

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

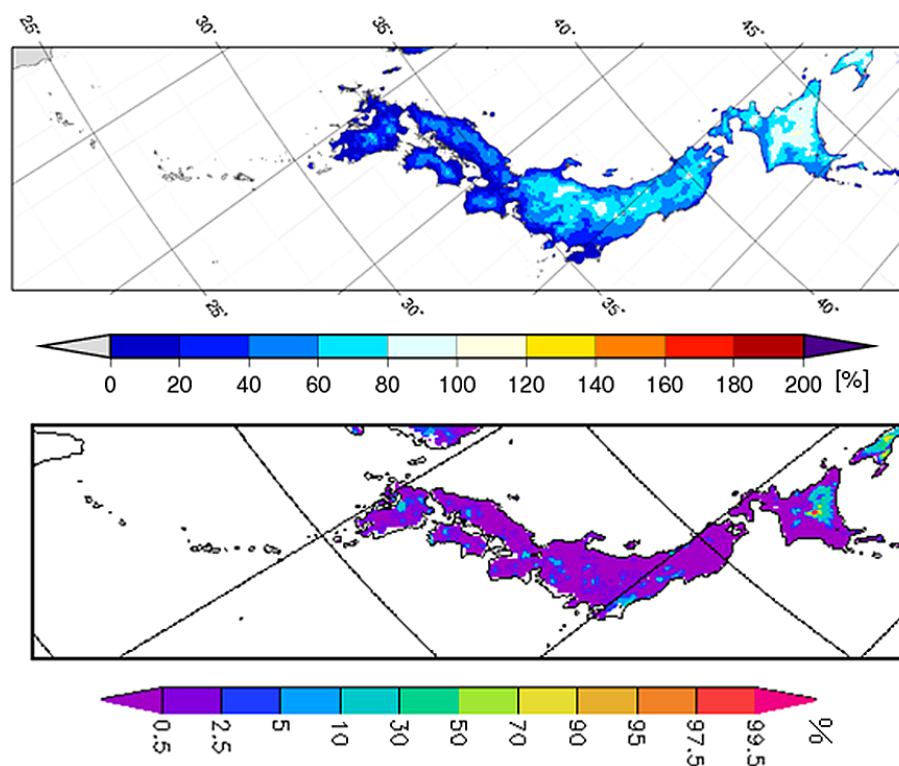


図4.4.1 2月の積雪の将来変化量(上)とその信頼確率(下)。信頼確率の数字は、片側検定で増加を示す確率を表す。50%より数字が大きくなるにしたがって積雪量の増加の確率が高く、小さくなるにつれて減少する確率が高くなる。例えば、99.5%以上の領域は片側検定では有意水準99.5%で積雪量が増加、0.5%以下の領域は有意水準99.5%で積雪量が減少することを意味し、それぞれの領域は両側検定では有意水準99.0%で変化があることを意味する。

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1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

