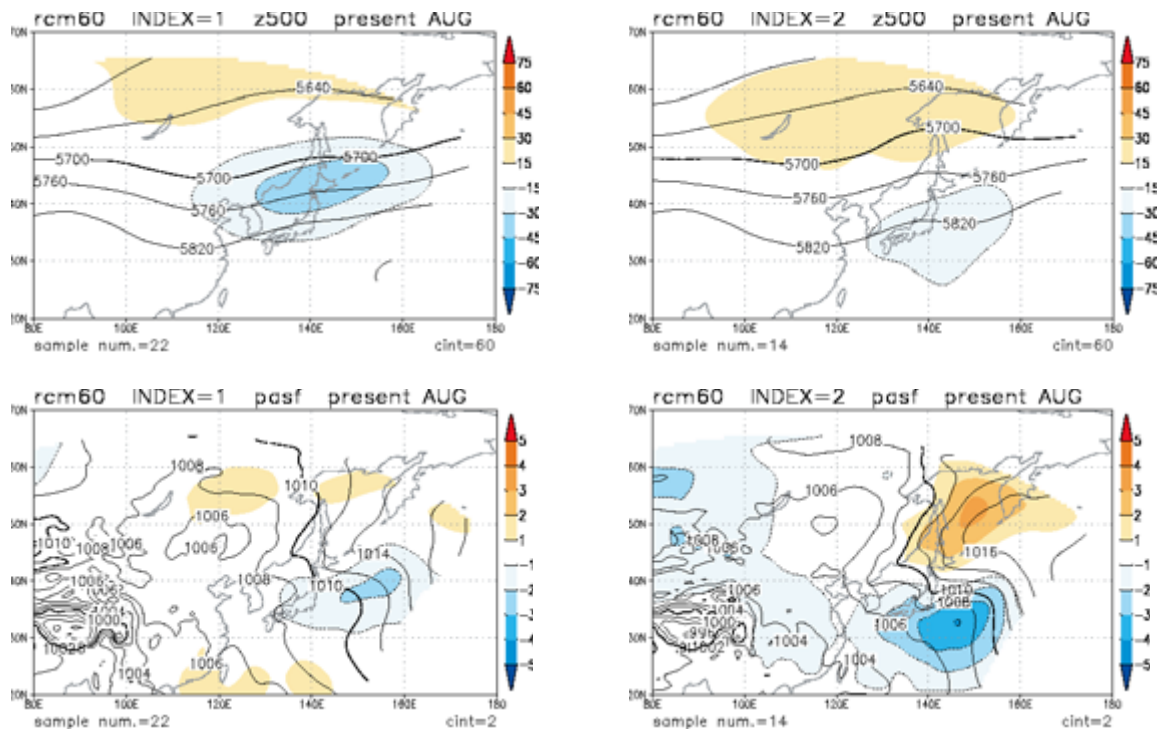
第4.1.2表 低温に占めるヤマセ型低温の割合.
半旬平均値から低温の型の分類を行い, 月別に集計.
ヤマセ型低温の定義の詳細は本文を参照.

	AMEDAS	RCM20現在気候
6月	75%	33%
7月	81%	69%
8月	58%	39%

第4.1.17図 RCM20の地上1.5m平均気温を用いている
以外は第4.1.8図と同じ。



第4.1.19図 RCM60の循環場データを用いている以外は第4.1.10図と同じ。



第4.1.20図 8月である以外は第4.1.19図と同じ。

示す。7月のものを第4.1.19図,8月のものを第4.1.20図に示す。ヤマセ型低温の合成図では、7月と8月ともに地上ではオホーツク海方面の高気圧が発達

し、本州の南東海上は低圧部で、三陸沖の南北の気圧経度が大きい。これはNCEP-DOEで見られる特徴と同様であり、ヤマセをもたらす地上気圧配置を

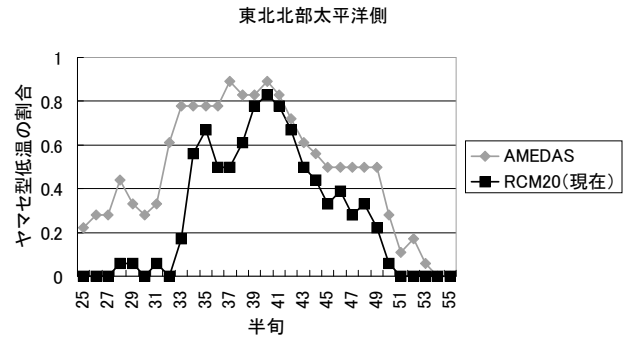
良く再現している。ただし、7月の500hPa高度を見ると、NCEP-DOEで見られた偏西風の分流は不明瞭で、むしろNCEP-DOEの8月の合成図に似ている。次に上層寒気型低温の合成図を見ると、7月と8月ともに地上ではオホーツク海方面の高気圧は発達しておらず、ヤマセ型低温の合成図との違いが明瞭である。また、NCEP-DOEと同様に、上層寒気型低温時は日本の南の亜熱帯高気圧が強い傾向にある。

第4.1.21図は低温に占めるヤマセ型低温の割合の半旬毎の変化である。併せて観測の結果（第4.1.12図に同じ）について再掲する。RCM20においても出現割合の季節変化が定性的には良く再現されている。しかし、ヤマセ型低温の割合が全体的に少なく、その傾向は5～6月に特に顕著である。

4.1.5 将来予測

第4.1.22図は将来気候のRCM60の500hPa高度および地上気圧、RCM20の地上気圧である。現在気候からの変化量を陰影で示してある。500hPa高度は7月と8月ともに全般的に上昇している中で亜熱帯域と高緯度域の上昇が明瞭で、相対的に北緯40度付近の上昇が小さい。RCM60の地上気圧を見ると、7月と8月ともにオホーツク海北部や亜熱帯域では上昇する一方で、日本付近では下降する。RCM20の地上気圧は、現在気候と同じく日本海に中心をもつ低圧部が存在している。また、RCM20においてはRCM60で見られる日本付近の気圧の下降は7月と8月ともに不明瞭である。RCM60で見られる北西太平洋の地上気圧および500hPa高度の上昇は、亜熱帯高気圧の強まりに対応するものと考えられ、同様の傾向はCGCM-2.2でも見られる（Kurihara *et al.*, 2005；Kitoh and Uchiyama, 2006）。

第4.1.23図は、将来気候のRCM60とRCM20の循環場の年々変動量である。現在気候からの変化率を陰影で示してある。まず7月に注目すると、500hPa高度の変動量は若干減少傾向である。RCM60の地上気圧の変動量は、東日本以北では500hPa高度と同様に減少傾向であるが、西日本から東シナ海にかけて増加域が見られる。これは北西太平洋に分布する変動の大きな領域が現在気候よりも北西方向へ広がったと捉えることもできる。

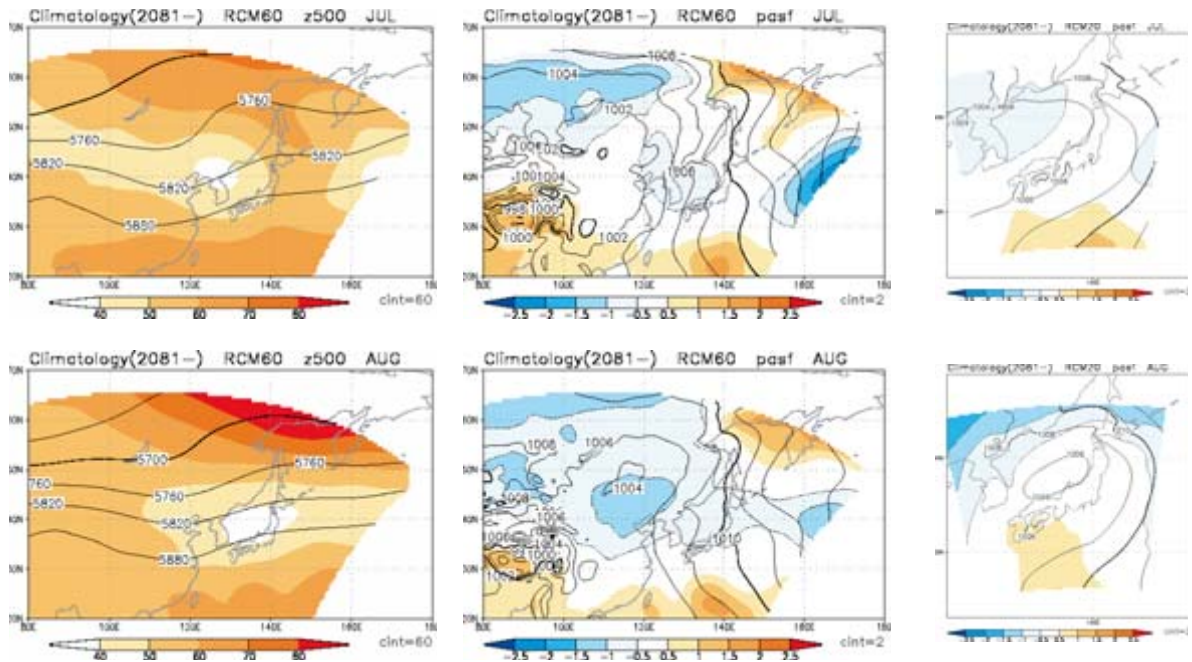


第4.1.21図 TNPの低温に占めるヤマセ型低温の割合。黒色はRCM20の地上1.5m気温、灰色はAMeDAS観測値から算出。その他は第4.1.12図と同じ。

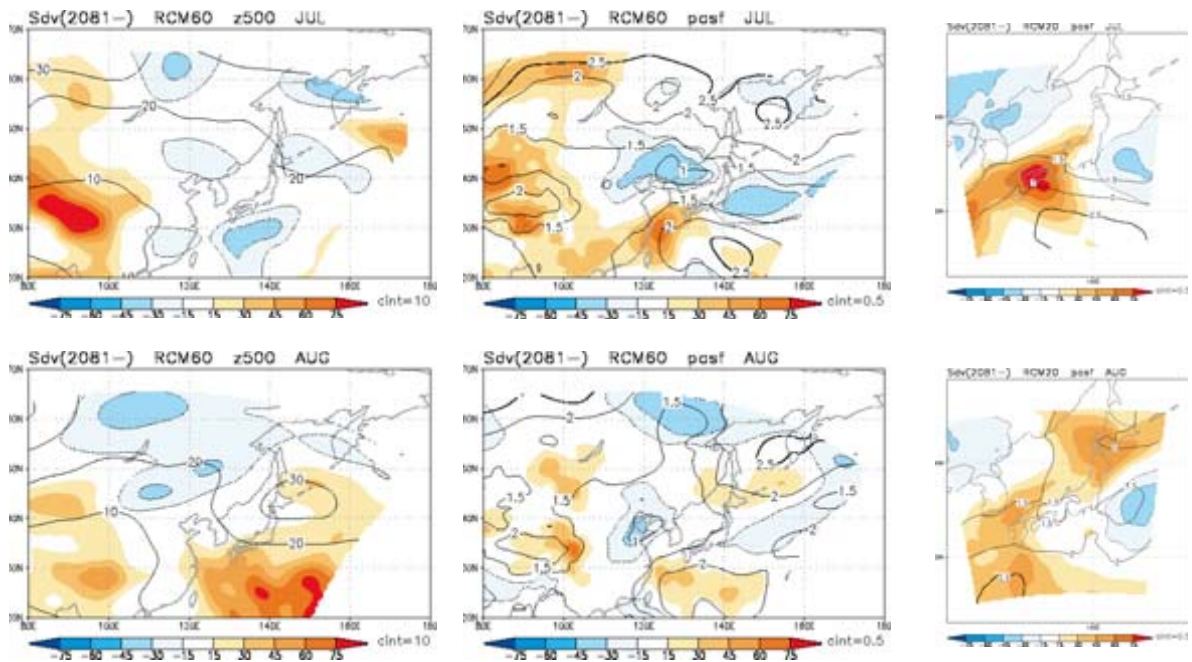
RCM20ではこの増加はさらに明瞭である。8月については、500hPa高度とRCM60の地上気圧ともに、本州南海上と千島列島付近で変動量が増加している。すなわち、亜熱帯高気圧とオホーツク海高気圧の変動がともに増大している。RCM20でも同様の傾向であるが、変動の大きな地域が東北～北海道南部に見られ、RCM60とやや異なる。

第4.1.24図は、将来気候のTNP月平均気温および、TNPとTNJの月平均気温差の散布図である。6月の結果は現在気候の再現性が悪いと省略している。第3章で示したように（第3.3.1図）、7～8月のTNPの平均気温は2℃前後上昇し、年々変動幅は大きく変化しないため、絶対値で見た場合の低温は減少している。月別に見ると、7月は気温と東西気温差の相関が強いことから、現在気候と同様にヤマセに伴う寒気の南下の強弱で気温が変動していると考えられる。ただし、現在気候で見られたような東西気温差が-1.5℃を下回るような事例はないことから、ヤマセによる局地的な強い低温の発生は減少している。8月については、現在気候と同様に相関が弱い。また、7月と同様、東西気温差が大きい低温年が現在気候に比べ減少している。一方、30℃を超えるような顕著な高温年が見られ、年々変動の幅が現在気候に比べて若干増加しているように見える。標準偏差を計算すると現在気候では1.5℃、将来気候では1.8℃となるが、統計的に有意な変化とはなっていない。

第4.1.25図は低温に占めるヤマセ型低温の割合の半旬毎の変化である。現在気候の結果も併せて示してある。現在気候の再現性の良かった7～8月に



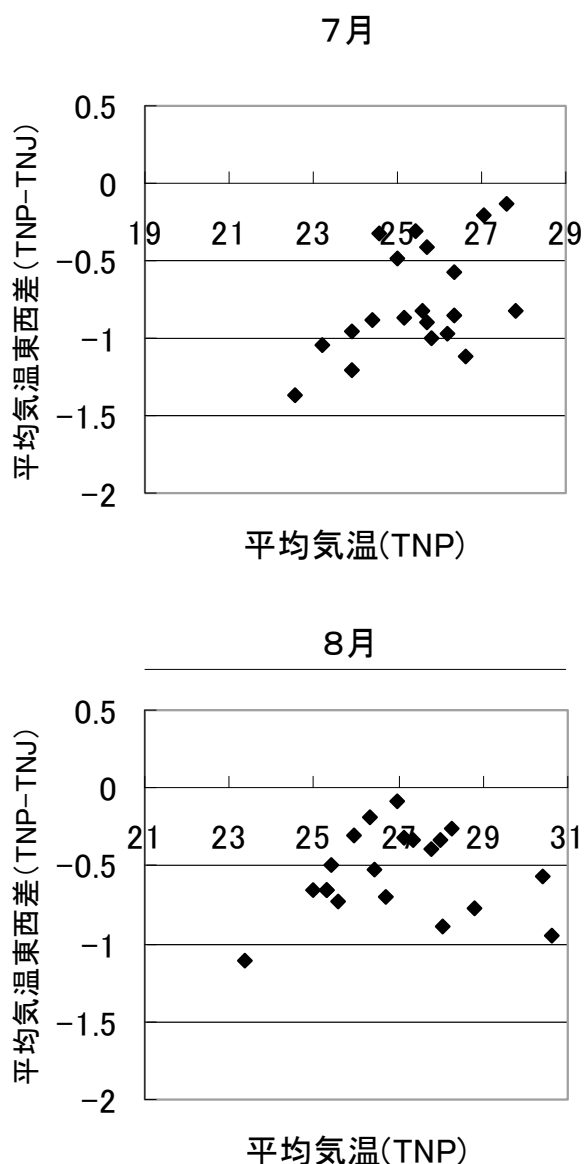
第4.1.22図 将来気候(2081-2100年)の地上気圧の気候値(等値線)と現在気候からの変化量(陰影).
左から順にRCM60の500hPa高度(m), RCM60の地上気圧(hPa), RCM20の地上気圧(hPa). 変化量が負の場合, 等値線を点線で示す.



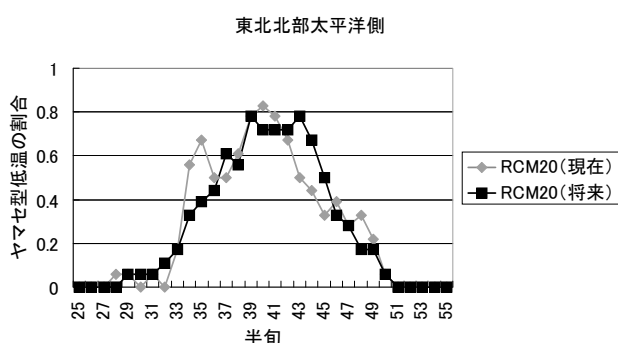
第4.1.23図 将来気候(2081-2100年)の地上気圧の標準偏差(等値線)と現在気候の標準偏差からの変化率(陰影).
その他は第4.1.22図と同じ.

注目すると, 梅雨期から盛夏期への移行期に将来気候と現在気候の違いが見られる. 将来気候では, ヤマセ型低温の割合の大きい状況が8月上旬まで続いており, 割合の大きな時期は現在気候よりも10日

程度遅延している. なお, 低温に占めるヤマセ型低温の割合を月別に集計した場合は, 7月は69%, 8月は42%となり, 現在気候の結果(第4.1.2表)とほとんど変わらない. 将来気候では8月中～下旬に



第4.1.24図 将来気候である以外は第4.1.17図と同じ。
ただし、6月は省略。



第4.1.25図 RCM20の現在気候（灰色）と将来気候（黒色）である以外は第4.1.21図と同じ。
ただし、将来気候の対象半旬の前後1半旬（20年×3半旬）から低温事例（全体の30%：18事例）を抽出し、それを元にヤマセ型低温と上層寒気型低温の分類を行っている。低温の型の分類方法は本文参照。

ヤマセ型低温の割合が現在気候よりも若干減るため、月別に集計すると違いが不明瞭になる。

4.1.6 議論

(1) 8月のヤマセ型低温の減少

4.1.2節において、観測事実として8月になるとTNPでヤマセによる低温が減少することを示した（第4.1.7図、第4.1.8図、第4.1.9図、第4.1.12図）。この理由を考察してみたい。

第1に考えられる理由は、循環場の年々変動の季節変化である。ただし、これの多くを規定するのは循環場の平均状態であるため、後述の事柄とも密接に関連する。第4.1.6図を見ると、6～7月はオホーツク海付近の標準偏差が大きい、8月になるとその付近の標準偏差は小さくなる。すなわち、8月になるとオホーツク海付近で高気圧が発達する事が少なくなるため、ヤマセの発現が少なくなると考えられる。地上のオホーツク海高気圧の発達に対し、対流圏上層のブロッキング高気圧の発達が密接に関連するため（Nakamura and Fukamachi, 2004）、本質的には、8月になると極東域でブロッキング流が卓越しにくくなるのが第1の理由であると考えられる。これは、8月のオホーツク海～東シベリアにおける500hPa高度の標準偏差が6～7月に比べて減少していることから分かる。

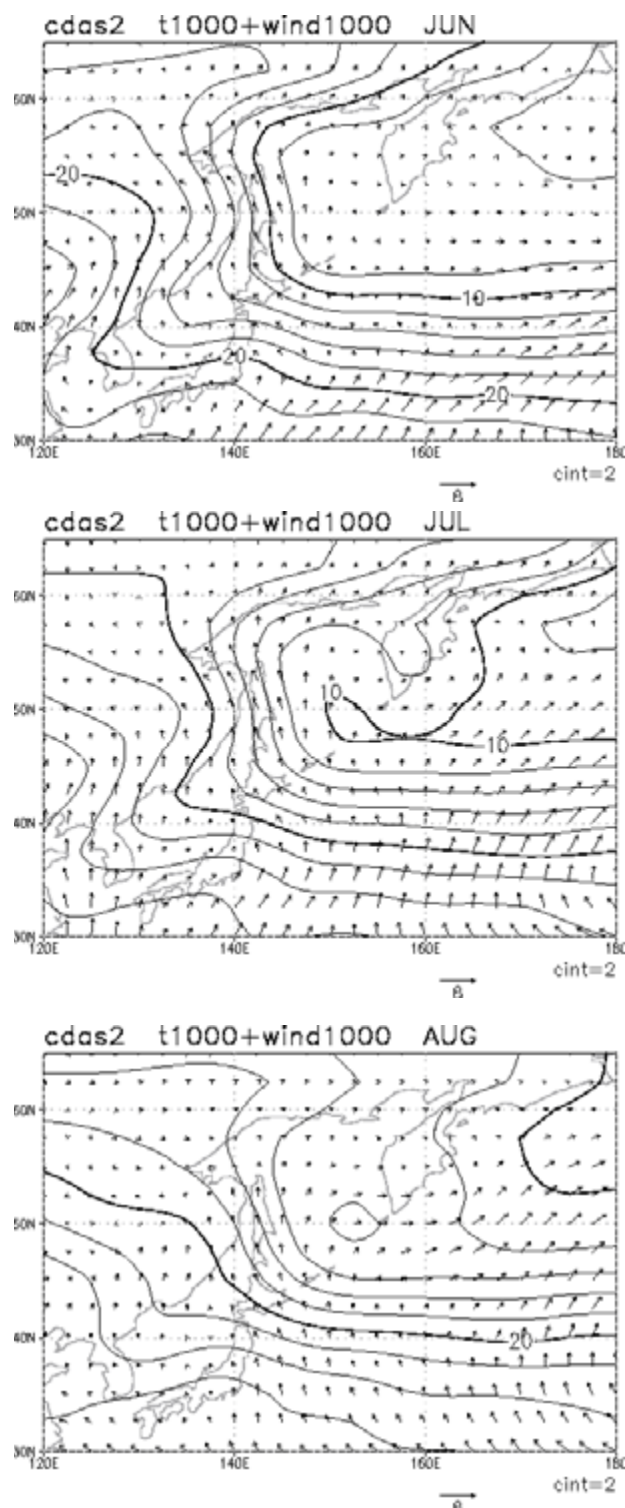
もう一つは、平均場の季節変化である。東北地方は平年では7月下旬頃に梅雨明けとなる。極東域の循環場の観点から見ると（第4.1.6図）、梅雨期から盛夏期への変化は、亜熱帯高気圧（亜熱帯ジェット）の東北以北への北上と、北西太平洋のモンスーントラフの深まりで特徴づけられる。これとともに、梅雨前線は不明瞭となり、東北地方にも海洋性の熱帯気団が侵入しやすくなる。第4.1.26図に1,000hPa面の風と気温の平年値を示す。6～7月は、東北地方は海洋性熱帯気団と海洋性極気団の遷移帯内にあるが、8月になると遷移帯は北上し、東北地方は遷移帯の南縁域に位置するようになり、東北地方での気温の傾度が弱まっている。また、オホーツク海～ベーリング海海洋性極気団は6～7月よりも高温となっている。これらは海面水温の季節変化とも関連すると考えられる。以上のような大規模循環場や海面水温の平均状態の季節変化が、8月にTNPでヤマセによ

る低温が減少するもう一つの理由であると考える。

(2) ヤマセ型低温の割合の変化

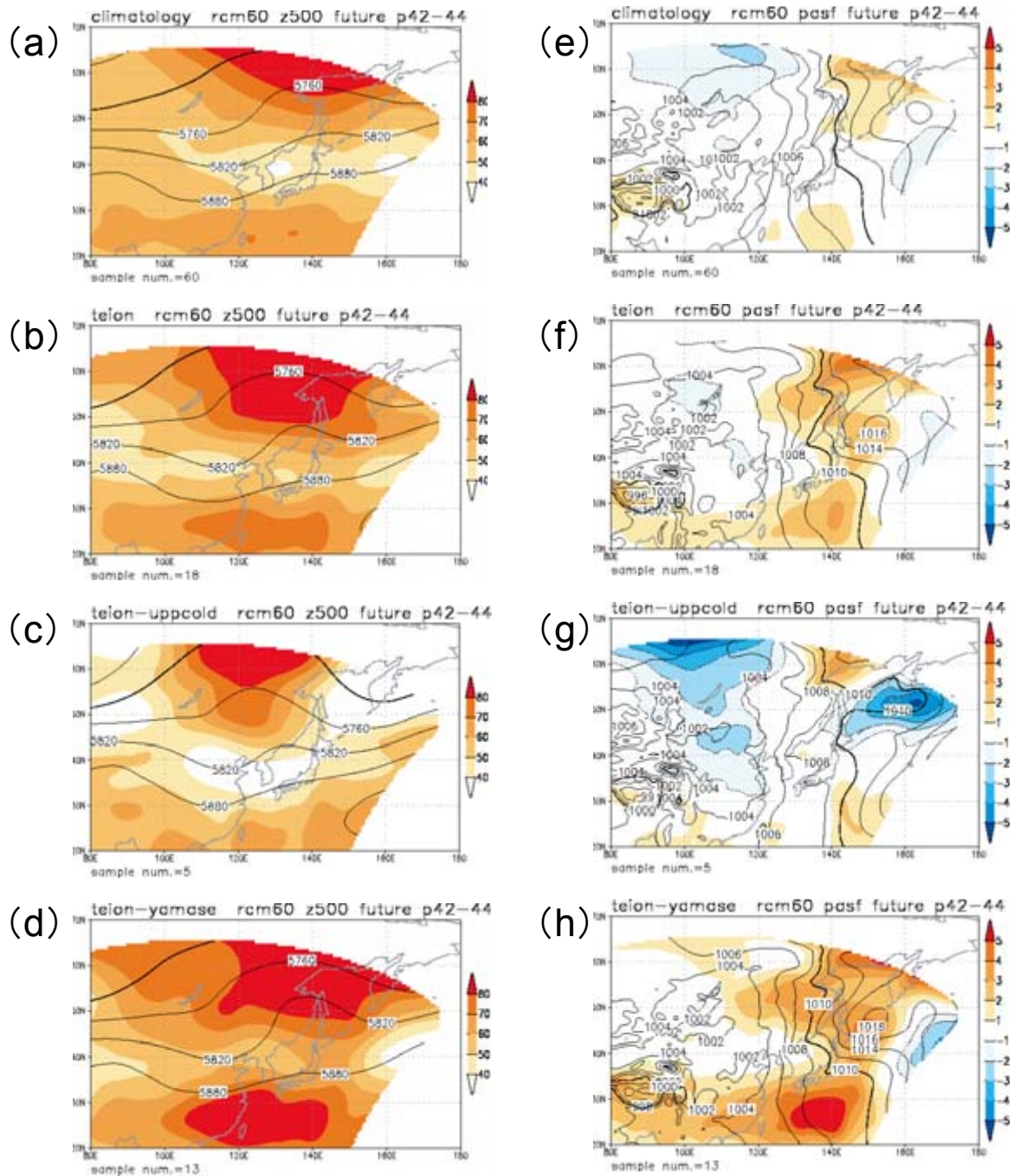
将来気候の月平均気温を解析すると、東北北部太平洋側では7月および8月はヤマセ型低温が増大する傾向は見られず、むしろ、強いヤマセ型低温は減少している（第4.1.24図）。しかし、半旬平均値を用いた解析では、梅雨期から盛夏期への移行期において低温に占めるヤマセ型低温の割合が増大していた（第4.1.25図）。この時期にヤマセ型低温の割合が増える要因として考えられる事項を2つ挙げる。

第4.1.27図は42～44半旬における将来気候の循環場合成図および、現在気候からの変化量である。将来気候の気候値を見ると、オホーツク海付近の地上気圧が現在気候に比べ1hPa程度上昇しており、月平均場（第4.1.22図）の上昇量に比べ大きい。またその付近の500hPa高度の上昇も月平均場に比べやや大きい。次に低温時（将来気候における各半旬の低い方から30%）の地上気圧合成図を見ると、千島列島付近が高圧部であり、海洋性極気団が東北地方へ流入し易い。オホーツク海～千島列島付近では、地上と500hPa面ともに高気圧性の循環が強まっており、気候値の変化よりも大きい。このように、この時期の将来気候の低温時は、現在気候に比べオホーツク海方面の高気圧が強くなる一方で、関東南岸の梅雨前線付近で気圧の上昇はこれに比べて弱く、オホーツク海から寒気が流れ込みやすくなることが分かる。さらに、低温をヤマセ型低温と上層寒気型低温に分けると、将来気候のヤマセ型低温では、オホーツク海付近において、偏西風の蛇行と地上の高気圧が現在気候の同カテゴリーよりも強まる。また、上層寒気型低温でも偏西風の蛇行が見られる。すなわち、将来気候では梅雨期から盛夏期への移行期において、極東域で偏西風が分流しやすい状況になる。これがこの時期にヤマセ型低温の割合が増える一つの要因だと考えられる。Nakamura and Fukamachi (2004) によれば、7月はシベリアを流れる偏西風の基本場の性質から東シベリアではブロッキング高気圧が発達し易く、これが地上のオホーツク海高気圧の発達に関与する。上に述べた偏西風の蛇行は、偏西風の基本場の変化と密接に関連すると考えられる。このため、第4.1.25図に示し



第4.1.26図 平年の1000hPa面の風と気温。

上から順に、6月、7月、8月。等値線は気温、ベクトルは風(m/s)。等値線間隔は2℃。ベクトルの長さの基準は図の右下に示す。データはNCEP-DOE。



第4.1.27図 将来気候の第42～44半旬の合成値（実線）と現在気候からの変化量（陰影）。

左列は500hPa高度(m)，右列は地上気圧(hPa)。(a)，(e)は将来気候の気候値。また，(b)，(f)は低温時，(c)，(g)は上層寒気型低温時，(d)，(h)はヤマセ型低温時の合成図。図に示した変化量は現在気候の同カテゴリからの変化量。低温は現在気候と将来気候で各半旬平均気温の下位30%で定義。変化量が負の場合，等値線を点線で示す。

た変化をさらに支持するためには，CGCMの大規模循環場の変化についても解析する必要がある。なお，第4.1.27図ではヤマセ型低温時の合成図で亜熱帯高気圧の強まりが最も明瞭であるが，現在気候ではヤマセ型低温と亜熱帯高気圧との関係は不明瞭

で，むしろ上層寒気型低温と亜熱帯高気圧の関係が強かった（第4.1.19図，第4.1.20図）。将来気候では上層寒気型低温とヤマセ型低温の複合型が増えるのかもしれない。

もうひとつの要因として考えられるのは，将来気

候の梅雨明けの遅れである。Kitoh and Uchiyama (2006) の解析によれば、CGCMの将来気候(2071-2100年)の梅雨明けは遅くなる傾向にあり、その原因を将来気候のエルニーニョ型の海面水温に求めている。観測ではヤマセ型低温の割合の大きな時期がほぼ梅雨期に一致しているが、この理由として、梅雨期間中は梅雨前線が低圧部となるため、オホーツク海方面で高気圧が発達すれば海洋性寒気団が低圧部に向かって流れ込みやすくなるからであると考えられる。このため、エルニーニョ型の海面水温によるCGCMの梅雨明けの遅れが、海洋性寒気団の影響が東北地方に及ぶ期間の遅延に関与している可能性がある。

(3) RCM20のヤマセの南下

第4.1.7図と第4.1.16図の7月について比べると、TNPの低温時、RCM20では東南北部以南の太平洋側地域では観測で見られるほどの低温にはなっていない。1000hPa高度との回帰図では、RCM20やRCM60では本州南東海上に低圧部があり、観測よりも気圧の南北経度が大きいにも関わらず低温域が南へ拡大しない。東南北部太平洋側地域を対象に第4.1.21図と同様のものを作成したのが第4.1.28図である。6月から7月前半にかけては低温に占めるヤマセ型低温の割合は観測の半分以下しかなく、ヤマセ型低温の再現性の点では東北部より悪いことが明瞭である。この原因については推測の域を出ないため、事項を挙げるに留めておきたい。まず、モデルの問題点として、①日本周辺の海面気圧場の再現性がよくなく、ヤマセ時の風の詳細な分布の再現

性に問題がある点があげられる。また、木村(1995)が示したヤマセの南下メカニズムに従って考えると、②モデルの東北太平洋側の山脈のトップの標高が実際よりも低い点、③下層雲の再現性が悪い点なども原因として考えられる。

4.1.7 まとめ

本研究では、海洋性極気団の南西方向への大規模な流出を広義におけるヤマセと捉え、半旬～月平均気温から、RCM20のヤマセの再現性の評価および将来予測を行った。併せてRCM60の大規模循環場の解析も行った。本研究により以下のことが示された。

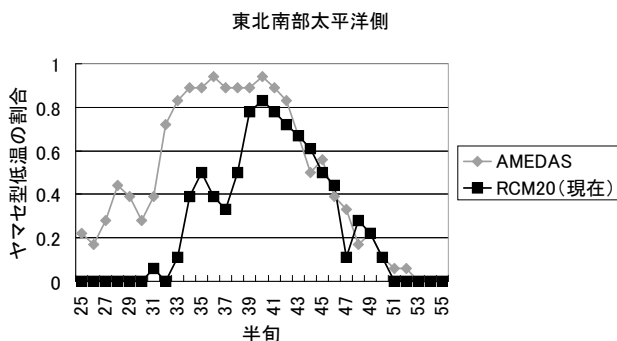
東北地方の夏季の低温は、ヤマセの南下に伴う太平洋側を中心とした低温(ヤマセ型低温)と、東北地方全体の気温が低下する低温(上層寒気型低温)があるが、前者は6月と7月、後者は8月に現れやすいことが観測結果の解析から見出された。モデルでは7月と8月は観測と同様の低温型が支配的であったが、6月のヤマセ型低温は再現されていなかった。なお、モデルではヤマセの南下に伴う低温は定性的には再現されていたが、観測に比べて程度が弱かった。特に東南北部以南への南下が弱かった。

半旬平均値に基づき東北部太平洋側(TNP)と東北部日本海側(TNJ)の平均気温差から低温型を分類し、ヤマセによる低温事例を抽出した。循環場の合成図および、ヤマセ型低温の割合の季節変化から、この分類法の妥当性を確かめた。モデルにおいても、ヤマセ型低温の割合の季節変化が定性的には良く再現されていた。

温暖化時(将来気候)は、7～8月の東北部太平洋側(TNP)の平均気温は2℃前後上昇するため、絶対値で見た場合の低温は減少していた。月平均場ではヤマセによる強い低温は現われにくくなる一方、半旬平均場では梅雨期から盛夏期の移行期に、低温に占めるヤマセ型低温の割合の大きな時期が10日程度遅延することが示された。

参考文献

ト蔵建治, 2001: ヤマセと冷害, 成山堂書店, pp. 148
Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino and G. L. Potter,



第4.1.28図 東南北部太平洋側地域である以外は第4.1.21図と同じ。

- 2002 : NCEP-DOE AMIP- II Reanalysis (R-2), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1631-1643.
- 加藤内蔵進, 1995 : ヤマセに関するオホーツク海高気圧の総観的特徴, 気象研究ノート「ヤマセ」, **83**, 67-90.
- 気象庁, 1972 : 季節予報作業指針, pp. 468.
- 木村龍治, 1995 : ヤマセの地球流体的側面, 気象研究ノート「ヤマセ」, **183**, 91-105.
- Kodama Y.-M., 1997 : Airmass transformation of the Yamase air-flow in the summer of 1993. *J. Met. Soc. Japan*, **75**, 737-751.
- 工藤泰子, 1984 : 典型的なヤマセ時のオホーツク海気団の特性 - 1981年6月18~21日の事例解析 -, 天気, **31**, 411-419.
- Kurihara, K., K. Ishihara, H. Sasaki, Y. Fukuyama, H. Saitou, I. Takayabu, K. Murazaki, Y. Sato, S. Yukimoto and A. Noda, 2005 : Projection of climatic change over Japan due to global warming by High-Resolution Regional Climate Model in MRI. *SOLA*, **1**, 97-100.
- Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004 : Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 1213-1233.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1985 : Anomalous cold spell in summer over northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime airmass, *J. Met. Soc. Japan*, **63**, 845-871.
- Takai, H., H. Kawamura and O. Isoguchi, 2006 : Characteristics of the Yamase Winds over oceans around Japan observed by the scatterometer-derived ocean surface vector winds. *J. Met. Soc. Japan*, **84**, 365-373.
- 田上浩孝, 新野宏, 2005 : 梅雨前線の明瞭・不明瞭年の大規模場の特徴, 気象研究ノート「2003年日本の冷夏」, **210**, 83-97.
- 坪井八十二, 1986 : 気象と農業生産, 養賢堂, pp. 259.
- Kitoh, A. and T. Uchiyama, 2006 : Changes in onset and withdrawal of the East Asian summer rainy season by multi-model global warming experiment. *J. Met. Soc. Japan*, **84**, 247-258.

4.2 冬季の降水*

4.2.1 はじめに

本節は、冬季の降水についてRCM20がどの程度再現しているか検証し、その結果を踏まえて温暖化に伴う変化を調べる事を目的としている。再現性の検証は、RCM20で再現された冬季降水と現実の冬季降水とを比較することにより行う。また温暖化に伴う変化は、RCM20で再現された冬季降水とRCM20による将来予測を比較することで調べる。

日本の冬季降水の特徴はすでに多くの研究者により調べられているが、本研究ではこれまでに行われた解析方法を参考に新たなデータで解析し、特徴をまとめる。特に、総観規模以上のスケールで現れる特徴とメソスケール以下のスケールで現れる特徴の、二点に注目した。

総観規模以上のスケールの特徴に注目するのは、その特徴が冬季の降水の大まかな特徴を捉えるのに有効だからである。梅本（1991）は、暖冬年と寒冬年を、季節風による降水と低気圧による降水のバランスにより説明する事ができるとしている。季節風による降水となるか低気圧による降水となるかは、温帯低気圧の振る舞い次第であり、総観規模以上のスケールの現象である。

メソスケール以下のスケールの特徴に注目するのは、日本、特に日本海側の冬季の降水は局地性が強いことが知られているからである。児玉ら（1995）は、厳冬期の日本海側の降水のスケールが100km～450kmで変動しており、その変動には高い頻度でメソスケールの擾乱が関与すると述べている。メソスケールの擾乱は里雪型の降水に関係する事も知られており（藤田、1966）、人口の集中する平野部に気象災害をもたらしやすい。このため、メソスケール以下のスケールの降水が再現されるかどうかは、モデルの有用性の観点から重要である。また、RCM20の水平格子間隔20kmは、2,000km以下のスケールで特徴付けられるメソスケールの現象が再現されると期待される程度の解像度である。

本研究で用いる解析方法は、主に梅本（1991）と児玉ら（1995）で用いられたものである。児玉ら（1995）は、500hPa気温が降水に与える影響を議

論しているが、本研究ではそれに加えて500hPaのトラフの影響も調べる。日本海上で発生するメソスケール擾乱の発生には、対流圏中層の寒冷渦の存在が重要であることが知られているからである。（Ninomiya, 1989）。

本節は、以下のような構成とした。4.2.2で解析データ、4.2.3で解析方法を説明する。4.2.4では現実の降水現象について、4.2.5では再現実験による降水現象の再現性について述べ、4.2.6では将来予測結果から温暖化に伴う変化を記述する。4.2.7はまとめとした。

4.2.2 解析データ

用いたデータは以下のとおりである。実験結果については、全てRCM20のデータを用いている。実験と比較する現実の降水現象を解析するためのデータとして、降水量はAMeDAS、その他のデータはNCEP-DOEを用いている（詳細は第2章を参照）。対象期間は、再現実験では1981年から2000年、将来予測では2081年から2100年の厳冬期（12月20日～2月28日）とした。どの要素についても、日別データを用いている。ただし解析雨量データ（新保、2001）との比較をする際は、月平均値を用いた。

4.2.3 解析方法

解析に以下のような方法をとる。再現性の検証については、全ての解析を現実の降水現象と再現実験での降水現象との両方で行い、両者の解析結果を比較することで行っている。温暖化に伴う変化を調べる際の将来予測の解析についても、同様の解析方法を用いた。

まず、対象期間内（厳冬期全体）の全ての日を季節風日（M型）と非季節風日（O型）に判別し、総観規模以上のスケールについて降水の特徴を調べる。そのために、M型、O型それぞれの積算降水量とその厳冬期全体の積算降水量への寄与率、日平均降水量を求める。次にメソスケール以下のスケールに着目し、季節風日について日本海側の地域を対象に降水の特徴を調べる。ここでは季節風日全てを500hPa気温（以下T500）によりカテゴリ分けを

* 倉橋 永（仙台管区気象台予報課、現 気象庁数値予報課）

し、降水量と降水の水平スケールを見積もることで、T500が与える降水への影響を調べる。詳細な地形の影響を調べる場合を除いて、降水量は地域平均を用いた。総観規模以上のスケールの特徴を調べる際には地方単位で、メソスケール以下の降水の特徴を調べる場合は気象庁が注意報・警報発表に用いる2次細分区域単位で平均をした。用いた地方と2次細分区域は第4.2.1図のとおりである。各解析方法の詳細を以下に示す。

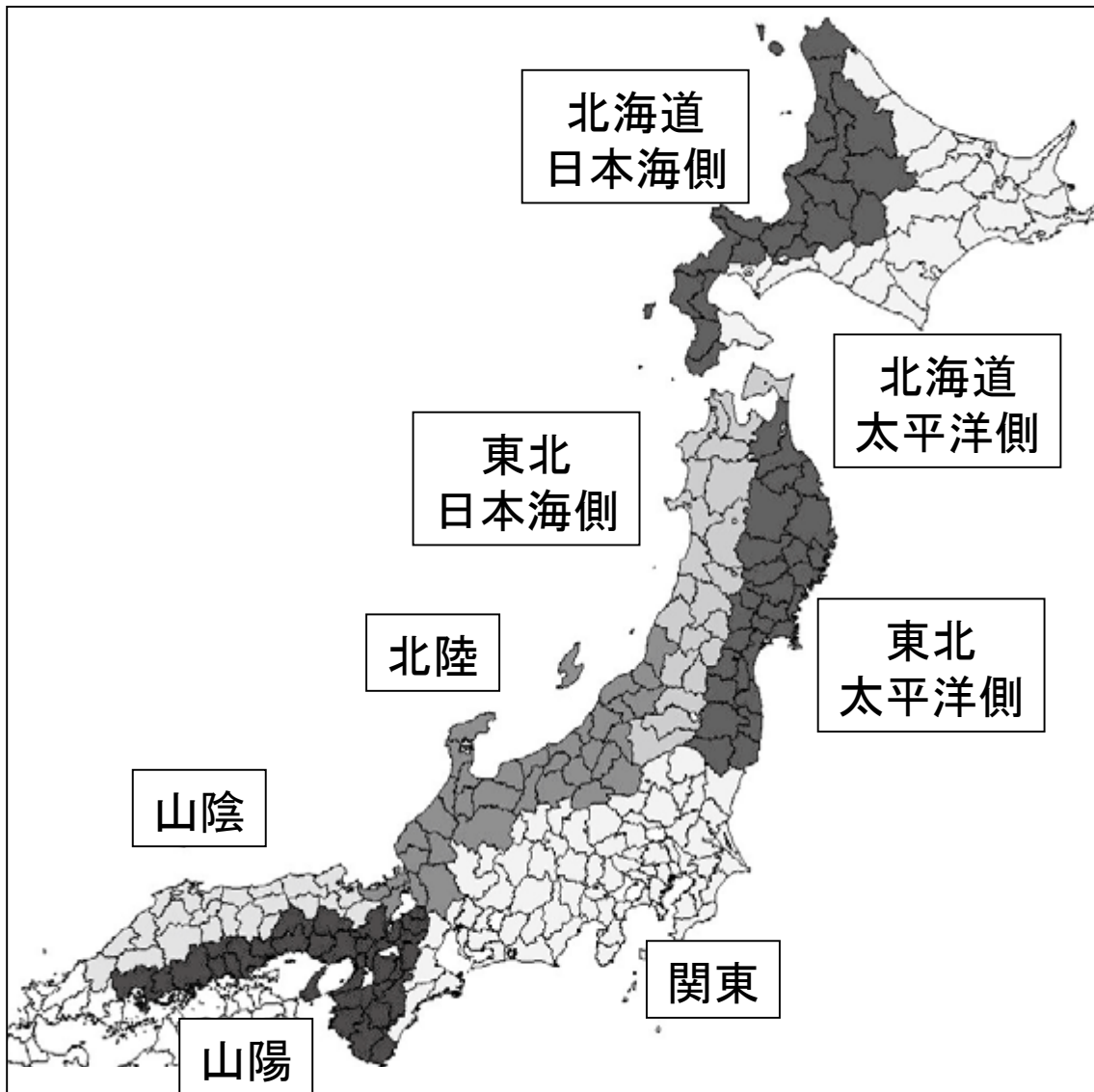
(1) 季節風日と非季節風日の区別

季節風日と非季節風日の区別は、基本的に児玉ら(1995)と同様である。東西気圧偏差（冬型指数：

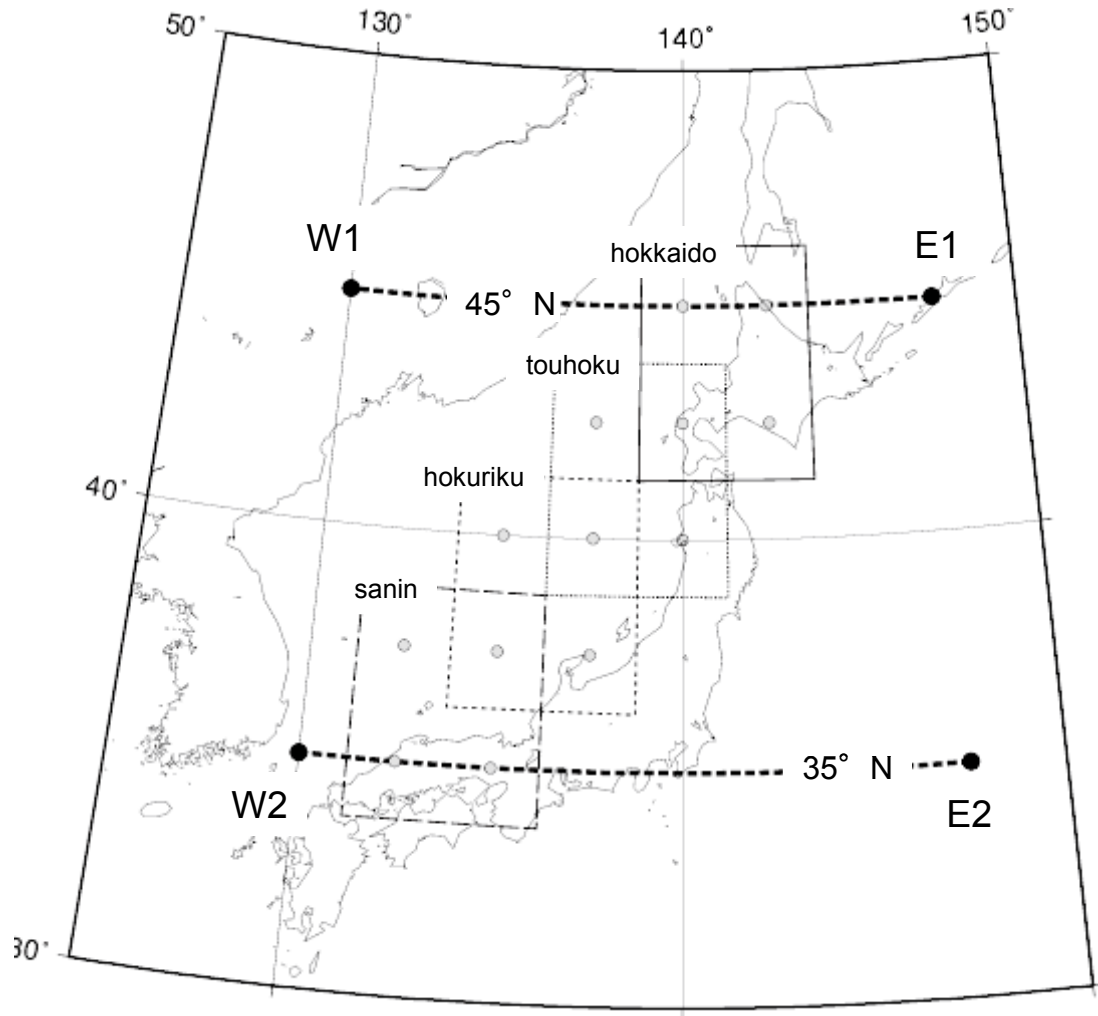
ΔP_{WE} ）が9.0hPa以上のときを季節風日としている。冬型指数は以下のように求める。

$$\Delta P_{WE} = \{SLP(W1) - SLP(E1) + SLP(W2) - SLP(E2)\} / 2$$

ここで、SLPは海面更正気圧、W1, W2, E1, E2は第4.2.2図中の点である。児玉ら(1995)ではE1とE2の経度が東経150度だが、本解析では東経147.5度としている。これは、東経150度はRCM20の領域外となるからである。なお、NCEP-DOEとRCM20の解像度が大きく異なることを緩和するため、RCM20データは平均処理をしてNCEP-DOEデータと同じ格子点上にデータを作り直した。