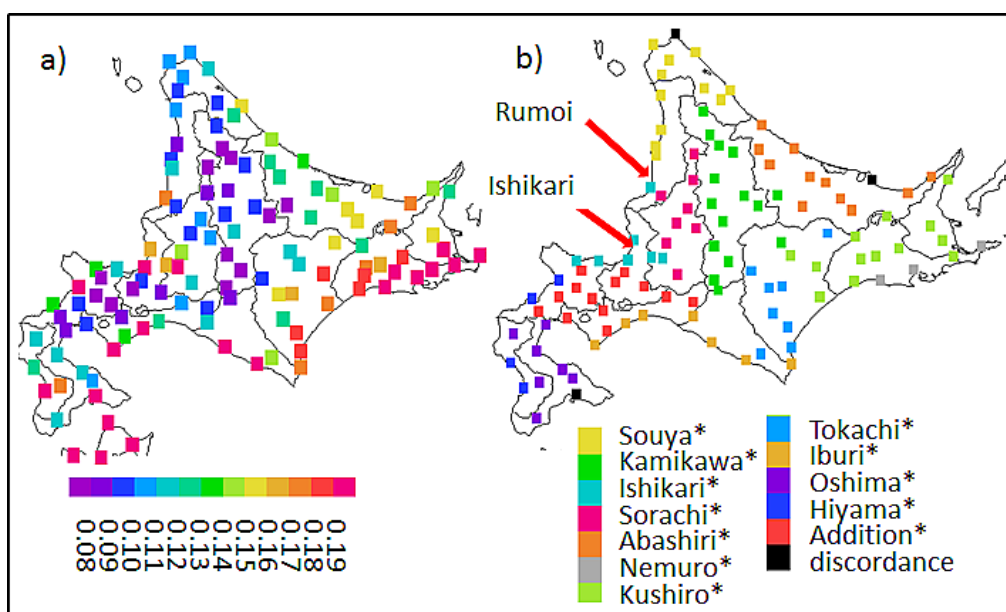


図4.4.2 a) NHRCM05によるL-CVの分布。b) 積雪の一樣性を考慮した領域区分。同じ色は気候学的に一樣な積雪分布と考えられる。実線による領域分けは支庁の境界を表す。

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

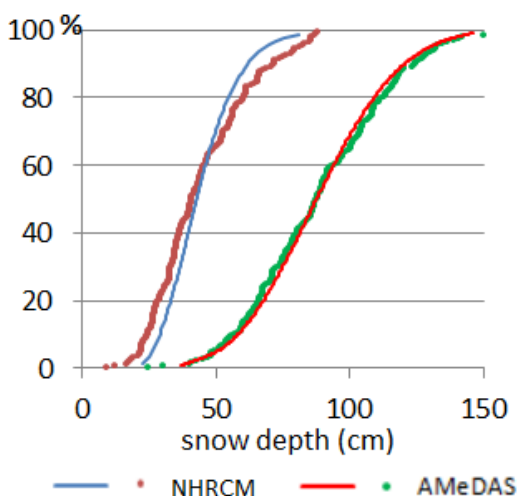


図4.4.3 Ishikari\*における積雪のCDF。実線は分布関数（アメダスはピアソンタイプⅢ、NHRCM5は一般化極値分布）、点は各年の2月の積雪を表す。

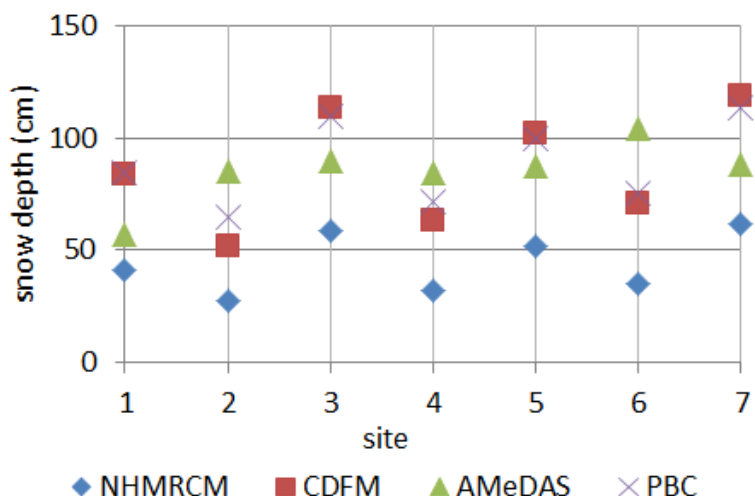


図4.4.4 Ishikari\*における各観測点におけるバイアス補正による積雪量の変化。1) 留萌、2) 厚田、3) 新篠津、4) 石狩、5) 岩見沢、6) 余市、7) 小樽。