第4.2.1図 本節で使用する地域分け。実線による区分が2次細分区域、塗り分けが地方を表す。



第4.2.2図 季節風日と非季節風日の判別に用いる格子点（黒丸）と、T500によるカテゴリ分けに用いる格子点（灰色の丸）。後者は地方ごとに用いる格子が異なる。格子点はNCEP-DOEの格子点で、RCM20データは平均処理によりNCEP-DOEの格子点にデータを作り直した。

(2) T500によるカテゴリ分け

季節風日を二種類の方法で、それぞれ4つのカテゴリに分ける。一つは児玉ら（1995）と同じT500の大小によるもので、以下のように定める。

- A ($\text{Mean} + \sigma < T500$)
- B ($\text{Mean} < T500 \leq \text{Mean} + \sigma$)
- C ($\text{Mean} - \sigma < T500 \leq \text{Mean}$)
- D ($T500 \leq \text{Mean} - \sigma$)

もう一方は、T500と500hPa気温の前日からの変化量 $\Delta T500$ によるカテゴリ分けで、以下のように定める。

- WU ($T500 > \text{Mean}$ かつ $\Delta T500 > 0$)
- WD ($T500 > \text{Mean}$ かつ $\Delta T500 \leq 0$)
- CU ($T500 \leq \text{Mean}$ かつ $\Delta T500 > 0$)

CD ($T500 \leq \text{Mean}$ かつ $\Delta T500 \leq 0$)

前者はT500の大小による、後者は上層寒冷渦などの寒冷トラフによる降水への影響を調べるために用いる。WD、CDはT500のトラフ前面、WU、CUはT500のトラフ後面を想定している。対象とする現象のスケールに合わせるため、カテゴリ分けは日本海側の4つの地方ごとに行った。児玉ら（1995）によると、季節風日の特徴的な降水スケールは100km～450kmである。4つの地方に対応するT500と $\Delta T500$ は、第4.2.2図中に示す各領域の平均値を用いている。領域内の格子点はNCEP-DOEの格子点である。再現実験の結果を解析する場合には、RCM20のデータを平均処理によりNCEP-DOEの格子点上にデータを作り直している。

(3) 相対降水量と水平スケールの見積もり

各カテゴリの降水量を比べる際には、T500の場合による違いがはっきりするように、各カテゴリの降水量を季節風日全体の降水量で割った値（相対降水量）を用いる。例えば、カテゴリAの相対降水量は、
 カテゴリAの日平均降水量 /

季節風日全体の日平均降水量 × 100
 である。カテゴリAの相対降水量が100より小さければ、カテゴリAでは平時より降水量が少なくなりやすいと考えられる。

また降水の水平スケールを、二つの地域間の降水量の相関係数とその地域間の距離との関係から見積もる。一般的に地域間の距離が大きくなると相関が小さくなるが、ある程度の相関を保つ距離が条件によって異なる場合は、その条件により卓越する降水の水平スケールが変化するからと考える。上記T500によるカテゴリごとに相関係数を計算し、T500が与える降水の水平スケールへの影響を調べる。これは児玉ら（1995）と同様の方法である。以下に具体的な方法を述べる。

まず、日々の降水量について、ある地域と他の地域との相関係数を計算する。二つの地域の組み合わせを全て計算することで、大小さまざまな距離の地域同士の相関係数を求めることとなる。二つの地域の組み合わせ全てを互いの距離により階級分けをし、階級ごとに相関係数を平均する。距離の階級は中心値を50kmから1,000kmまで25kmごとに設定し、幅は中心値の前後±32.5kmとした。以上により日々の降水量の相関係数と距離との関係を求められる。

4.2.4 現実の降水現象の解析

(1) 結果

(a) 季節風日と非季節風日

季節風日と非季節風日の判別を行った結果、M型が878日、O型が542日だった（第4.2.1表）。厳冬期全体、M型、O型それぞれの積算降水量は、第4.2.3図のような分布となった。第4.2.3図には併せて、厳冬期全体に対するM型の寄与率の分布を示す。M型の降水量は、日本海側で多く太平洋側で少ないというコントラストがはっきりとしている。これに対し、O型の降水量では、日本海側と太平洋側で大きな差がない。このため、M型の寄与率は日本

第4.2.1表 20年間で積算した、季節風日と非季節風日の日数。厳冬期全体の日数は1420日。

	季節風日	非季節風日
現実	878	542
再現実験	743	677
将来予測	724	696

海側で高く太平洋側で低い。またM型の日本海側では、小さなスケールで集中して降水量の多い地域が、山沿いを中心にみられた。

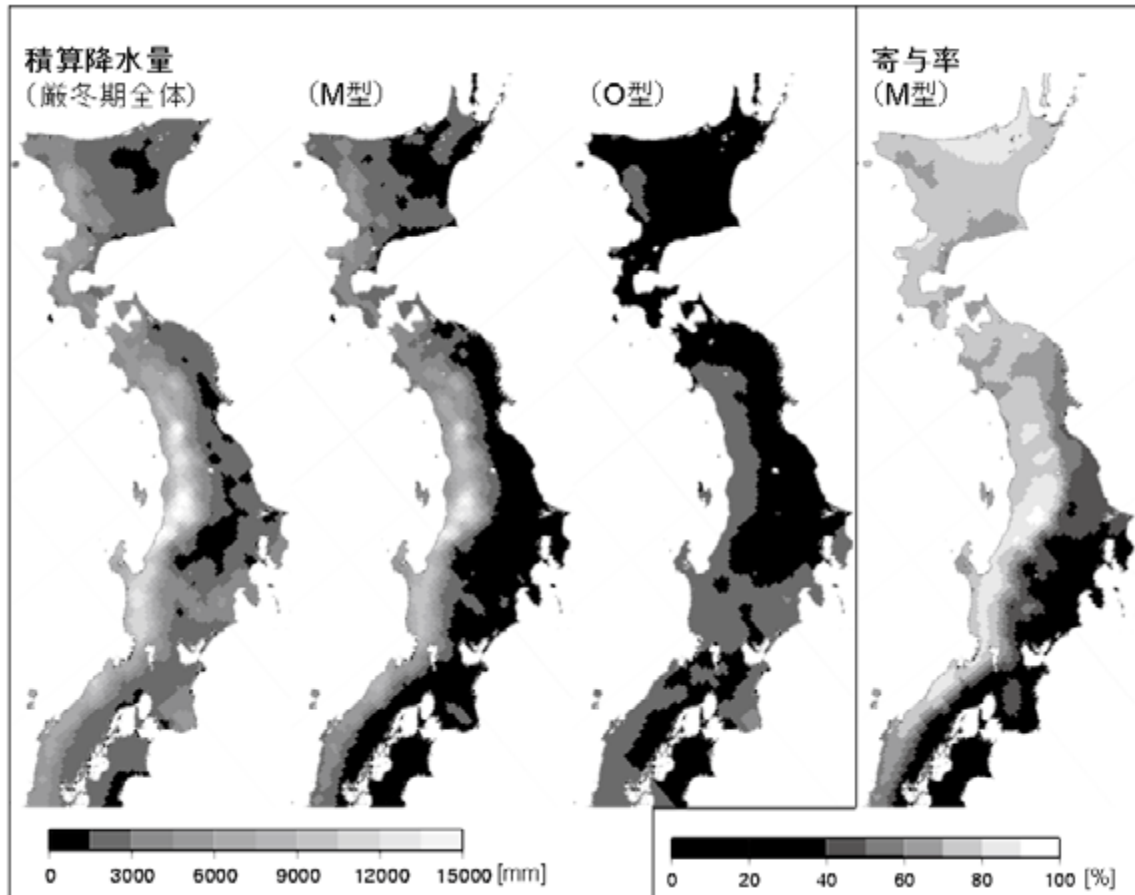
(b) T500によるカテゴリ分け

第4.2.4図上に、例として北陸地方に対応するT500のヒストグラムを示す。頻度は正規分布に近い形で特別に偏りは見られない。この特徴は他の3地方でも共通しており（図略）、AとDの割合は全体の1/6程度、BとCの割合は全体の1/3程度だった。第4.2.5図左に、例として北陸地方に対応するT500とΔtT500の分布を示す。（T500, ΔtT500）=（Mean, 0）付近を中心に、WUエリアからCDエリア方向を長軸とする楕円状に分布している。北海道、東北、北陸ではWDよりもWU、CUよりもCDの割合が高かったが、山陰だけはWUよりもWDの割合が高かった。

(c) 各カテゴリの相対降水量

第4.2.6図上は、カテゴリA、B、C、Dについて各地方の相対降水量を示したグラフである。どの地方でも、おおむねA→B→C→Dという順番で相対降水量が大きくなっている。つまり、T500が低いほど日平均降水量が多くなることがわかる。ただし、その程度は各地方で大きく異なり、南の地方ほどカテゴリ間の違いが顕著である。カテゴリWU、WD、CU、CDについて、各地方の相対降水量を第4.2.7図上に示す。WUよりもWD、CUよりもCDで相対降水量が大きくなっている。しかし、その程度は各地方で異なり、南の地方ほどWUとWDの差、CUとCDの差が大きい傾向がある。

地域平均をせずにアメダス地点ごとの相対降水量をみると（第4.2.8図）、カテゴリCUとカテゴリCDでは相対降水量の分布が大きく異なった。CUでは山沿を中心に小さなスケールで極端に相対降水量の大きい地域が分布し、CDでは平野部から山沿



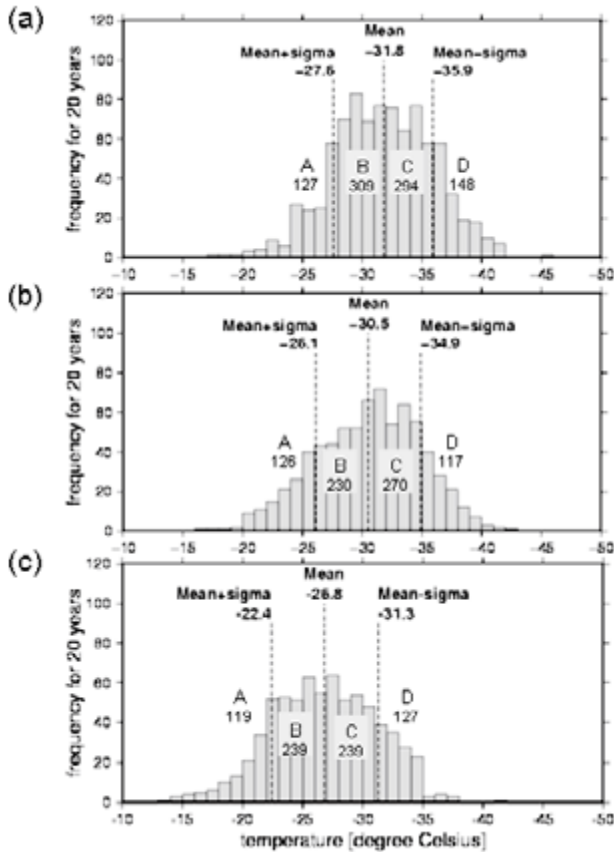
第4. 2. 3図 左から厳冬季全体の積算降水量，M型の積算降水量，O型の積算降水量の分布．一番右は，厳冬季全体の積算降水量に対するM型の寄与率の分布．降水量は，20年間で当てはまる全ての日で積算している．

へ緩やかに減少する分布となっている．CUで相対降水量が大きい地域は，M型で日本海側に現れた小スケールで集中して積算降水量が多い地域と一致したが，CDでは逆に積算降水量の少ない地域で相対降水量が大きい．つまり，CUではM型の小スケールの降水分布を強める方向に降水が増加するのに対し，CDではその逆となっている．以上の相対降水量の分布についての特徴は，WUとWDの間でも同様であり，また東北以外の各地方でも共通してみられた（図略）．

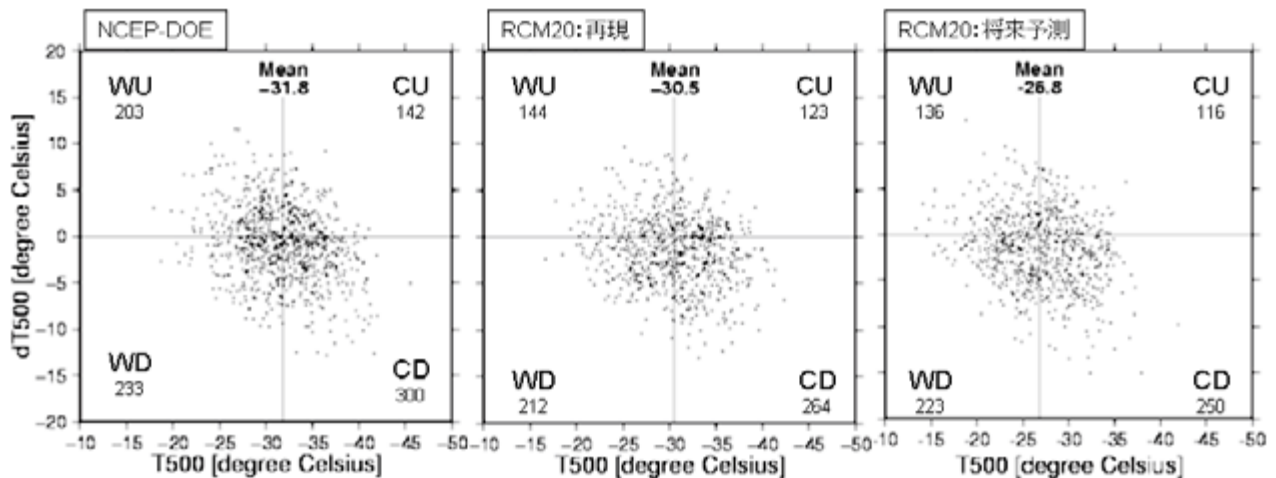
(d) 各カテゴリの降水の水平スケール

季節風日の日々の降水量について，秋田中央地域と他の地域との相関係数を表す図を結果の一例として示す（第4. 2. 9図）．カテゴリAでは秋田中央地域と遠い地域とでも正の相関があるのに対し，カテゴリDでは高い正の相関がある地域が東北地方程度の範囲にとどまっている．

全ての地域の組み合わせによる相関係数を距離により階級分けして平均し，距離と相関係数の関係を表したグラフをカテゴリA，B，C，Dについては第4. 2. 10図左，カテゴリWU，WD，CU，CDについては第4. 2. 11図左に示す．カテゴリA，B，C，Dについて，相関係数0.3を下回る距離はそれぞれ500km，300km，150km，100km程度で，T500が低いほど降水量の相関を保つ距離が小さくなることがわかる．つまり，T500が低いほど降水の水平スケールが小さい．一方でWUとWD，CUとCDでは，500km程度以下の範囲で両者の相関係数の差が顕著である．つまり500km程度以下のスケールで卓越する降水について，WUよりもWD，CUよりもCDの方が水平スケールが大きい．WUとWDよりもCUとCDの相関係数が小さいことは，T500が低いほど降水スケールが小さいことを意味し，A，B，C，Dのカテゴリ分けから得られた結果と一致する．



第4.2.4図 20年間の季節風日について、北陸地方に対応するT500のヒストグラム。(a)は現実の降水の解析に用いるNCEP-DOEデータ(1981から2000年)、(b)は再現実験の降水の解析に用いるRCM20データ(1981から2000年)、(c)は将来予測の降水の解析に用いるRCM20データ(2081から2100年)によるもの。T500のMean, Mean+ σ , Mean- σ を破線で表示している。Meanは平均値, σ は標準偏差。図中のA, B, C, Dは季節風日内のカテゴリ分けで、下に日数を付した。詳細は本文4.2.3(b)を参照。



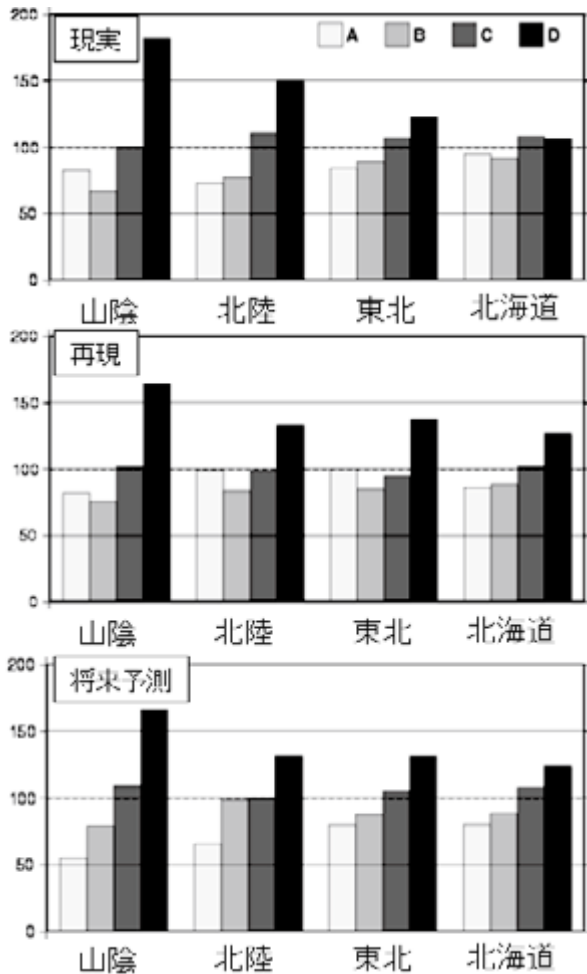
第4.2.5図 20年間の季節風日の、北陸地方に対応するT500と $\Delta T500$ の分布図。左からNCEP-DOEデータ(1981から2000年)、RCM20データ(1981から2000年)、RCM20データ(2081から2100年)。横軸がT500, 縦軸が $\Delta T500$ で、T500の平均(Mean)と、 $\Delta T500=0$ を実線で表示している。図中のWU, WD, CU, CDは季節風日内のカテゴリ分けで、下に日数を付した。詳細は本文4.2.3(b)を参照。

(2) 結果の解釈と議論

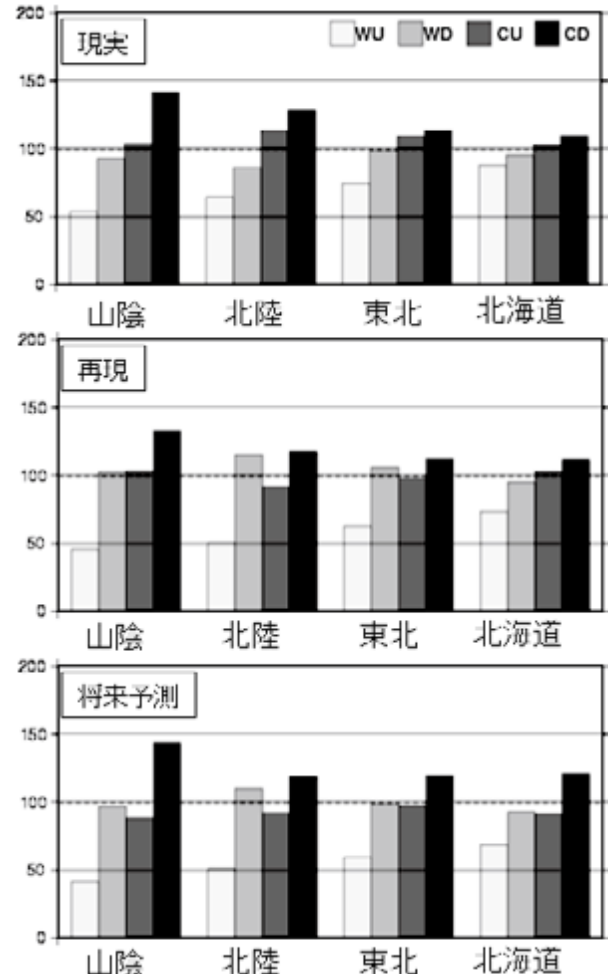
(a) 降水量観測の精度

結果の解釈の前に、降水量に用いたAMeDASデータの精度について述べる。AMeDASは平均的にみると17kmおきに配置され、水平格子間隔20kmのRCM20と比較するのにふさわしいと言える。しかし、AMeDASデータは完全に現実の降水量を表現しているとは限らない。なぜなら、AMeDAS地点は防災上の観点から人里はなれた場所、特に山岳地帯などに配置されることは少なく、AMeDASデータによる地域平均降水量は真値とは異なる可能性があるからだ。さらに、AMeDASに用いられる雨量計は、風が強い場合は降雪の補正率が二割以上落ちることが知られている(横山ら, 2003)。

そこで、AMeDASによる降水量と解析雨量による降水量を比べることで、AMeDASによる降水量の誤差がどの程度になり得るのかを調べた。第4.2.17図右は1996年から2000年平均の1月の月平均降水量について、解析雨量からAMeDASによる降水量を引いた値の分布である。この図から日本海側の沿岸部では、広い範囲で解析雨量のほうがAMeDASによる降水量よりも多い事が分かる。これは、風の強い沿岸部では、AMeDASデータは降水量を過小に見積もる可能性を示唆する。ただし、この差の値はAMeDASデータの誤差そのものを表す訳ではない。なぜなら解析雨量データも誤差を持



第4.2.6図 カテゴリA, B, C, Dについて、日本海側各地方の相対降水量。上段は現実の降水について、中段は再現実験での降水について、下段は将来予測についてのグラフ。ここで、相対降水量は厳冬期全体の降水量に対する各カテゴリの降水量の割合（本文4.2.3(c) 参照）。



第4.2.7図 カテゴリWU, WD, CU, CDについて、日本海側各地方の相対降水量。上段は現実の降水について、中段は再現実験での降水について、下段は将来予測についてのグラフ。ここで、相対降水量は厳冬期全体の降水量に対する各カテゴリの降水量の割合（本文4.2.3(c) 参照）。

ち、真値ではないからである。

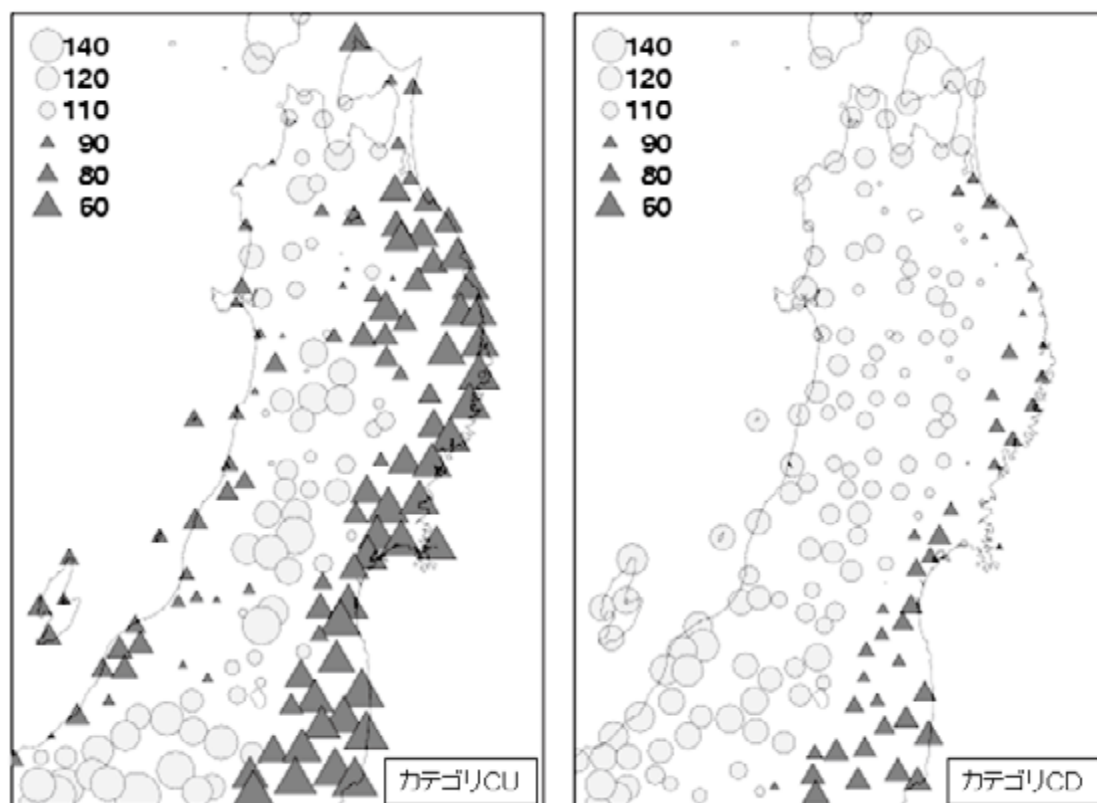
以上から再現性の検証は、降水量の精度に留意しながら行う必要がある。

(b) 季節風日と非季節風日

季節風日と非季節風日の判別と降水量分布について、過去の研究との比較を行う。まず、季節風日と非季節風日の判別結果は、児玉ら（1995）に比べて季節風日が少なくなっている。これは、RCM20の領域の制限により冬型指数 ΔP_{WE} の定義を変更したためと考えられる。西高東低の気圧配置の場合、東西の距離が大きくなると東西気圧偏差も大きくなることが多い。東西気圧偏差を計算する際の距離を小さく変更したために、冬型指数 ΔP_{WE} は本来より

小さくなることが多いと期待される。本研究ではしきい値を変更しなかったため、 $\Delta P_{WE} \geq 9.0$ を満たす季節風日が減ったと考えられる。NCEP-DOEデータによる現実での判別を、東経150度の格子点を用いてやり直すと、児玉ら（1995）の場合とよく一致した。

降水量の分布は梅本（1991）と比較する。季節風日と非季節風日の降水量分布は、前者は日本海側で多く、後者は太平洋側でも多くなるという特徴が一致した。厳冬季全体の降水量に対する季節風日の寄与率も、日本海側で高くなる傾向が一致している。しかし、北海道と東北の太平洋側では季節風日の寄与率が本研究のほうが大きくなった。その原因



第4.2.8図 現実の降水について、カテゴリCU（左）とCD（右）の相対降水量の分布。AMeDAS地点ごとに、100以上の場合は○の大きさ、100より小さい場合は△の大きさで相対降水量を示している。ここで、相対降水量は厳冬期全体の降水量に対する各カテゴリの降水量の割合（本文4.2.3(c)参照）。

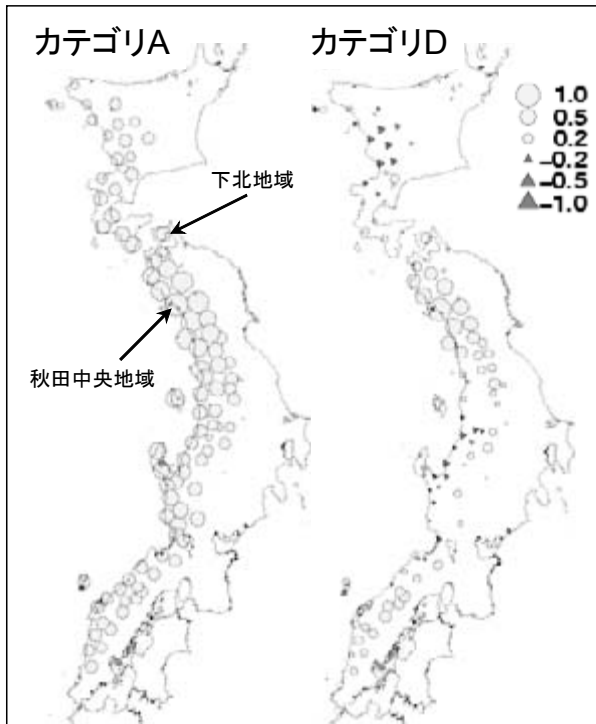
は、梅本（1991）は地上気圧配置による主観的な指標により判別を行ったのに対し、本研究では判別に冬型指数という客観的指標を用いたためと考えられる。なお、梅本は（1991）はM型とO型ではなく、M型（寒波）、ML型（寒波と低気圧の混在）、L型（低気圧）、O型（その他）という分け方をしており、梅本（1991）のM型とML型をあわせたものが本研究のM型、梅本（1991）のL型とO型をあわせたものが本研究のO型に対応するものとして比較した。

地域平均をせずにM型の積算降水量分布をみると、小さなスケールで集中して降水量の多い地域が山沿いを中心にみられた。これは、地形効果による降水量の地域性が分布に現れた結果と考えられる。今回の積算降水量は20年という長期間の積算をしているため、総観規模以下の自由モードの擾乱による、降水量の偏りは相殺されていると考えられるからである。

（c）T500が季節風日の降水へ与える影響

カテゴリA, B, C, Dの相対降水量と降水の水平スケールの見積もり結果を、児玉ら（1995）と比較する。児玉らはカテゴリごとの相対降水量は計算していないが、T500を1℃ごとの階級に分けて降水量との関係をもっている。その結果はT500の低下により降水量が単純に増えるというもので、今回の結果と一致する。また、降水の水平スケールについても結果が一致した。ただし、本研究の結果の方が、全体的に相関係数の値が大きかった。

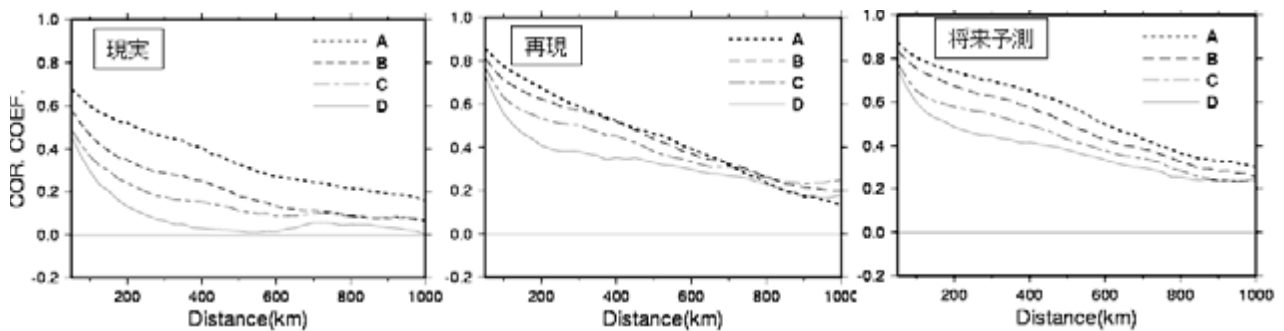
WU, WD, CU, CDのカテゴリ分けについて、WUとCUは山雪型の降水日、WDとCDは里雪型の降水日を多く含むと考えられる。なぜなら、WUとCUは山雪型の降水分布、WDとCDでは里雪型の降水分布の特徴を強める方向に相対降水量が分布しているからである。WUとCUで相対降水量の大きい地域は山沿いを中心に分布しており、土屋（1972）による山雪型の降雪分布図で降雪量の多い地域と一致する。逆に、WDとCDで相対降水量の



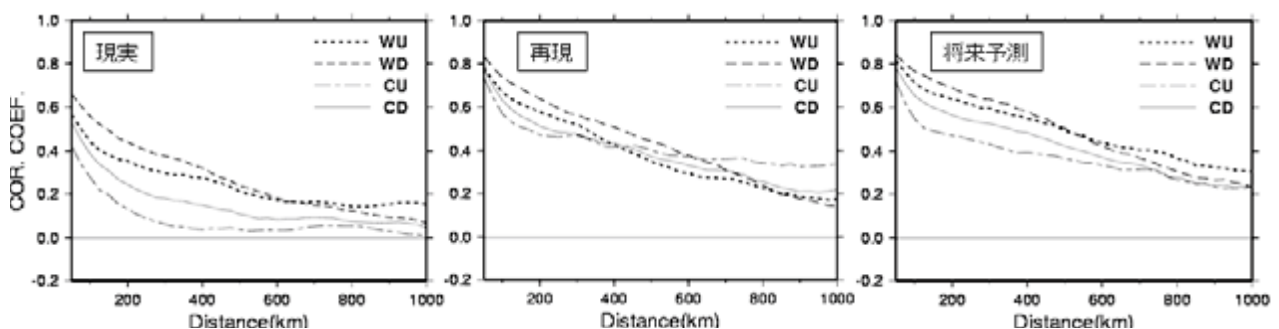
第4.2.9図 秋田中央地域と他の地域との日々の降水量についての相関係数の分布。現実の降水についての結果で、左はカテゴリA、右はDの場合。それぞれの地域の重心に、相関係数の大きさに対応した記号を配置している。例えば、秋田中央地域と下北地域との相関係数は下北地域に配置された記号の大きさで分かる。各地域の重心は、地域内のアメダス地点の緯度経度から求めている。

大きい地域は平野部を中心に分布しており、土屋（1972）による里雪型の降雪分布図で降雪量の多い地域と一致する。季節風日全てが典型的な山雪型と里雪型の降水日に分類された訳ではないが、近い特徴を持つ日が集まるように分類されたと考えられる。WU、CUの相対降水量は、M型でみられた小スケールの降水分布を強める方向で分布し、WD、CDではその逆だった。4.2.4(2)(b)で述べた通り、M型に特徴的な小スケールの降水分布は地形効果により現れていると考えられる。よって、WU、CUではWD、CDに比べて地形効果が大きい、つまり山雪型の方が里雪型よりも地形効果が大きいことを示唆する。これは、Akiyama（1981）の結果と一致する。Akiyama（1981）は、EOF解析により新潟県の降水量分布を山地型、平均型、平野型に分類してそれぞれの総観気象状況を調べ、山地型では地形上昇の影響が大きいのに対し、平野型では地形上昇が副次的であるとの結果を得ている。

WUとCUは山雪型、WDとCDは里雪型の降水日を多く含むことは、里雪型の降水にメソスケール擾乱が関連するという過去の調査結果（藤田，1966）と整合が良い。なぜなら、WDとCDでは



第4.2.10図 カテゴリA, B, C, Dについて、日降水量の相関係数と地域間の距離との関係。左から現実、再現実験、将来予測での降水現象の場合。



第4.2.11図 カテゴリWU, WC, CU, CDについて、日降水量の相関係数と地域間の距離との関係。左から現実、再現実験、将来予測での降水現象の場合。

WUとCUよりもメソスケール擾乱が多く含まれると考えられるからである。カテゴリ分けの定義から、WDとCDはT500のトラフ前面でメソスケール擾乱の発生に好都合なのに対し、WUとCUはトラフ後面でメソスケール擾乱が発生しにくいと考えられる。

WUよりもWD、CUよりもCDで、500km程度以下で卓越する降水の水平スケールが大きかった。この結果から、山雪型の降水よりも里雪型の降水の水平スケールが大きいと考えられる。この水平スケールの違いは、前述の地形効果の違いと関係している可能性があるが、関係しているかどうかは明らかではない。またWUよりもWD、CUよりもCDで地方平均降水量が多いことから、地方平均でみると山雪型よりも里雪型の降水量が多いと考えられる。

以上より、T500が季節風日の降水へ与える影響について、以下のような状況が示唆される。T500が低下すると、降水は狭い地域に集中し、地域平均の降水量が大きくなる。また、T500のトラフ後面の場ではメソスケール擾乱は現れにくく、水平スケールの小さい山雪型の降水となることが多い。これに対し、T500のトラフ前面の場ではメソスケール擾乱が発生しやすく、比較的に水平スケールの大きい里雪型の降水をもたらすことが多い。地方平均でみると、前者よりも後者の方で降水量が多い。

4. 2. 5 再現実験と現実の比較

(1) 結果

(a) 季節風日と非季節風日

再現実験での季節風日は743日で、現実に対して再現頻度が低かった（第4. 2. 1表）。

再現実験での厳冬期全体、M型、O型の積算降水量の分布を、第4. 2. 12図左に示す。現実の場合と同様に、小スケールで降水量の集中する地域があるという特徴がM型の日本海側で顕著である。しかし、再現実験での厳冬期全体の積算降水量と現実の厳冬期全体の積算降水量との差（第4. 2. 12図右）をみると、小さなスケールで極端に過大・過小となる地域があることが分かる。その特徴は、特にM型の日本海側で顕著である。

地方平均の積算降水量について、現実に対する

再現実験の割合を第4. 2. 13図に示す。どの地域でもO型に比べてM型で積算降水量の再現性が高い。しかし、再現性には地域差が大きい。厳冬期全体、M型、O型とも、日本海側では太平洋側に比べて積算降水量の再現性が高い。特に、厳冬期全体とM型では、現実と再現実験の違いがおおむね50%以内だった。さらに、日本海側、太平洋側の各地方でも地域差がある。日本海側の各地方について厳冬期全体の積算降水量を見ると、山陰と北海道で再現実験がやや過大なのに対し、東北と北陸ではほぼ一致している。この特徴はM型も同様である。このように、日本海側では厳冬期全体とM型で、積算降水量の再現性の特徴が一致している。太平洋側については、このような一致はみられない。

積算降水量を日数で割った日平均降水量を、再現実験と現実とで比べた結果を第4. 2. 14図に示す。厳冬期全体では再現実験と現実で日数が等しいので、日平均降水量の特徴は積算降水量の特徴と同じである。季節風日では、再現実験の日平均降水量は、積算降水量の場合よりも現実に対して過大となる傾向がある。これは季節風日の再現頻度が低いからである。逆に、非季節風日は再現頻度が高いため、再現実験の日平均降水量は積算降水量の場合ほど現実より過大ではない。

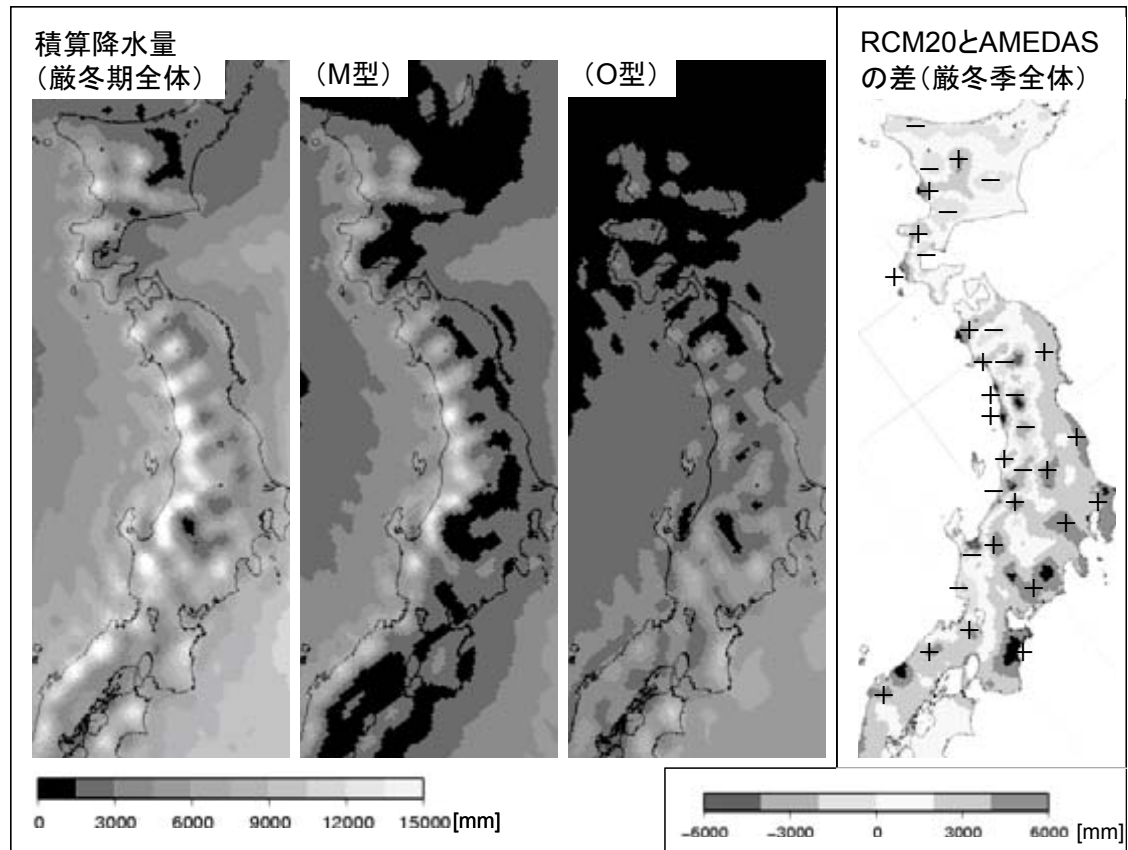
(b) T500によるカテゴリ分け

再現実験での季節風日について、北陸地方に対応するT500は現実に対してやや平均値が高く標準偏差が大きかった（第4. 2. 4図参照）が、A、B、C、D各カテゴリの出現割合は同程度だった。他の地方でも同様の特徴があった。

T500と $\Delta T500$ の分布は、現実の場合と同様に楕円状の分布となった（第4. 2. 5図）。WU、WD、CU、CD各カテゴリの割合については、現実の場合に比べて地方ごとの違いが小さかった。

(c) 各カテゴリの相対降水量

再現実験でのカテゴリA、B、C、Dの相対降水量を4. 2. 6図中に示す。どの地方も、おおむねA→B→C→Dの順で相対降水量が大きいく。つまり、T500が低くなるほど相対降水量が大きくなる傾向が、現実の場合と一致した。しかし、その傾向が南の地方ほど大きいという特徴は、現実の場合ほど顕著ではない。再現実験でのカテゴリWU、WD、



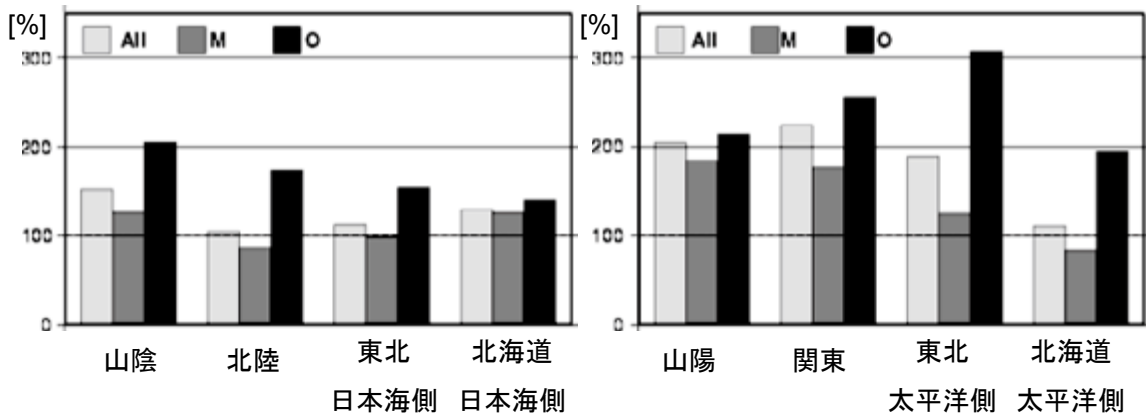
第4.2.12図 再現実験での積算降水量の分布（左）と、再現実験での積算降水量と現実の積算降水量の差の分布（右）。前者は左から厳冬期全体、季節風日、非季節風日について、後者は厳冬期全体についてのみ示す。降水量は、20年間で当てはまる全ての日で積算している。

CU, CDの相対降水量（第4.2.7図中）については、WUよりWDの方が大きく、CUよりCDの方が大きいという傾向が現実の場合と一致した。しかし、その傾向が南の地方ほど大きい特徴は現実の場合ほどはっきりしない。また、現実の場合に比べてWUとWDの差が大きかった。

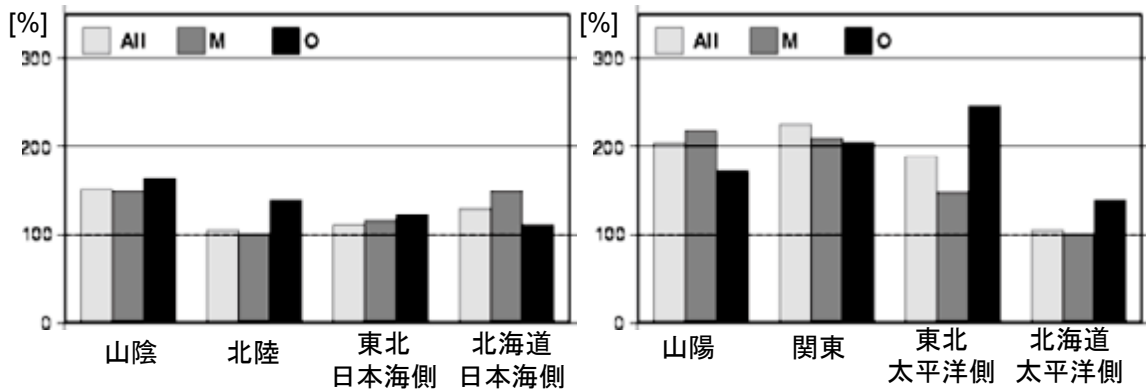
東北地方について、再現実験でのカテゴリCUとCDの相対降水量の水平分布を第4.2.15図に示す。CUで相対降水量が大きい地域が、M型で日本海側に現れた小スケールで集中して降水量が多い地域（第4.2.16図中参照）と一致し、CDでは逆に降水量の少ない地域で相対降水量が大きい。このM型の降水分布との対応も現実の場合と同様の特徴だが、現実の場合ほどはっきりしない。また、CUでは小さなスケールで相対降水量の大きい地域が分布し、CDでは平野部から山沿へ緩やかに減少する分布となり、現実の場合と一致した。しかし、その分布は現実の場合と大きく異なっていて、その