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

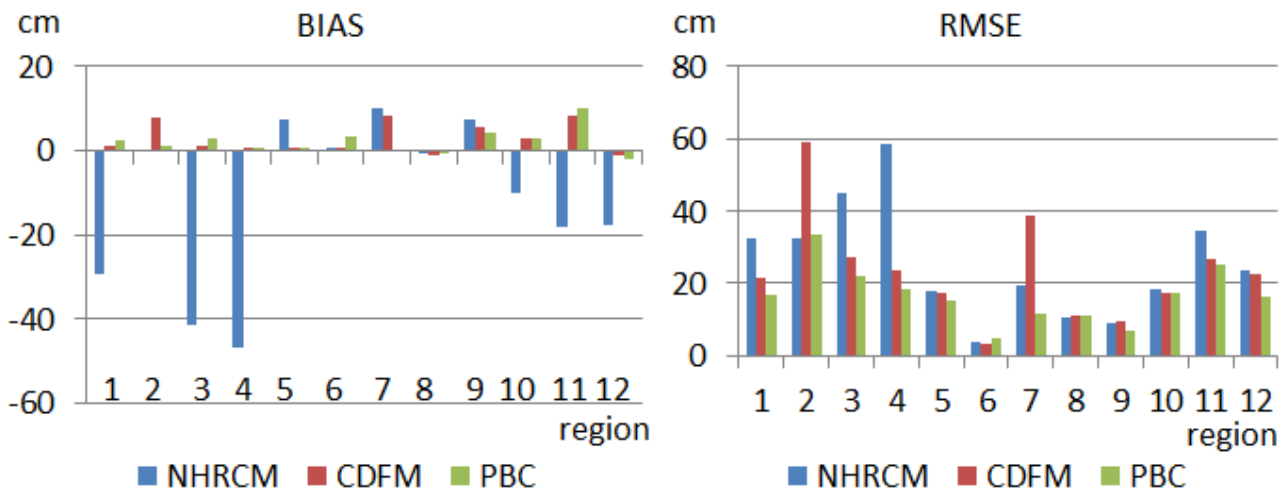


図4.4.5 各領域におけるバイアスとRMSE。X軸の下の数字は1, Souya\*; 2, Kamikawa\*; 3, Ishikari\*; 4, Sorachi\*; 5, Abashiri\*; 6, Nemuro\*; 7, Kushiro\*; 8, Tokachi\*; 9, Iburi\*; 10, Oshima\*; 11, Hiyama\*; 12, Addition\*を表す。

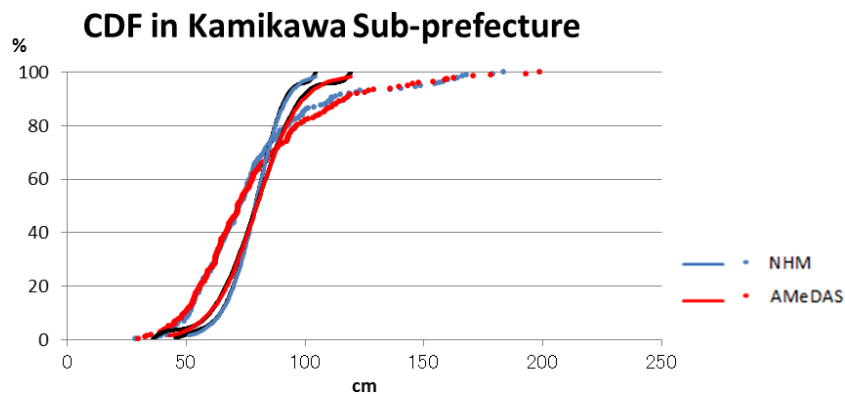


図4.4.6 Kamikawa\*におけるNHRCM05(青)とアメダス(赤)の2月の積雪のCDF。実線は近似分布関数。点は各年における値をプロットしたもの。

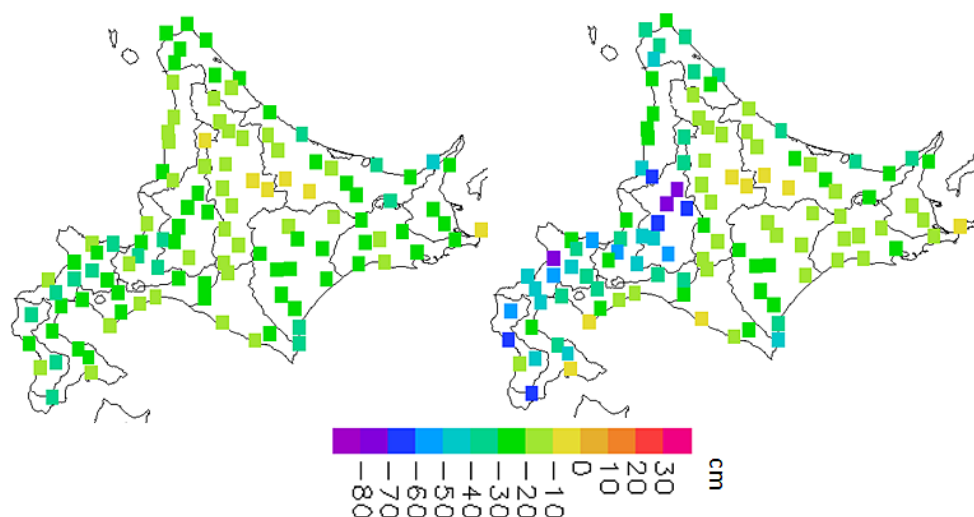


図4.4.7 バイアス補正を行わない場合（左）とバイアス補正後（右）の将来積雪量変化量。

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.