違いは特にCUで顕著である。以上の、CUとCDの相対降水量の特徴は、WUとWDでも同様だった。（d）各カテゴリの降水の水平スケール

再現実験でのカテゴリA, B, C, Dについて、距離と日降水量の相関係数との関係を見ると（第4.2.10図中）、 $A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow D$ の順に相関係数が小さい。つまり、T500が低いほど降水のスケールが小さいという、現実の場合と同じ特徴があった。ただし、A, B, C, D間の相関係数の違いは現実の場合ほど顕著ではない。また、相関係数はどのカテゴリ、どの距離の範囲においても、現実の場合よりも再現実験の場合の方が大きかった。WUとWD, CUとCDについても、WDよりもWU, CDよりもCUの方が水平スケールが大きいという、現実の場合と同様の特徴があらわれた（第4.2.11図）。ただし、その水平スケールの違いは現実の場合よりも小さく、違いが顕著な範囲も300km程度以下と現実の場合と異なった。またカテゴリA, B, C,



第4.2.13図 地方単位で平均した積算降水量について、現実に対する再現実験の割合。地方ごとに左から厳冬期全体 (All)、季節風日 (M)、非季節風日 (O) の順に棒グラフで表している。



第4.2.14図 日平均降水量についてである事を除いて、第4.2.13図と同様。

Dの場合と同様に、相関係数はどのカテゴリ、どの距離の範囲においても、現実の場合よりも再現実験の場合の方が大きかった。

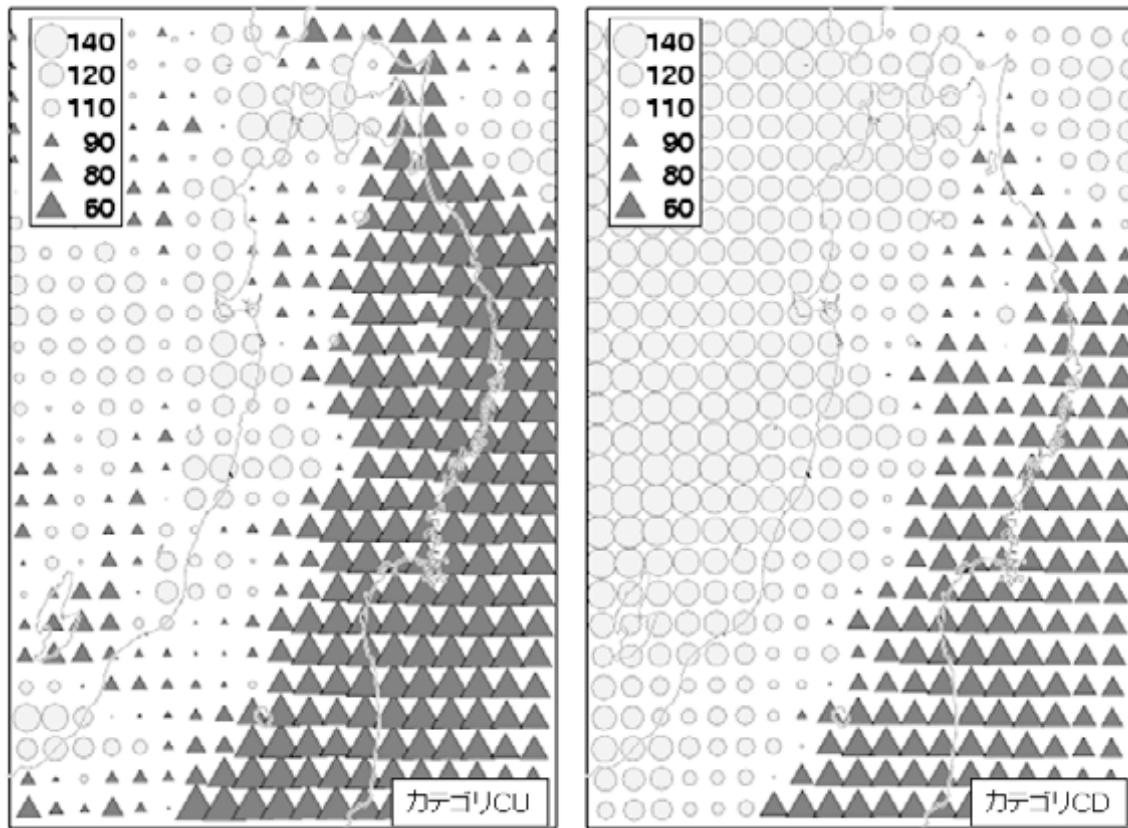
(2) 結果の解釈と議論

(a) 地形の影響

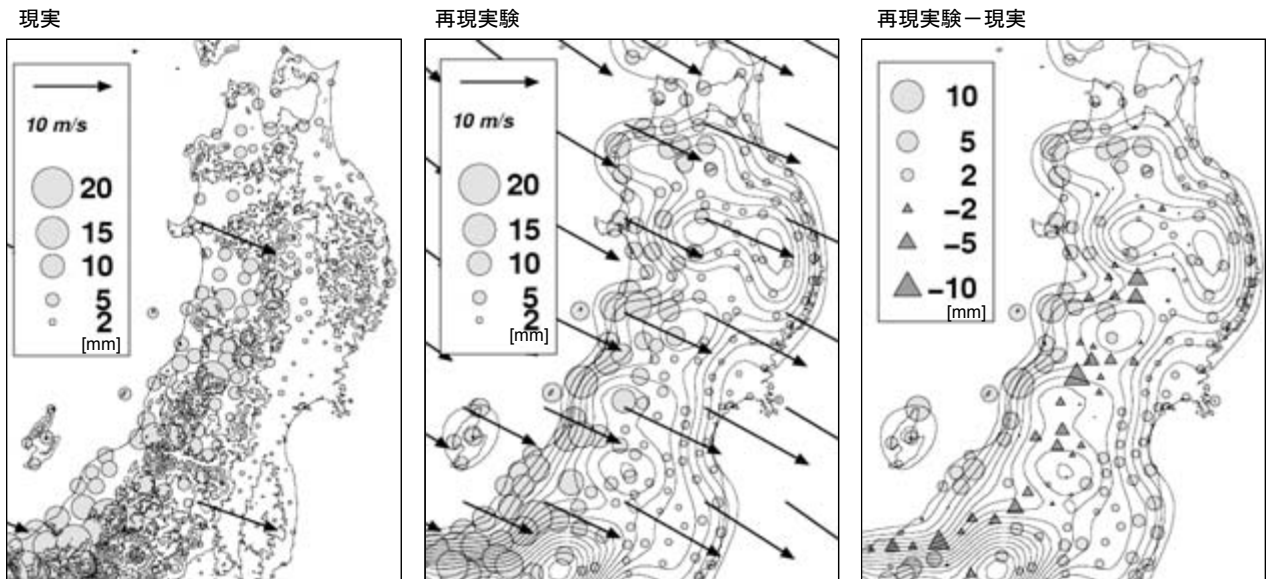
再現実験での積算降水量の分布は、現実の積算降水量に比べて小さなスケールで極端に過大・過小となる地域があり、特に季節風日の日本海側で顕著だった。その原因として、地形の影響が考えられる。なぜなら、現実の場合は4.2.4(2)(b)で述べたが、再現実験の場合でも同様に、小スケールで大小する降水分布の原因は地形の影響と考えられるからである。第4.2.16図は季節風日で平均した降水量と、850hPaの風、地形を重ね合わせたものである。現実と再現実験で地形そのものの違いが一目瞭然で、

特に東北地方日本海側の入り組んだ地形はRCM20では表現されていない。特に、再現実験では急峻な地形は沿岸部に偏っているのに対し、現実では急峻な斜面は内陸にも多く存在する。また、地形と850hPa風向と降水量の強弱の関係も異なっている。再現実験では、850hPaの風の風上側斜面で降水が強まる単純な分布なのに対し、現実では風上側斜面で強まるとは限らない。この結果から、再現実験で用いられる地形は現実とは異なること、また再現実験での地形が降水に与える影響が異なることが、降水分布の違いの原因として考えられる。

第4.2.16図右をみると、再現実験では現実に比べて季節風日の日平均降水量が、日本海側沿岸部で過大、日本海側内陸部で過小となる傾向がある事が分かる。これは上記地形の違いの影響により説明する事ができるが、AMeDASデータの誤差で説明さ



第4.2.15図 再現実験の降水について、カテゴリCU（左）とCD（右）の相対降水量。100以上の場合は○の大きさ、100より小さい場合は△の大きさで相対降水量を示している。ここで、相対降水量は厳冬期全体の降水量に対する各カテゴリの降水量の割合（本文4.2.3(c) 参照）。



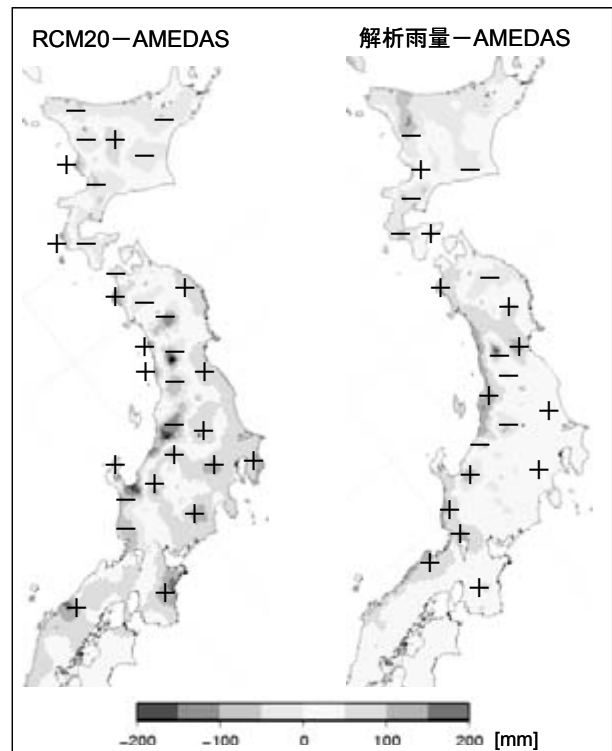
第4.2.16図 左と中は、それぞれ現実と再現実験について季節風日平均降水量と850hPaの風、地形を重ね合わせた図。右は季節風日平均降水量について再現実験から現実を引いた値と、再現実験の地形を重ねた図。現実の場合の等高線は400mおき、再現実験の場合の等高線は100m毎となっている。再現実験の降水量は、内挿処理によりAMEDAS地点ごとに表示している。

れる可能性もある。第4.2.17図左は、累年平均の1月の積算降水量について再現実験と現実の差を表している。1月の積算降水量でも再現実験は沿岸部で過大、内陸部で過小の傾向が見て取れるが、その沿岸部の過大は解析雨量とAMeDASの差より小さい地域が多い。つまり、仮に解析雨量が真値であるとすれば、再現実験で沿岸部が過大という傾向はないことになる。

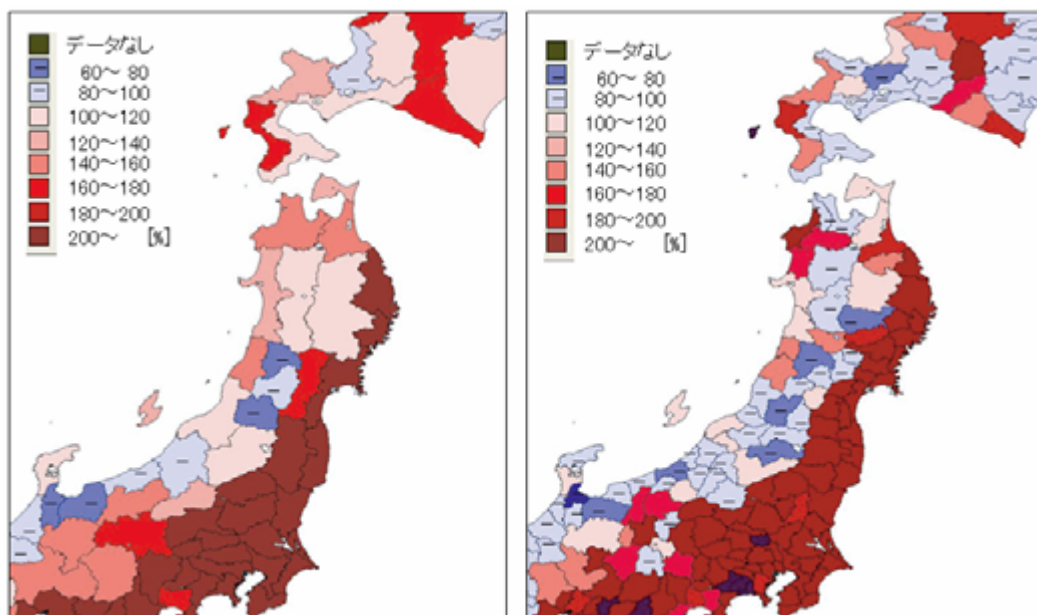
しかし、AMeDASデータの誤差を考慮しても、地形の違いの影響は大きいと考えられる。なぜならAMeDASデータの誤差では、再現実験が過大・過小となる分布の一部分しか説明できないからである。再現実験の降水量の分布で現れる小さなスケールで極端に過大・過小となる地域は、日本海側沿岸部・内陸部の内部でもみられるほどスケールが小さい。アメダスデータ程度の水平解像度で降水分布を再現するためには、さらに高い水平解像度のモデルが必要と言える。

どの程度の空間スケールで降水量を平均すれば、地形の影響を大きく受けないかを検討する。厳冬期全体の積算降水量の地域平均を気象庁が注意報・警報を発表する1次細分区、2次細分区ごとに行った結果が第4.2.18図である。2次細分では、アメダス地点単位の場合ほどではないが、極端に過大・過小になる地域がある。それに対し、1次細分では一部

を除いて極端な過大・過小とはならなかった。よって、2次細分程度以下のスケールで温暖化に伴う降



第4.2.17図 累年平均の1月の積算降水量について、左はRCM20データとAMEDASデータの差。右は解析雨量とAMEDASデータの差。左は1981年から2000年の20年間、右は1995年から2000年までの6年間のデータを用いている。差をとる際は、RCM20と解析雨量はAMEDAS地点に内挿を行っている。



第4.2.18図 1次細分区（左）、2次細分区（右）で平均した降水量について、現実に対する再現実験の割合。降水量は厳冬期全体について20年間の積算。

水の大小を議論するのは難しいといえる。1次細分程度のスケールの場合でも、現実とモデルとで地形の影響が異なることを考慮する必要がある。

(b) 季節風日と非季節風日

再現実験では、季節風日の再現頻度が低かった。親モデルであるRCM60が総観場を正しく再現していないことが原因となっている可能性がある。第3.2.7図より、累年平均の1月の平均海面更正気圧をみると、NCEP-DOEに比べてRCM60では日本付近の東西気圧偏差が小さく、RCM60での季節風日の再現頻度の低さを示唆する。

日本海側のどの地域についても、厳冬期の積算降水量の再現性は、季節風日の場合と特徴がよく似ていた。これは、日本海側では季節風日の降水の寄与率がほぼ全域で70%以上であること（図で示していないが、再現実験でも現実に近い寄与率となった）で説明できる。日本海側の降水量の大半は季節風日の降水であるため、厳冬期全体の降水量の再現性は季節風日の再現性に大きく依存している。太平洋側では季節風日の寄与率に地域差があるものの、寄与率を考慮することで各地方の降水量の再現性を、季節風日、非季節風日の再現性で説明する事ができる。以上より、総観規模以上のスケールに着目すると、RCM20の再現性は以下のように説明される。日本海側の厳冬期全体の降水量は、再現実験と現実の違いがおおむね50%以内で、太平洋側に比べて再現性が高い。これは、日本海側では季節風日の寄与率が高いからである。日本海側の季節風日の降水量は、再現実験と現実の違いがおおむね30%以内と再現性が高かった。太平洋側の厳冬期全体の降水量は、北海道を除いて再現実験が現実の200%程度で、再現性が低い。これは、太平洋側では季節風日、非季節風日とも日本海側に比べて再現性が低いからである。特に非季節風日では再現実験の降水量は現実の200から300%程度だった。

(c) T500が季節風日の降水へ与える影響

CU, WUの相対降水量の分布を土屋（1972）による山雪型の降雪分布と比較すると、相対降水量の大きい地域と降雪量の多い地域が、現実の場合のようには一致しなかった。しかしながら、現実の場合と同様に、CUとWUには山雪型の降水日が多く含まれていると考えられる。なぜなら、CUとWUでは

地形に関連した小さなスケールで相対降水量が分布する特徴が、現実の場合と一致しているからである。土屋（1972）による山雪型の降雪分布との対応が悪い原因は、地形が再現実験と現実とで異なるためと考えられる。つまり、ある程度の再現性で山雪型の降水が起こっているにもかかわらず、地形に影響を受けやすい山雪型の降水は、地形の違いに対応して現実と再現実験で分布が異なったと考えられる。

各カテゴリA, B, C, D, WU, WD, CU, CDの相対降水量と水の水平スケールの特徴が、再現実験と現実とで一致した。また、WUとWD, CUとCDで相対降水量の分布が異なるという特徴も、再現実験と現実とで一致した。しかしどの特徴についても、その程度は現実と比べて再現実験では弱かった。以上の結果から、T500の低下に伴う降水の増加と集中、T500のトラフに対応するメソスケール擾乱の影響をある程度再現していると考えられる。しかし、再現実験ではその特徴が弱かったことから、RCM20では再現しきれない場合もあったと考えられる。その原因として、RCM20の水平解像度の粗さ、静力学平衡の近似を用いた力学系が挙げられる。メソスケール以下のスケールの擾乱や地形に関連する降水の強弱を高い精度で再現するには、高い水平解像度と非静力学の力学系が要求される。

4.2.6 温暖化に伴う変化

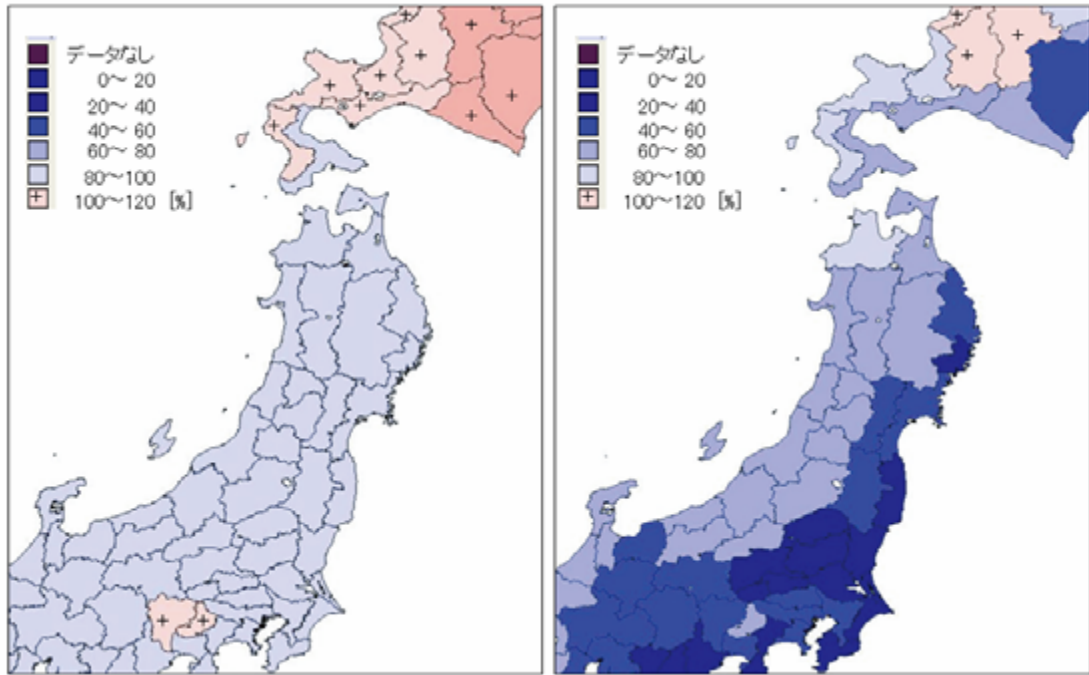
(1) 結果

(a) 季節風日と非季節風日

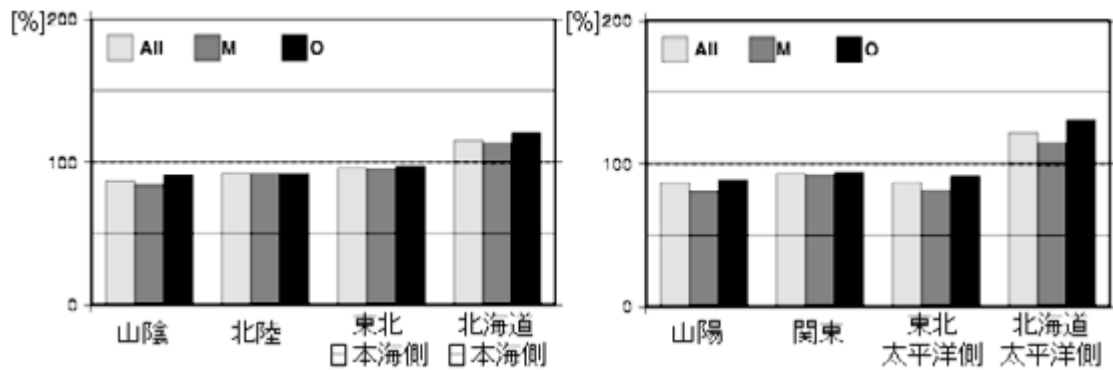
将来予測（2081年から2100年）について、季節風日と非季節風日の判別を行った結果（第4.2.1表）、M型の日数は724日で再現実験（1981年から2000年）に比べて頻度が低かった。しかし、その差は19日と小さい。

第4.2.19図に、1次細分で平均した積算降水量と積算降雪量について、モデルの再現実験に対する将来予測の割合を示す。降水量では目立った大小のない分布だが、降雪量では割合が80%以下の地域が多く、特に太平洋側では60から40%以下の地域が多い。

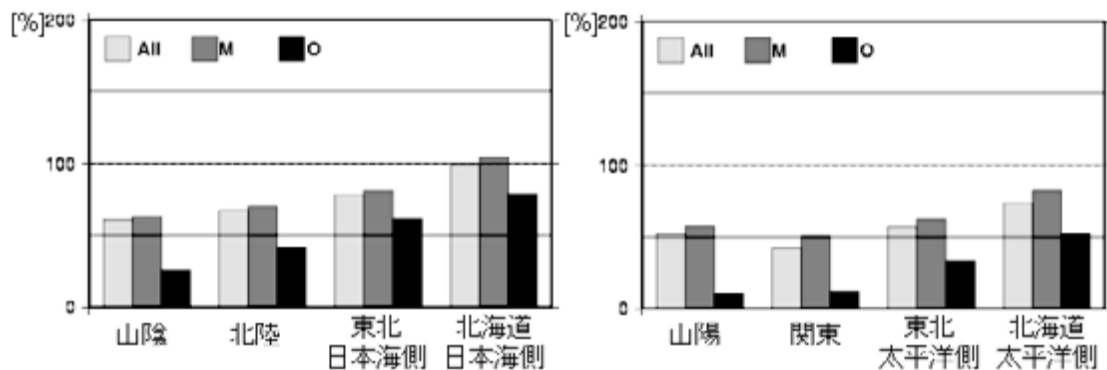
第4.2.20図、第4.2.21図は、それぞれ地方ごとに平均した降水量と降雪量について、モデルの再現実験に対する将来予測の割合を、厳冬期全体、M型、



第4.2.19図 厳冬期全体の積算降水量（左）と積算降雪量（右）について、モデルの再現実験（1981年から2000年）に対する将来予測（2081年から2100年）の割合。積算降水量・積算降雪量は、厳冬期全体について20年間の積算。



第4.2.20図 地方平均した積算降水量について、モデルの再現実験（1981年から2000年）に対する将来予測（2081年から2100年）の割合。地方ごとに左から厳冬期全体（All）、季節風日（M）、非季節風日（O）の順に棒グラフで表している。積算降水量は、20年間の該当する日全ての積算。



第4.2.21図 積算降雪量についてであることを除いて、第4.2.20図と同様。

O型ごとに示した図である。この図から、降水量は北海道で割合が100%を超えるが、他の地域は80から100%となっている。また、M型とO型で大きな違いはない。これに対し、降雪量では北海道日本海側を除いて100%未満で、南の方ほど割合が小さい。また、日本海側より太平洋側で割合が小さい。さらに、M型に比べてO型の割合が小さいという特徴がある。

(b) T500によるカテゴリ分け

将来予測での季節風日について、北陸地方に対応するT500は再現実験に比べて平均値が4度程度高かった(第4.2.4図参照)が、A, B, C, D各カテゴリの出現割合は同程度だった。他の地方でも同様の特徴があった。

T500と $\Delta T500$ の分布は、再現実験と同様に楕円状の分布となった(第4.2.5図)。WU, WD, CU, CD各カテゴリの割合については、再現実験に比べて南の地方ほどCDの割合が大きくCUの割合が小さかったが、その違いは大きい場合でも10%程度だった。

(c) 各カテゴリの相対降水量

将来予測でのカテゴリA, B, C, Dの相対降水量を第4.2.6図下に示す。どの地方も、おおむねA→B→C→Dの順で相対降水量が大きくなっている。つまり、T500が低くなるほど相対降水量が大きくなる傾向が、再現実験の場合と一致した。しかし、カテゴリAの相対降水量が、再現実験の場合よりも将来予測のほうが大きい。将来予測でのカテゴリWU, WD, CU, CDの相対降水量(第4.2.7図下)については、WUよりWDの方が大きく、CUよりCDの方が大きいという傾向が再現実験の場合と一致した。しかし、CUとCDの差が、再現実験に比べて将来予測の方が若干大きい傾向があった。

(d) 各カテゴリの降水の水平スケール

再現実験でのカテゴリA, B, C, Dについて、距離と日降水量の相関係数との関係を見ると(第4.2.10図右)、A→B→C→Dの順に相関係数が小さい。つまり、T500が低いほど降水のスケールが小さいという、再現実験の場合と同じ特徴があった。WUとWD, CUとCDについても、WDよりもWU, CDよりもCUで水平スケールが大きいという、再現実験の場合と同様の特徴があらわれた(第4.2.11図)。

(2) 結果の解釈と議論

(a) 降水量と降雪量

将来、降水量の増減の幅が小さいのに対し、降雪量では減少する地域が多かった。これは、温暖化により気温が上昇するために、厳冬期の降水が雪ではなく雨となる割合が高くなるためと考えられる。南の方ほど降雪量が減少するという結果も、この考えを支持する。現在の気候において、南の方ほど高い気温での雪が多く、温暖化に伴う気温の上昇で雨に変わる割合が大きいと考えられるからである。日本海側に比べて太平洋側で降雪量の減少幅が大きという結果も、同様の考え方で説明できる。太平洋側では日本海側に比べてO型の寄与率が高く、またM型でもメソスケールの擾乱が関連して降水が起こることが多く、気温が高い状態での降雪が多いと推測されるからである。

上記の議論では、内陸部に比べて地上気温が高い平野部では降雪量の減少幅が大きくなることが期待されるが、実験の結果ではそのような特徴は現れていない。これは、モデル出力の降水では雨雪の判別が850hPaの気温のみで行われており、地上気温が反映されていないためと考えられる。

(b) T500が季節風日の降水へ与える影響

将来予測における、カテゴリごとの相対降水量と水平スケールの特徴が、再現実験の場合と一致した。よって温暖化後も、現在と同様にT500の変動に伴う降水の変動が現れると考えられる。温暖化に伴いT500の平均値は上昇するが、T500以外の気温や海面水温なども上昇するため、現在と同様の現象が起こるためと推測される。

ただし、カテゴリAの相対降水量が小さくなったことから、温暖化に伴いT500の気温が高い場合の降水量が減る可能性がある。また、カテゴリCDの相対降水量が大きくなったことから、温暖化に伴いT500のトラフ前面の降水が強まる可能性がある。しかし、カテゴリAでは東北と北陸でRCM20の再現性が低く、カテゴリCDでは温暖化に伴う変化量はさほど大きくないため、その信頼性は精細な確認を要する。

4. 2. 7 まとめ

AMeDASデータとNCEP-DOEデータにより現実の降水の特徴を調べ再現実験と比較することで、RCM20の冬季降水の再現性を検証した。さらに、再現実験と将来予測結果を比べることで、温暖化に伴う冬季降水の変化を調べた。

現実の降水の解析から以下のような結果を得た。

- ・厳冬期を季節風日と非季節風日に分けることで、総観規模以上のスケールについて降水の特徴をまとめた
- ・T500の影響を考慮することで、メソスケール以下のスケールについて季節風日の降水の特徴をまとめた
- そして、その結果は過去の研究結果と合致した。同様の解析を再現実験の降水について行い現実と比較した結果、RCM20の再現性について以下のような結論に達した。
- ・総観規模以上のスケールについて、季節風日の降水量の再現性は非季節風日よりも高いため、季節風日の寄与率が高い日本海側の降水は、太平洋側に比べて再現性が高い
- ・詳細な降水分布の再現性には、地形が大きな影響を与えていると考えられる
- ・季節風日について、T500の変動に伴う降水の増加と集中を、ある程度再現したと考えられる
- ・しかしその増加と集中の程度は現実より弱く、メソスケール以下のスケールでは降水の再現性に改善の余地があると考えられる

さらに、同様の解析を将来予測の降水について行い再現実験と比較した結果、温暖化後の冬季降水の特徴について以下の結論に達した。

- ・温暖化に伴う降水量の変化は大きくないのに対し、降雪量では地域によって大きく減少すると考えられる
- ・特に太平洋側や南の地方など現在比較的気温の高い状態で雪が降ることの多い地域ほど、降雪量が減少すると考えられる

参考文献

- Akiyama, T., 1981 : Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region Part II. Large-scale situations for typical spatial distributions of heavy snowfalls classified by EOF. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 591-601
- 藤田敏夫, 1966 : 北陸地方の里雪と山雪時における総観場の特徴, *天気*, **13**, 359-366.
- 児玉安正, 中山高德, 尾崎尚則, 1995 : 冬季季節風時に見られる東北日本の100kmから数100kmスケールの降水変動, *天気*, **42**, 85-96.
- Ninomiya, K., 1989 : Polar/comma-cloud lows over the Japan Sea and the northwestern Pacific in winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 83-97.
- 新保明彦, 2001 : レーダー・アメダス解析雨量 (I), *天気*, **48**, 579-63.
- 土屋清, 1972 : 気象衛星資料の利用の問題点－熱帯気象その他への利用－, *気象研究ノート*, **113**, 107-140.
- 梅本亨, 1991 : 暖冬年と寒冬年における日本の降水量分布の比較, *地理学評論*, **64A**, 779-790.
- 横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上聡, 川方俊和, 2003 : 冬期における降水量計の補足特性, *雪氷*, **65**, 303-316.

4.3 夏季の高温*

4.3.1 はじめに

全国的に見れば、東北地方は緯度の高い地域であり、寒冷な気候である。東北地方の夏季の気温による被害は、「ヤマセ」に代表される太平洋側の低温被害が有名である。東北地方の日本海側では、フェーンなどで極端な高温がしばしば観測され、被害が発生することもある（農林水産省，2002）。寒冷な気候には、その気候に対応した産業構造が構成されており、将来において極端な高温の発生状況が変化する場合、これに関する対策を講じておく必要がある。また、熱中症などの人的被害についても、『異常気象レポート2005（気象庁，2005）』に熱中症の増加する気温は35℃とあるが、北日本と西日本では同じ基準で熱中症が増加するとは限らず、むしろ高温に耐性がないだけ、高温の発生状況に敏感に反応する可能性もあるのではないかと考えられる。

このような状況を考えると、東北地方では現在気温が低く、将来の気温が上昇しても極端な気温が出現しないからといって、その影響が小さいとは言えない。また、現在高温害が少ない地域でも、将来の気温上昇時には、新たに高温害が発生する可能性もある。東北地方内でも産業や人口構成に地域差があり、将来の昇温の程度を東北の詳細な地域でどのようなものであるかといった情報も必要である。

一方、高温をもたらす原因は、(i) 高温域の移動、(ii) 日照による陸面からの過熱、(iii) フェーンなどの力学的な加熱が考えられる。このうち (i) については、広域の現象であるが、残り2つは局地的な現象である。(i) と (iii) については、風向風速により影響を受ける地域やその程度が変わる。つまり、高温の発生は、局地性があり、風向風速により高温となる地域に変化が生じると考えられる。

以上のことから、東北地方の詳細な地域に対して高温に対する情報を得る価値はあると考えた。特に、今回の調査では高温になる詳細な地域の変化などの情報を得るために、風向風速に着目して高温の特徴を調べることとした。このような目的で、RCM20の結果の現在気候の再現性を確認し、またその将来予測結果から、将来の東北地方の高温発生の特性を調べる。

4.3.2 解析データと解析方法

はじめに、調査に用いたデータセットについて述べる。期間については、再現性の検証は1981～2000年、将来予想は2081～2100年とし、いずれも解析月は盛夏期（7月と8月）とした。1981～2000年の実況データは、地上のデータにはアメダス、高層データにはNCEP-DOEを用いた。これらのデータの詳細は第2章に示したとおりである。RCM20の地上のデータは、第2章に詳細を示したが、この各格子点の値をアメダス地点へ距離の重みをつけて内挿した。RCM20の上層のデータは、NCEP-DOEと同じ2.5°間隔の格子に領域平均した。地上のデータとしては、日最高気温を100m毎に0.65℃で高度補正を行い海面高度の値に変換したものをを用いた。上層データは、850hPaの風データを使用した。各アメダス地点に対応する850hPaの風の値は、2.5°間隔の格子点の最近接点のものとした。

RCM20は20km格子であり、第2章でも述べたように小スケールの盆地や急峻な峰などの地形は再現していない。このため、次節で確認するように、そのような局地的なスケールで起こる現象は、現実のアメダス地点では捉えることが可能であっても、RCM20での再現性は期待できない。このことを考慮して、解析方法として、まず、850hPaの風向風速を第4.3.1表のように分類し、この分類毎にアメダス地点の日最高気温を平均する。これにより、各風向で高温となる地域分布の違いを概観し、その特性の違いについて理解を得る。その結果をもとにし

第4.3.1表 850hPaの風向風速分類表。

この表の850hPaの風向風速分類により日最高気温を平均する。

風向	風速
①N-E（方位角0°～90°）	①0～5m/s
②E-S（方位角90°～180°）	②5～10m/s
③S-W（方位角180°～270°）	
④W-N（方位角270°～360°）	

* 森 浩俊（仙台管区気象台観測課、現 気象庁気候情報課）

て、再現可能な水平スケールを検討し、局地的な現象の影響が小さくなるように、日最高気温の地域平均を行う。地域平均する地域領域の決定には、各アメダス地点で最高気温が上位10%以上にはいる日（以下では、高温日）の一致日数を規準としたウォード法によるクラスター分析をもとにした。クラスター分析のプログラムには、統計処理用ソフト『R』（R Development Core Team, 2005）（URL：http://www.R-project.org参照）を用いた。地域平均値が求まったあとは、各地域の日最高気温の平均値が上位10%以上（以下では、各地域の高温日）となる850hPaの風の発生頻度を比較することで、将来予測において高温リスクの起こり方に変化が起こるかを明らかにする。ただし、現実とモデルの850hPa風の全体の違いを差し引くために、再現実験と将来予測ともに、モデルで高温日となる850hPaの風の各風向風速の発生頻度に、[現実の850hPaの風向風速の頻度]÷[モデルの再現期間における850hPaの風向風速の頻度]を掛けて補正した。また、各グループに関する850hPaの風については、そのグループに属するアメダス地点に対応する850hPaの風を地域平均したものを用いた。

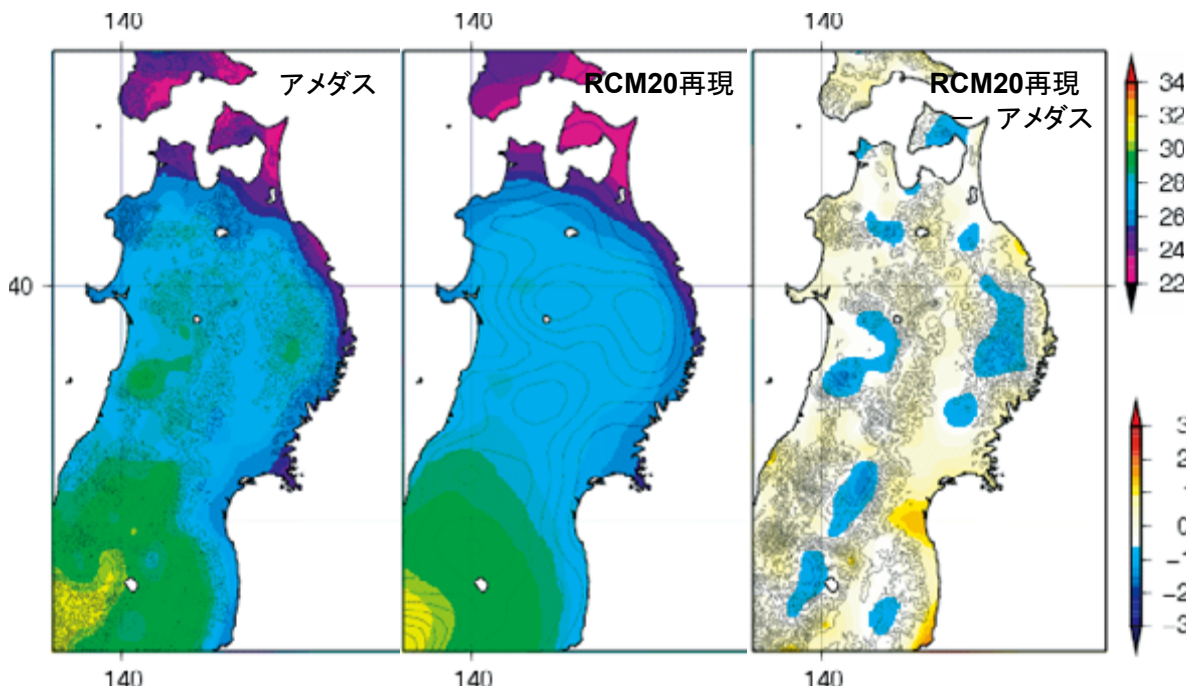
4.3.3 再現性の検証

(1) バイアス

850hPaの風向風速別の解析結果について述べる前に、全風向・全風速の結果からRCM20の日最高気温のバイアスについて見る。東北地方全域のバイアスは月平均日最高気温の東北地方平均（第3.2.2図）に示したように、7月と8月はアメダスとRCM20の間のバイアスは小さい。さらに、地域間でバイアスに差があるかどうか検証するため、7、8月間の日最高気温の平均分布図（第4.3.1図）を示すと、局地的な地形に対応した差はあるものの、差の程度は±1℃以内である。このため、以後の解析ではアメダスとRCM20の比較の際にバイアスは考慮しない。

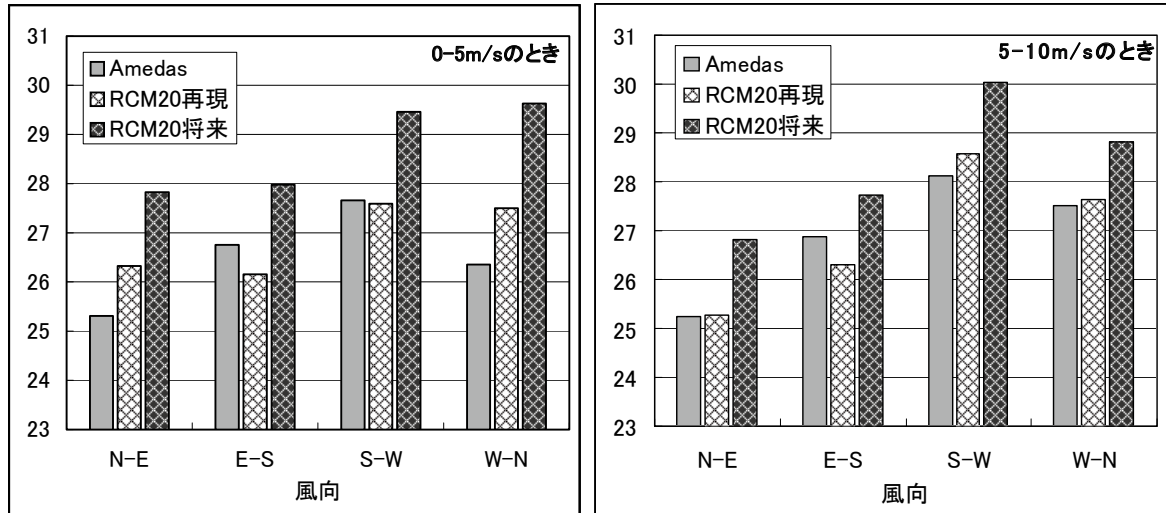
(2) 850hPa風向風速別の東北地方平均値

先に述べたように、高温の発生には風と地形の影響が大きいと考えられる。これを見るため第4.3.1表で分類した850hPaの風向風速による東北地方全体の最高気温の変化を示す（第4.3.2図）。実況の特徴は、次のとおりである。(i) 風速に依らず、風向が南西方向で最も高く、北東方向で最も低くなっ



第4.3.1図 7、8月間の日最高気温の平均分布図。

左：アメダス，中央：再現期間のRCM20，右：再現期間のRCM20とアメダスとの差である。地図上の等値線は標高に対応し、左と右の分布については高度250m間隔で、RCM20については150m間隔で引いている。図右側上のカラーバーは、気温を、下は差のものとなっている。



第4.3.2図 850hPa風向風速別の東北地方の7, 8月間の平均最高気温。

左:風速が0~5m/sのとき, 右:風速が5~10m/sのとき. それぞれ縦軸は気温, 横軸は風向の分類となっている. 左上に凡例を示した. 棒グラフの塗りつぶしは, 灰色がアメダス, 白抜き斜め格子がRCM20再現, 黒抜き斜め格子がRCM20将来である.

ている. (ii) 風速が弱いとき (風速0~5m/sのとき, 以下略) は, 風向が南成分 (第4.3.1表の風向②と③, 以下略) で高く, 北成分 (第4.3.1表の風向①と④, 以下略) で低い. (iii) 風速が強いとき (風速5~10m/sのとき, 以下略) は, 風向が西成分 (第4.3.1表の風向③と④, 以下略) で高く, 東成分 (第4.3.1表の風向①と②, 以下略) で低い. (iv) 風速が強くなったとき, 北東方向のみ上昇せず, 北西方向のときの上昇が他の風向に比べ顕著である.

一方モデルでは, 風速に依らず, 風向が南西方向で最も高くなることは, 実況と同様である. 風速が強いときには, 実況の特徴 (iii) で述べたような各風向間の傾向をよく再現しており, 温暖化予測に, モデルの最高気温を使うことができることが確認できた. しかし詳細に見るといくつかの差異が見られる. 風速が弱いときに差が大きく, 実況の特徴 (ii) で述べたようなものと違い, 風向が西成分で高く, 東成分で低くなっている. 特に風向が北成分のとき1℃程度高い. 風が弱い場合には, 地形に対応した局地的な循環が最高気温に与える影響が大きいと考えられるが, モデルでは実際の地形に比べ粗い地形しか表現していないので, 局地的な循環を表現できていないためである可能性がある. 一方, 風が強い場合は実況とモデルの差は小さい. 風が強い場合は, より大きな規模の循環により最高気温が決まってくる

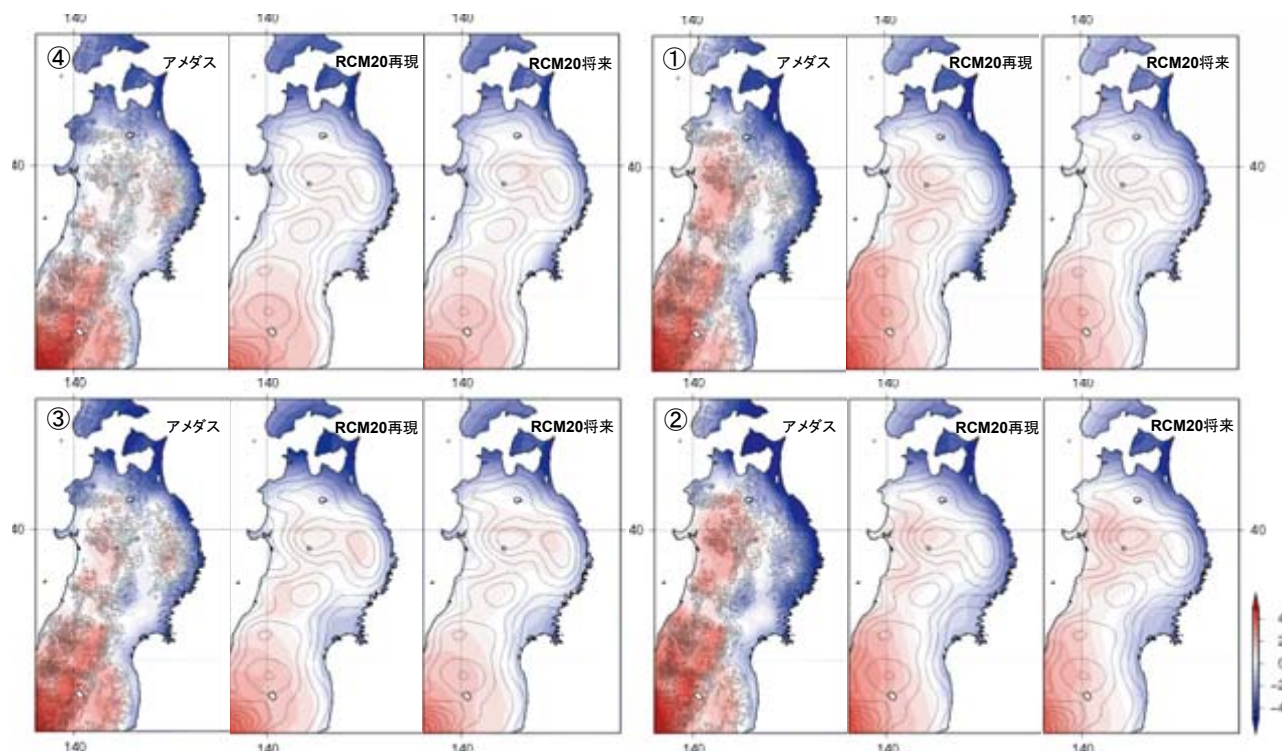
ため, モデルでも十分に現象を再現できている可能性があると考えられる.

(3) 気温分布

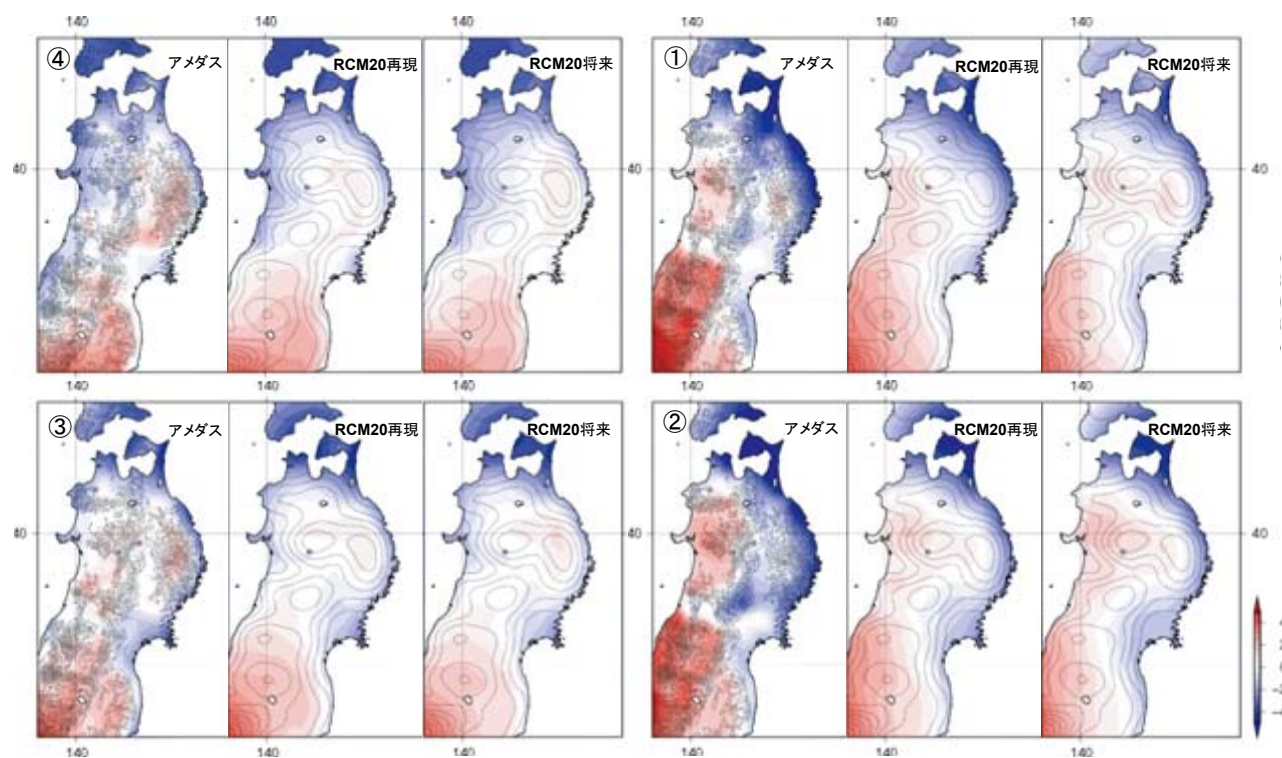
前項で850hPaの風向風速に関して, 東北地方平均における日最高気温の変化を示した. ここでは850hPaの各々の風向風速で高温となっている地域の分布の特徴について述べる. 第4.3.3図, 第4.3.4図に, 各々の風向風速の東北地方平均からの偏差の分布図を示す. 東北地方平均の最高気温は, 各風向風速, アメダス, モデル, 現在気候再現, 将来予測で別々にとっているために, いずれの図も全領域で偏差を平均するとゼロになることに注意してほしい.

まず, 風速が弱いときについて述べる. 実況の分布の特徴としては, どの風向においても, 太平洋側に比べ日本海側が高く, 風向が東成分のときこの差は大きい. また, 内陸でプラス偏差になっている. これはモデルでも再現している. しかし, 実況が内陸の盆地などで大きなプラス偏差を持っているのに対し, モデルではそのような盆地や急峻な地形を表現していないため, それらに対応した大きな偏差の表現には乏しく, 全体的に滑らかな分布となっている.

次に, 風速が強いときについて述べる. 実況とモデルともに, 風上でマイナス偏差, 風下でプラス偏



第4.3.3図 850hPa風向風速別の東北地方の7, 8月間の平均最高気温から偏差の分布図（風速0～5m/sのとき）.
各図は、左:アメダス、中央:RCM20再現、右:RCM20将来であり、右上の番号は表4.3.1の風向に対応している。
右下のカラーバーは偏差を大きさを表し、単位は℃である。



第4.3.4図 850hPa風向風速別の東北地方の7, 8月間の平均最高気温から偏差の分布図（風速5～10m/sのとき）.
風速が5～10m/s以外は第4.3.3図と同様である。

差となるコントラストは表現されている。風向が奥羽山脈に直角な方向の場合は（第4.3.1表の風向②と④）奥羽山脈を境にコントラストが顕著に見られる。平行な南より方向の風向（第4.3.1表の風向③）ではコントラストは弱い。これはこの風向のとき、暖気の移流が大きいとともに、風向が奥羽山脈に平行なため、地形の影響が小さく、東北全体が一様に高温となりやすいためである。

風速が強い場合の実況との比較においては、RCM20の山脈を境とした偏差の正負のコントラストが弱めである。また、風下でプラス偏差となっている点は再現しているが、地形の違いから風下となる地域に位置ずれがある。この影響は、風向が西成分のときの北上高地周辺や風向が東風成分のときの鳥海山付近などに見られる。

(4) クラスタ分析と地域分類

気温分布の検証から、急峻な地形に対応した違いはあるものの、日本海側と太平洋側、沿岸部と内陸部とスケールにおいては、風上風下などの特徴を含めて、よく分布の特徴を再現していた。そこで、正偏差域の位置ずれなどを考慮すると、盆地や急峻な地形の影響を受けない空間スケールは、東北の各県を2つに分割する程度であると考えられる。そこで、最高気温のクラスタ分析により、アメダスの各地点を12のグループに分類し、その領域平均で再現性を検証する。その12グループをA～Lと名づける。その結果を第4.3.5図に示す。ただし、地点番号33441、35002、35146のように周りと孤立して異なるグループに分類された地点については、そのアメダス地点固有の局地性の影響が考えられるので、各グループの領域平均値の計算の際には除いた。

この空間スケールでの高温日の再現性を確認するため、第4.3.6図に各グループの日最高気温平均値の上位10%値の比較を載せた。A、B、C、Fなどの東北北部中心の地域で差が大きい。その大きさは1℃程度の違いに限られ、この空間スケールでのモデルの高温日の再現性はよいと考えられる。

各グループの地形との対応を考えると、C、Iは平野、B、E、G、H、Lは内陸（山地）、A、D、F、J、Kは沿岸と大まかに分けられる。(3)項で示したように、850hPaの風向風速と地形とは関連があ

る。このため、次項では、この大分類ごとに高温日の850hPaの風向風速に関する発生頻度の特徴を示す。

(5) 高温日の850hPaの風向風速に関する発生頻度

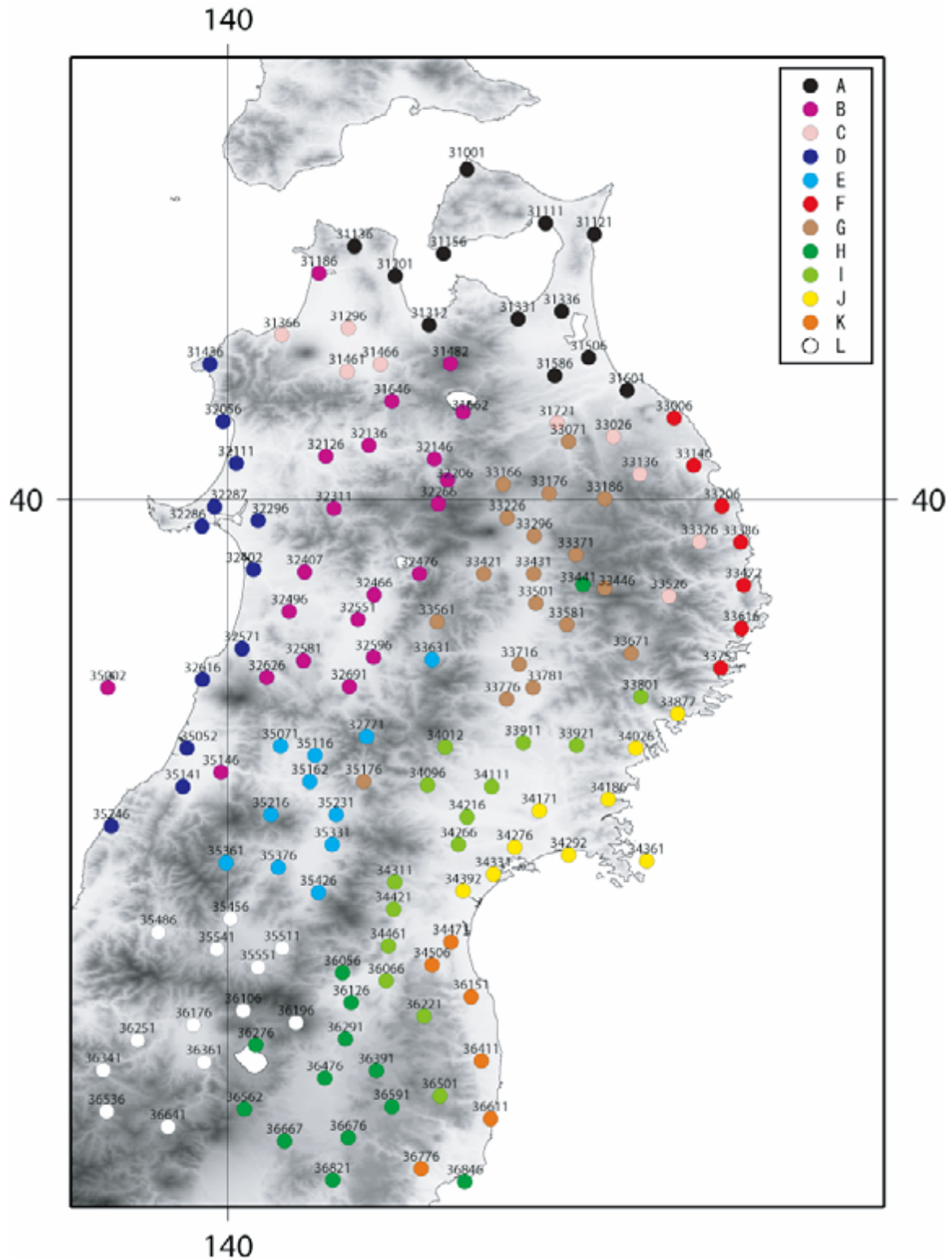
第4.3.7図に高温日がどのような風向風速に対して発生しているかをグループごとに示した。ここでも、まず実況の特徴から述べる。グループE、L以外は、風向が南西よりで、風速が5～10m/sのときが、最も頻度が多くなっている。この区分は、全体の風向風速の頻度分布でも最も頻度が多い。例として第4.3.8図を示すが他の地点でも同じである。したがって、この区分が最も多くなるのは自然である。

内陸のグループにあたるB、E、G、H、Lは基本的に第4.3.8図の風速の頻度分布と同じような分布をしている。すなわち、どの風向風速でも同程度の確率で高温となり、これらのグループの高温日の起こりやすさは風向風速以外の要因が大きな影響を与えている可能性が高い。ただし、グループE、Lについては、風向が南西よりで、風速が0～5m/sのときが、最も頻度が多くなっているが、この区分は、全体の風向風速の頻度で最多頻度である風向が南西、風速が5～10m/sの区分に次いで多く、差も小さい。

沿岸の地域にあたるグループA、D、F、J、Kでは、海からの方向となる風向の頻度が小さくなっている。沿岸でも、海から山が切り立った地形であるFやKと沿岸部に平地がある地形であるA、D、Jとでは風速に対する頻度の変化に違いがある。前者では風速が強まると高温となりやすい傾向を示すとともに、風速が0～5m/sの頻度が顕著に少なくなっている。後者では、風速が0～5m/sでも比較的多く高温となっており、風速による増加が顕著ではない。

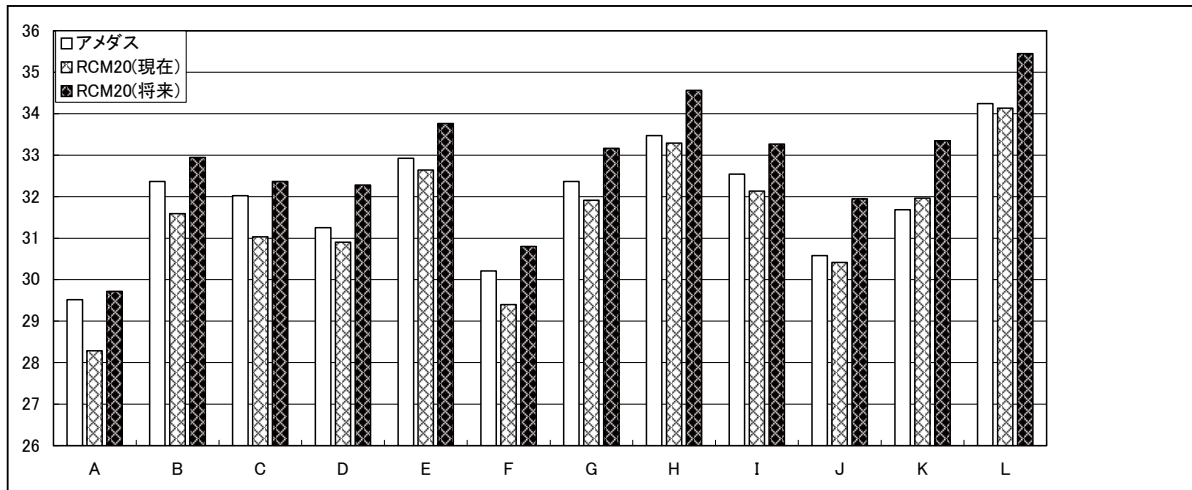
内陸と沿岸の中間の位置にあるIやCは、空間的な位置関係と同様に、風向風速の頻度も沿岸と内陸の中間的な振る舞いを示す。つまり、山側から吹く風向で頻度が多く、風速の強くなると高温になりやすいが、FやKほどこの傾向は強くない。

次にモデルの再現性能について示す。モデルの850hPaの風向風速の頻度分布の再現結果（第4.3.8図）は、風向が南西よりで、風速が5～10m/sのときが全体で最も多く、実況をよく再現している。



第4.3.5図 東北地方のクラスター解析結果.

各アメダス地点の日最高気温が上位10%にはいる日の一致日数を規準として、ウォード法によるクラスター分析を行い、東北地方を12のグループに分けた結果、グループ名はA～Lまでのアルファベットで名づけた。図右上の凡例に、シンボルの色と各グループの対応を示した。地図上の黒色の数字は、各地点のアメダス地点番号を表し、黒白の濃淡は地形を表す。



第4.3.6図 各グループで平均した日最高気温の上位10%値。

縦軸は気温、横軸はクラスター分析による地域の分類となっている。棒グラフの塗りつぶしは、白抜きがアメダス、白抜き斜め格子がRCM20再現、黒抜き斜め格子がRCM20将来である。

他の風向の場合も頻度は概ねよいが、実況に比べて弱い風の頻度が少なく、強い風の頻度が多くなる傾向がある。

高温日となる850hPaの風向風速の頻度は、どのグループでも、風向が南西で風速が5～10m/sの区分がもっとも多い。実況で0～5m/sで高温が起きやすかったグループE、Lで、モデルでは風速5～10m/sの頻度の時に高温がおきやすくなっており、実況と最多風向風速が異なっている。この点を除けば、内陸の地域にあたるB、E、L、G、Hについては、実況と同じ特徴を示している。

沿岸の地域にあたるグループA、D、F、J、Kでは、海からの方向となる風向の頻度が小さくなっている点は再現している。しかし、海から山が切り立った地形であるJやKなどでは、風速が0～5m/sの頻度が実況に比べ多く、風速が強まると高温となりやすい傾向が不明瞭となっている。

内陸と沿岸の中間の位置にあるIやCは、Cの北西よりの風向0～5m/sを除けば、実況とよく似た頻度分布となっている。

4.3.4 将来予測

(1) 850hPa風向風速別の東北地方平均値

はじめに、850hPa風向風速別に将来の日最高気温の変化量に差があるのかどうかを、東北地方平均値で大まかに把握する。第4.3.8図に示したように、

現在と将来において850hPaの風の頻度分布は、将来弱い風が若干増えるが、風向に関する分布に大きな差はない。東北地方平均値は、第4.3.2図に示したように、どの風向風速でも再現実験に対し上昇している。上昇の程度は風向風速間で差があり、風速が弱いときは風速が大きい時に比べて上昇がやや大きい。風向が北西で風速が0～5m/sのときに最も大きく2.1℃上昇し、最も小さいのは、風向が北西で風速が5～10m/sの場合で1.2℃である。

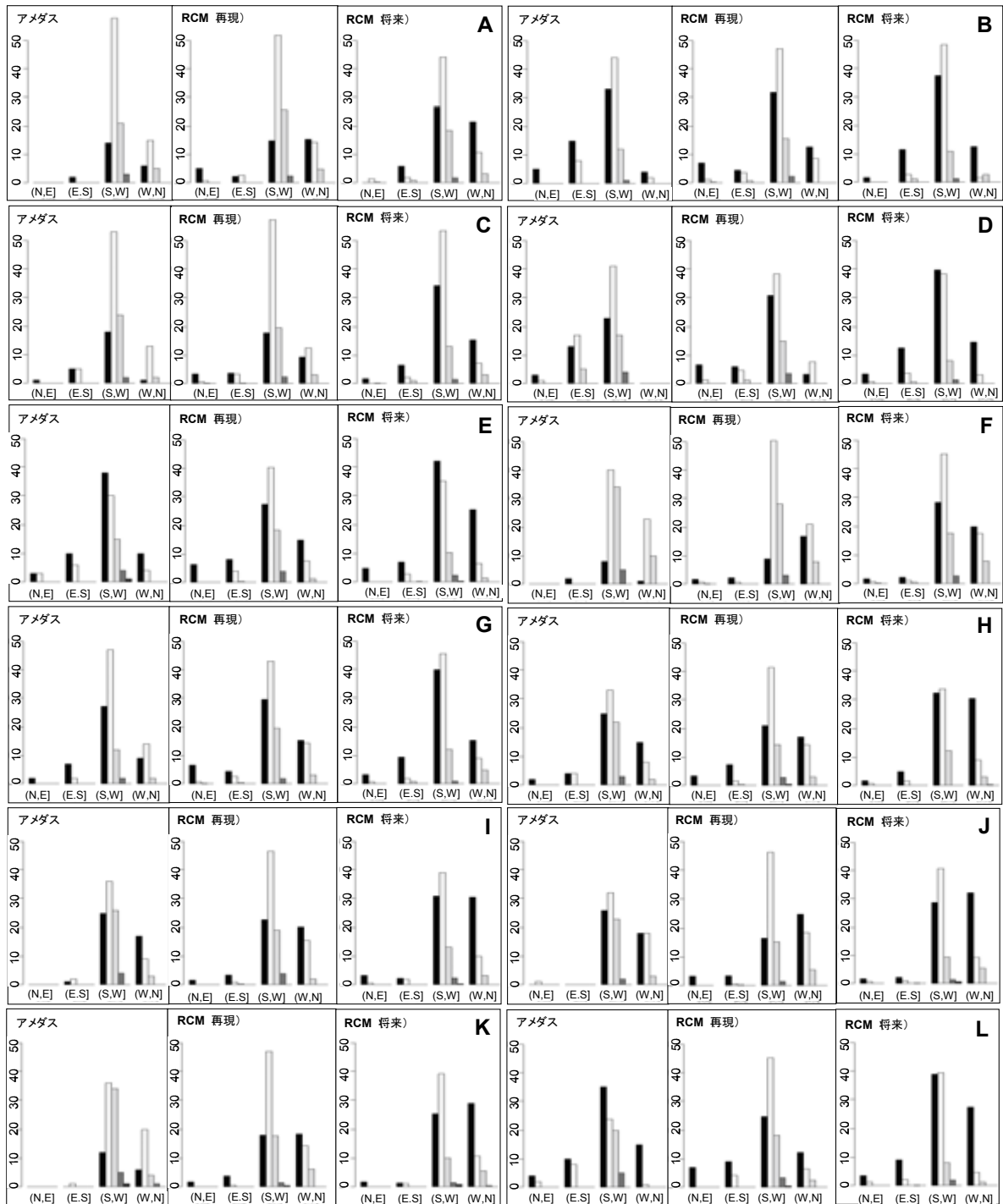
(2) 気温分布

第4.3.3図、第4.3.4図に示したように、将来、どの風向風速でも高温となる地域の分布に大きな変化がない。特に西よりの風向で変化が小さい。一方、東よりの風向では、若干の変化が見られる。南東よりの風向のときには、東北部日本海側の地域で平均に比べて最高気温上昇が大きい。また、北東よりのときには、地域的なコントラストが弱まり、高温化しやすい領域が太平洋側にやや広がる傾向が見られる。

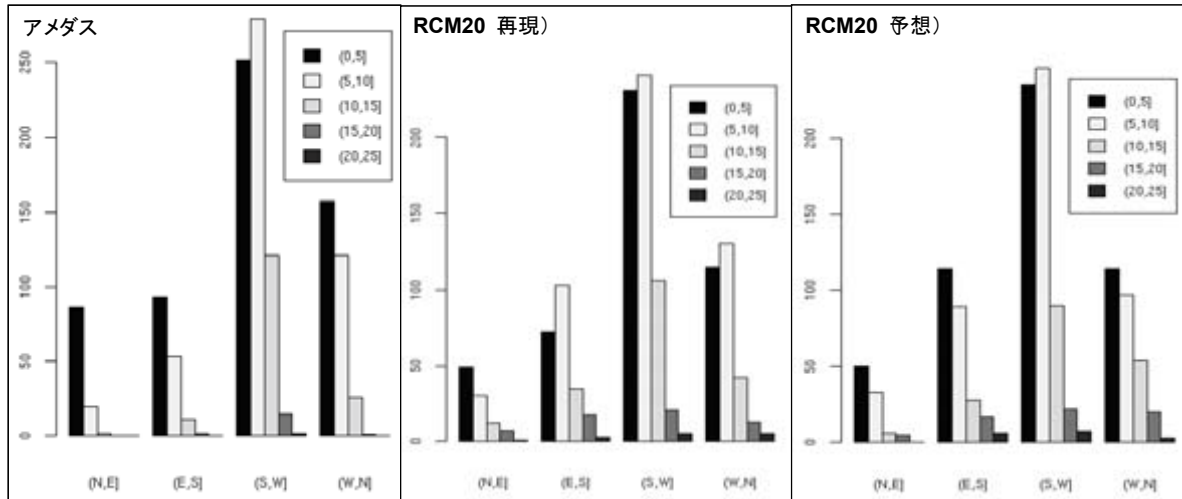
第4.3.9図で示すように、前節(4)項で定義した地域区分でみると、どの地域でも日最高気温の上位10%値は上昇している。また地域間で上昇幅の差は大きくはないが、内陸で1.2℃、平野で1.3℃、沿岸で1.4℃ほど上昇している。さらに、各部グループの風向風速別に最高気温の上昇の程度をみると

め、第4.3.10図に日最高気温平均値の再現実験に対する将来予想の差を示した。風向が北東よりであるときに、地域間の上昇の程度に大きな差がある。A, C, F, Jなどの東北地方の北東象限に位置する地域で上昇幅が2℃程度と大きく、E, Lなど

の日本海側の内陸で1℃程度と小さい。北東よりの風向のときの現在気候の最高気温では、A, C, F, Jなどの東北地方の北東象限に位置する地域が低く、E, Lなどの日本海側の内陸の地域が高かった。この結果、この風向のときに偏差の分布図で地域的な

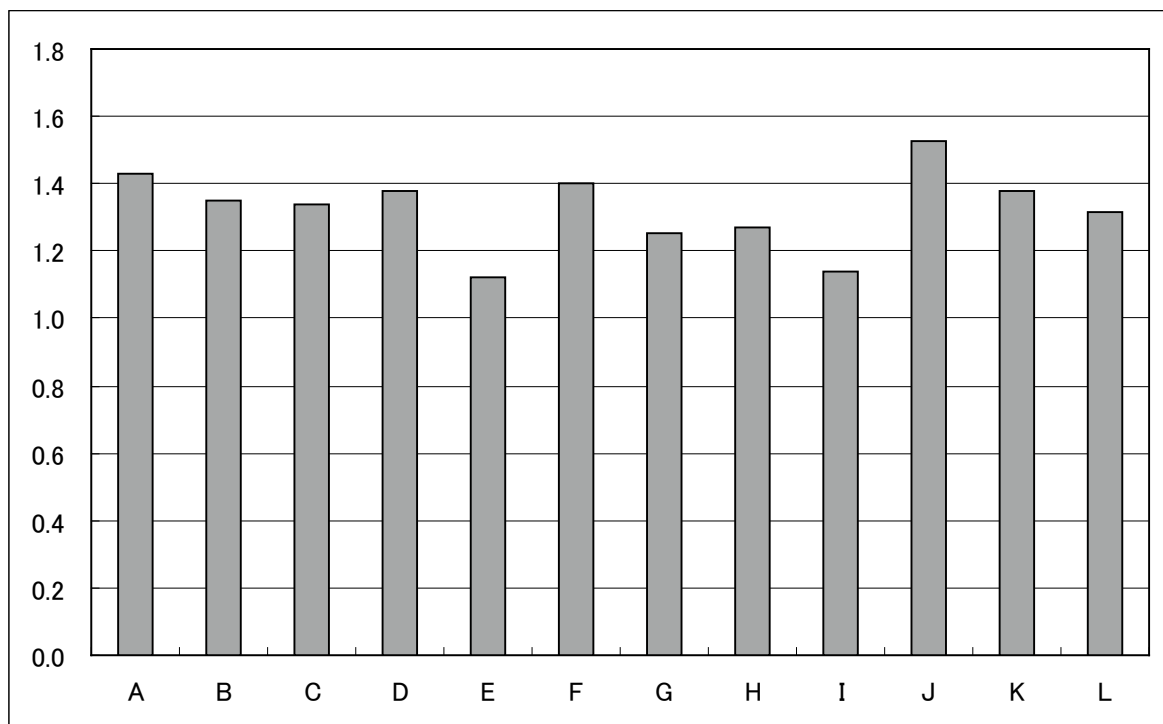


第4.3.7図 クラスター分析による各グループの高温日における850hPa風向風速の発生頻度。
各図は、左：アメダス、右がRCM20再現であり、右上のアルファベットはクラスター分析によって分けられたグループ名を示す。縦軸は頻度、横軸が風向の分類となっている。右下の凡例は、棒グラフのグレースケールと風速の分類との対応を表す。



第4.3.8図 (N37.5, E140) における850hPaの風向別頻度分布.

左：アメダス，中央：RCM20再現，右：RCM20再現である．各図は，縦軸は頻度，横軸が風向の分類，凡例が風速の分類となっている．



第4.3.9図 各グループで平均した日最高気温の上位10%値の再現実験に対する将来予想の差.

縦軸は増加量で単位は℃，横軸はクラスター分析によるグループ名となっている．

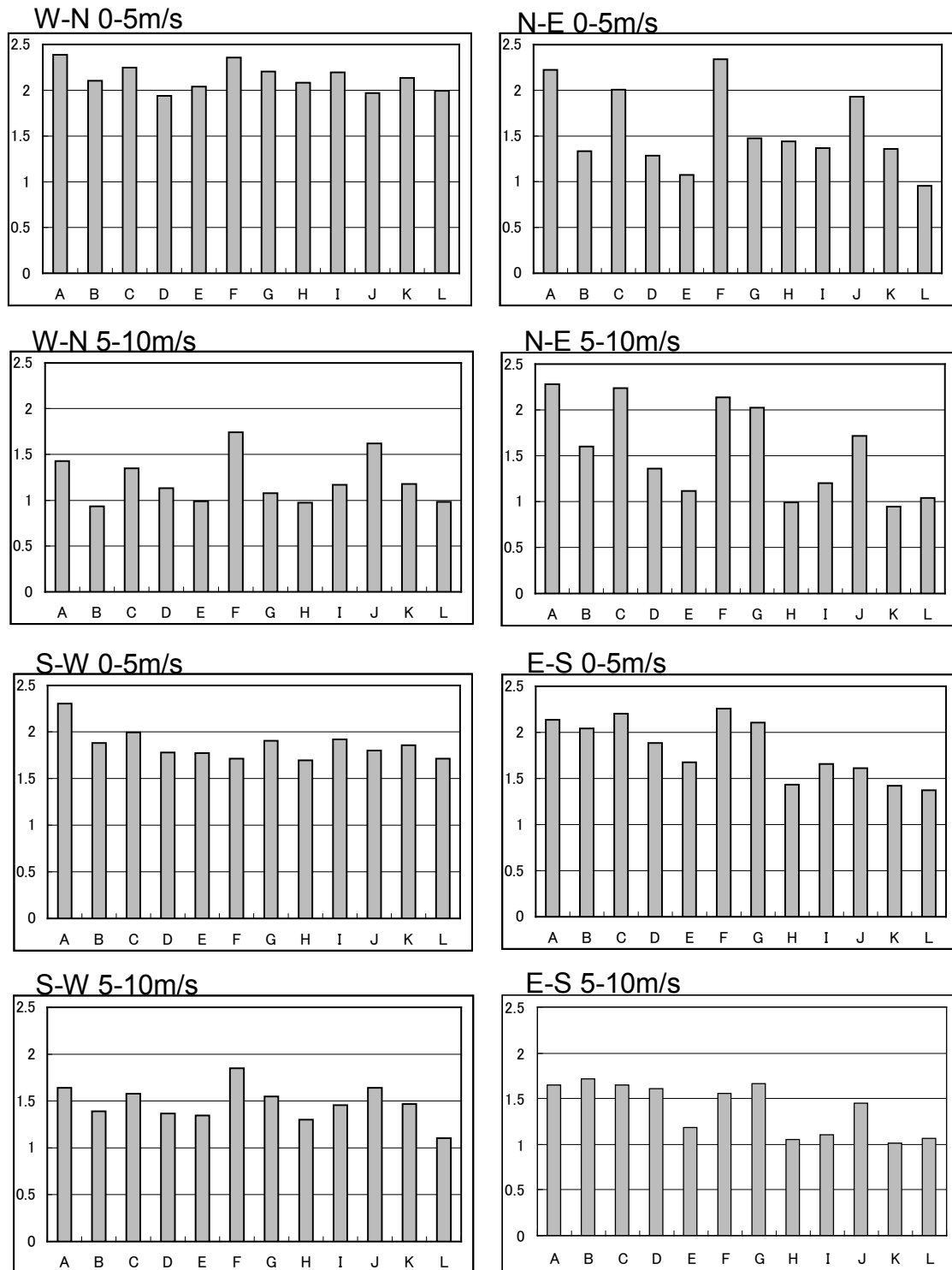
コントラストが弱まる傾向が見られた．気温分布の，詳細な850hPaの風向風速への依存性は，次項の850hPaの風向風速に関する発生頻度の項で詳しく述べる．

(3) 高温日の850hPaの風向風速に関する発生頻度

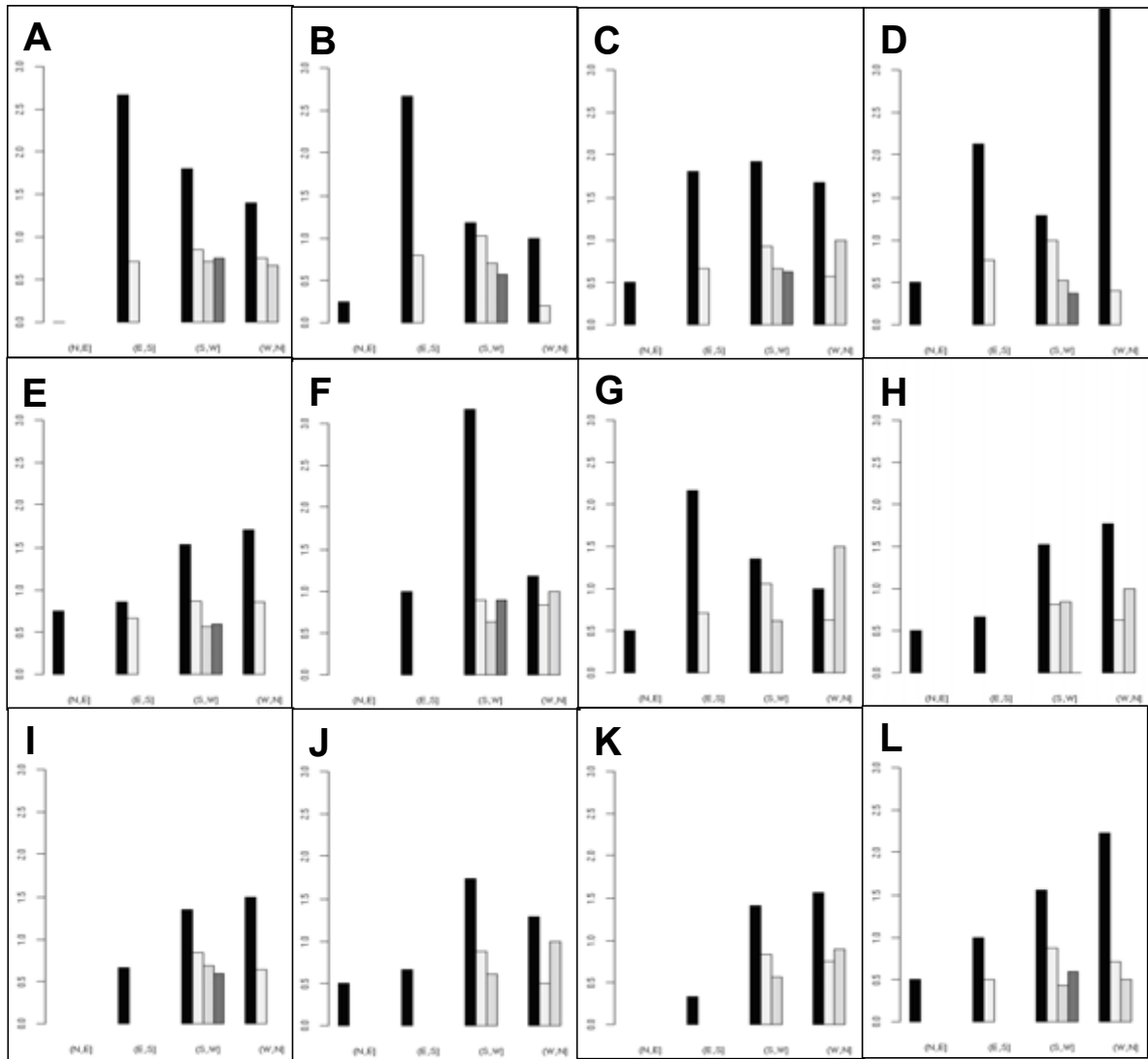
第4.3.7図に，将来における高温日となる850hPaの風向風速の発生頻度をグループごとに示している．将来のこの増減をみるために，将来の高温日における850hPaの風向風速の発生頻度を再現

のその発生頻度で割ったものを第4.3.11図に示す。ただし、分母となる再現の発生頻度が小さいときには、比が大きくなる場合があることに注意する必要がある。これから、ほとんどの地域において、北西

より、南西よりの風向で、0～5m/sの風速で高温の発生する頻度が高くなっていることがわかる。この増加は第4.3.8図で見られる0～5m/sの風速の頻度の増加に比べて大きくなっている。一方、風速が



第4.3.10図 クラスタ分析による各グループの850hPaの風向風速別に関する日最高気温平均値の再現実験に対する将来予想の増加量。
各図は、左上側に、850hPaの風向風速を記した。縦軸は増加量、横軸はクラスタ分析によるグループ名となっている。



第4.3.11図 将来予測のクラスター分析による各グループ別の高温日における850hPaの風向風速の発生頻度の変化率。
各図は、左上のアルファベットは地域分類を示す。縦軸は変化率、横軸が風向の分類となっている。右下の凡例は、棒グラフのグレースケールと風速の分類との対応を表す。

0～5m/s以外の高温の発生する頻度は、グループGの北西よりの10～15m/s以外では、将来、どのグループもが減少している。

(4) 将来予測のまとめ

日最高気温の上位10%値の上昇には、地域分けしたグループ間で大きな差がないが、内陸部で小さく、沿岸部ほど大きい傾向が見られた。再現性の検証から高温の発生は風向風速と関係しており、内陸ではあまり風向風速によらないと考えられるが、沿岸部などでは、風向により高温となる地域が変化し、

風速が大きくなると発生確率が高くなると考えられた。一方、将来の850hPaの風向風速の頻度分布は、風速が弱いときの頻度が増加している。このことから推測される結果は、沿岸部で高温日が起こり難くなることである。しかし、将来予測の結果では、むしろ沿岸部で高温が起こりやすくなり、地域間の差を小さくしている。これは将来において、現在と高温の起こり方に変化が生じることを意味している。将来の高温日に対して対策や予測をする場合には、このことに留意する必要があるだろう。

4.3.5 まとめと考察

RCM20の高温の発生に関して、モデルの検証を行うとともに、温暖化予測を行った。高温は大規模場の移流による気温上昇とともに、日照による陸面からの過熱、フェーンなどの力学的な加熱などの原因が考えられる。これらは風と密接に関係していると考えられることから、高温の発生を、風の状況を考慮しながら解析を行った。

実際の高温の発生については、アメダスとNCEP-DOEのデータを用いてその特性を求めた。この結果をまとめると次のとおりである。東北地方平均で高温となる風向は、850hPaの風が弱いときは南よりの風向、850hPaの風が強いときは西よりの風向である。分布の特徴として、高温となる地域は、850hPaの風が弱いときは内陸、850hPaの風が強いときは山脈の風下である。また、クラスター分析を用いて東北地方を12の領域に分けた。この各グループの高温日における850hPaの風向風速の発生頻度から、内陸は風向風速に対して発生確率が同じであるが、沿岸ほど山側から吹く方向となる風向のとき、強風で高温となりやすい傾向があることが分かった。

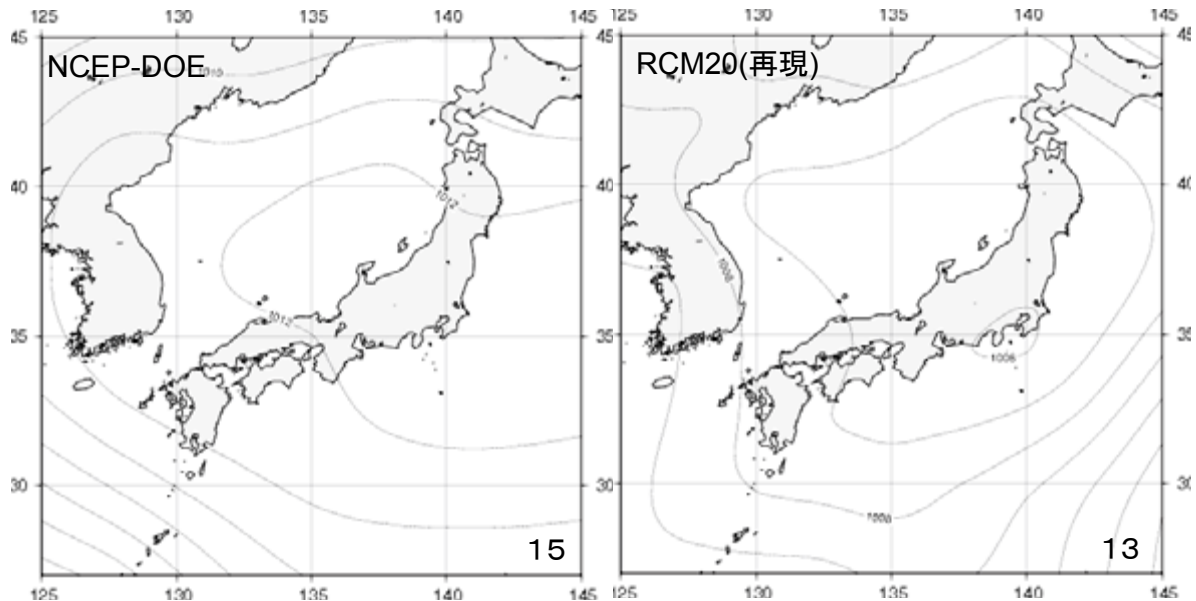
RCM20は最高気温の値や分布をよく再現していた。クラスター分析による各地域の上位10%値でRCM20の再現性能を調べると、どの地域もほぼ現在気候を再現していた。また風向風速毎の発生頻度でも再現性能を確認することができた。将来予測結果では、現在と高温の起こり方に変化が生じる可能性を示した。それは、将来において850hPaの風の弱いときに、とくに沿岸部で、高温が発生しやすくなるものであった。しかし、細かな表現については、再現性が十分ではなく、以下でそれらについて、その原因として考えられる可能性について考察する。

モデルの地形と実際の地形が違うことの影響について考察すると、次の2つはモデル地形が、現実と比べて急峻ではない結果であると考えられる。1つ目は、日最高気温の平均値の分布は、アメダスは脊梁山脈で大きく変化していたが、モデルは変化が滑らかであったこと、2つ目は、盆地などの局地的な高温の表現に乏しいことである。しかし、2つ目については、高度補正值の設定の影響を受けている可能性がある。なぜなら、モデル地形は盆地などの表

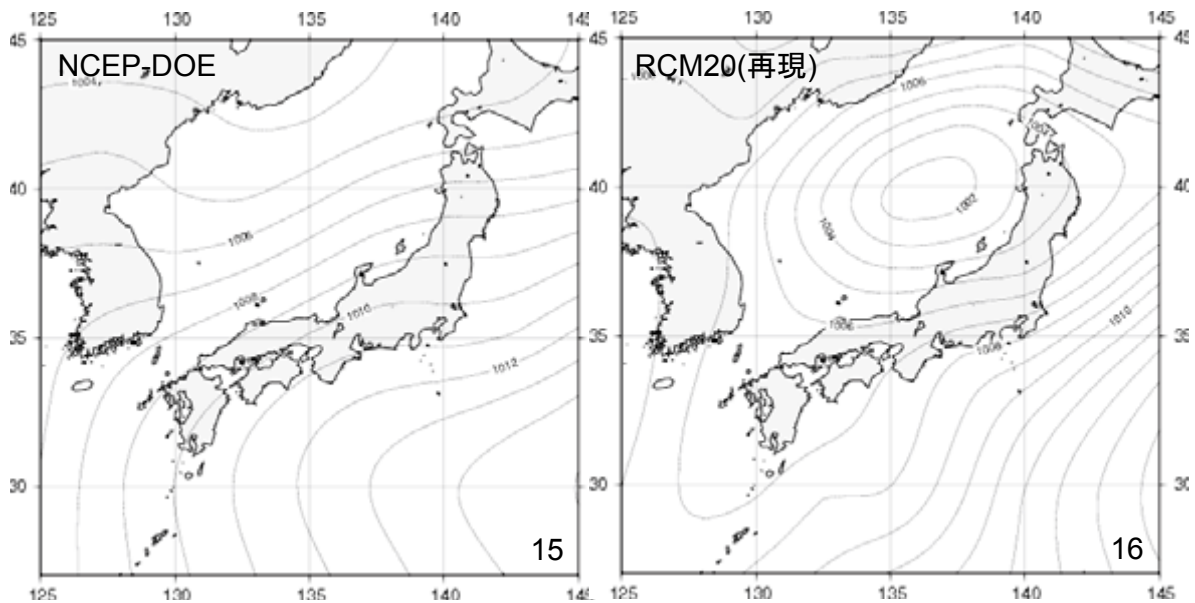
現がないため、現実との高度差が大きく、このような地点で誤差を大きくした可能性がある。また、本来、高度補正值は気象条件で変える必要がある。しかし、気象条件の定め方は、モデルが現実合うよう決めることもでき、モデルの検証としては恣意的になる可能性もある。このため、今回は一律100m毎に0.65℃とした。

第3章で示したように、7、8月のRCM20の地上気圧の平均場の再現は良くない。このことが、RCM20において、高温日の発生にどのように誤差として現れるかについて考察する。クラスター分析で決めた各グループの850hPaの風向風速毎に高温日の平均場を見てみると、特に風速が弱いときに再現がよくない。例として、グループHにおける風向が北西よりで風速が0～5m/sのときの平均場を第4.3.12図に示す。これから、NCEP-DOEでは日本が高気圧に覆われた場であるのに対し、RCM20は日本が低圧部となっている。この傾向は他のグループ、他の風向でも同じである。このことから、風速が弱いとき、RCM20の再現は地上風向が違っていると考えられ、東北地方平均の違いの原因となっている可能性がある。また、この影響は高温日の850hPaの風向風速の発生頻度の違いにも影響している可能性がある。グループE、Lは、風向が南西よりで、風速が0～5m/sのときが、実況で最も頻度が多くなっていた。これはグループE、Lは、日本が高気圧に覆われた場で最も高温になりやすいことを意味している。つまり、このグループは晴れた日が最も高温になりやすいと推測できる。一方、風向が南西よりで、風速が0～5m/sのときのRCM20では日本付近は低圧部であり、必ずしも晴れた日であるとは考えられず、この風向風速高温日の発生頻度が低く再現される要因になった可能性はある。

高温日の平均場から、風が強いときには、RCM20は低気圧の影響で高温が発生していると推測できる。例として、グループEにおける風向が南西よりで風速が10～15m/sのときの平均場を第4.3.13図に示す。このグループは、低気圧が秋田沖に中心があるとき高温となることを表している。低気圧の位置などは風向によって異なるが、どのグループ、どの風向でも低気圧が平均場に現れる傾向は同じであった。このため、RCM20では低気圧の数や



第4.3.12図 グループHの風向W～N，風速0～5m/sのときの高温日の平均場。
グループHの風向がW～N，風速が0～5m/sである高温日の海面気圧の平均場。右がNCEP-DOE，左がRCM20の再現実験。等値線は気圧を表し，間隔は1hPaである。右下の数字はサンプル数を表す。



第4.3.13図 グループEの風向S～W，風速10～15m/sのときの高温日の平均場。
グループEの風向がS～W，風速が10～15m/sである以外は第4.3.10図と同じ。

経路によって，高温日の850hPaの風向風速の発生頻度は変わってくると考えられる。このことから，将来予測結果は，将来の高温日における850hPaの風向風速の発生頻度は風速が弱いときに多くなることを示すものであったが，これは将来予測が再現実験に比べ，台風などの低気圧の接近が少ないことを

示している可能性がある。しかし，現実の平均場は，グループEにおける風向が南西よりで風速が10～15m/sのときの平均場に現れているように，必ずしも低気圧の進路で高温日が決定してはいない。このように，高温日を発生させる現象の再現については，RCM20の再現性に疑問がのこる。

これまで見てきたように、フェーンや日照による加熱などの個別の現象の再現性を検証し、将来予測することまでは至らなかった。日最高気温を決定する個別の現象については、局地性が強く、また地上風向の変化などで短時間に劇的に気温が変化するなど、時間的な分解能も高いものである。今調査では、モデルの分解能の限界の一部をみることができたと思う。より局地的な個別現象に対する予測を出すことは、将来発生しうる事象の予想に役立つものであると期待できる。このことから、さらに高解像モデルによる解析に期待したい。

参考文献

- 気象庁, 2005: 異常気象レポート 2005.
- 農林水産省, 2002: 近年の気候変動の状況と気候変動が農作物の生育等に及ぼす影響にかんする資料集.
- URL <http://www.kanbou.maff.go.jp/www/gichou/kikouhendousiryousyuu.pdf>
- R Development Core Team, 2005: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, URL <http://www.R-project.org>.