

A-0601 アジアの水資源への温暖化影響評価のための日降水量グリッドデータの作成

(2) 高解像度気候モデルの検証、及びそのための観測降水グリッドデータ内挿手法の改良に関する研究

旧(2) 日降水量グリッドデータによる気候モデル降水量の検証

国土交通省気象庁気象研究所

鬼頭昭雄・上口賢治

<研究協力者>

国土交通省気象庁気象研究所

荒川理

平成 18～22 年度累計予算額	62,371 千円
(うち、平成 22 年度予算額	12,500 千円)
予算額は、間接経費を含む	

[要旨] IPCC評価報告書をはじめ、気候モデルによる温暖化実験は地球温暖化の影響評価に際して重要な役割を果たしている。温暖化実験の信頼性を評価するためには、気候モデルの気候再現性能を検証できる高精度の観測データが不可欠であるが、データの期間や領域、時間空間解像度、品質の全てに渡って満足できる観測降水データは存在していない。

そこで、第1期(H18-H20年度)では様々な種類の観測降水グリッドデータを集め、標高と降水量の関係や極端降水指標など多角的な視点から相互比較を行い、観測データの特性と観測値の幅を評価した。そこで得られた知見をサブテーマ1にフィードバックすることで、サブテーマ1の担当である雨量計ベースの日降水データ(APHRO_PR)の作成アルゴリズム開発に貢献した。

第2期(H21-H22年度)では、高解像度気候モデルの検証というサブテーマ2の目的に合った降水データを作成するために、前半でサブテーマ1が担当していたグリッド化手法の研究を引き継ぎ発展させた。また、雨量計観測値からグリッド値を推定する際の推定誤差を客観的に評価するために、高解像度モデルでシミュレートされた降水データを擬似観測データとして利用するパーフェクトモデルアプローチ法を行った。それらの成果をもとに、日本における1900年以降の長期高解像度日降水データAPHRO_JPを作成した。本プロジェクトで作成された一連の日降水グリッドデータを用いて、20世紀における降水量の経年変動解析や温暖化実験に使われている高解像度気候モデルの検証を行った。

[キーワード] 降水量、気候モデル、温暖化、極端現象、誤差評価

1. はじめに

気象研究所では、高解像度気候モデルを用いて地球温暖化に伴う降水の将来変化予測を行っている。最近では年降水量のような平均的な値の変化よりも、より産業や市民生活に影響を与える可能性のある洪水や早魃などの極端現象に社会の関心が集まっており、気候モデルを用いて確度の高い将来予測を行うことが強く求められている。計算機環境の著しい発達により、精緻な力学・物理過程を含んだ高解像度気候モデルの開発が進み、降水極端現象の現実的なシミュレーションはある程度可能になってきた。しかしながら、その一方でモデルの結果を検証するための観測データが不十分であることは大きな問題である。気象研究所では、これまでCMAP(Xie and Arkin, 1997)やGPCP-1DD(Huffman et al, 2001)など衛星観測をベースにしたグローバルな観測降水グリッドデータを利用してきたが、これらは極端現象の解析という観点からは、水平解像度や精度に必ずしも満足できるものではなかった。そこで本課題(A-0601)では、サブテーマ1が中心となって衛星観測よりも定量性に優れる雨量計データを用いて、長期高解像度日降水グリッドデータ(APHRO_PR)の作成を行った。サブテーマ2では、観測データの特性や誤差幅を調べるために、幅広い観点からAPHRO_PRと既存の観測降水データの特性を比較しつつ、それらを用いた降水量の経年変動解析や全球気候モデルの検証などを行ってきた。また、雨量計観測は2つの大きな問題点「雨量計は山岳や途上国で少なく、空間分布が著しく偏在している」「雨量計は降雪時に風の影響を強く受けるため、現実より過小評価される」を抱えているため、それらを軽減するグリッド化手法を開発してきた。APHRO_PRは気候関連の研究のみならず、農学や社会工学、更には水資源に関する政策立案など幅広い分野で利用されうる基盤データであるが、サブテーマ2では上に述べた諸研究をとおしてその利用価値を示してきた。

2. 研究目的

サブテーマ2の研究目的は次のとおりである。

- 多数の観測降水グリッドデータの比較によって、観測値の幅を示すこと。またそこで得られた統計的特性に関する知見をサブテーマ1にフィードバックすることによって、本課題で作成する日降水データAPHRO_PRのグリッド化手法の改善に寄与すること。
- 本課題で作成されるAPHRO_PRを用いて、降水量の経年変動解析や温暖化実験に使われている高解像度気候モデルの検証を行うこと。

3. 研究方法

• 第1期(H18-H20)

観測値の幅を示すために、多数の観測降水グリッドデータを収集して相互比較を行った。極端降水インデックスや標高と降水量の関係など、これまで余りなされてこなかった視点で解析することにより、それぞれの観測データ、特に衛星ベースと雨量計ベースの観測データの特徴を明らかにした。ここで得られた異常値や統計的特性の情報をサブテーマ1にフィードバックし、APHRO_PRのための品質管理(QC)アルゴリズムやグリッド化手法の開発に役立てた。サブテーマ1が作成したAPHRO_PRや収集した既存の観測降水データを用いて、全球気候モデルの検証を行っ

た。

・第2期 (H21-H22)

期間前半の成果として、APHRO_PRは既存の観測データに比べて期間が長く水平解像度が高いだけでなく、品質についても良好であることが分かった。しかしながら、空間的に平滑化され過ぎているなど、高解像度モデルの検証にはまだ不十分であったため、グリッド化手法の改良を行った。具体的には雨量計の空間偏在性に対処するため、Angular-Distance-Weighting法 (ADW) をベースに、重み関数に地形および降水量の空間相関距離の2つのパラメーターを導入した。また、雨量計固有の問題である風による固体降水捕捉率低下に対処するため、JRA-25 大気再解析データを用いた捕捉率補正スキームを開発した。グリッド化にともなう推定誤差の定量的評価のために、気象研究所全球 20kmモデルでシミュレートされた結果を擬似観測値として利用するパーフェクトモデルアプローチ法も行った。これらの成果を用いてAPHRO_PRのアップデート (V1003, V1101) やAPHRO_PRのサブセットであるAPHRO_JP (日本における 1900 年以降の長期高解像度日降水データ) の作成を行った。本課題で作成してきたAPHRO_PRを使って、降水量の経年変動解析や温暖化実験に用いられている全球気候モデルの検証などを行った。

4. 結果・考察

(1) 観測降水データの相互比較

降水量は気候研究において最も重要な気象要素であるが、時空間変動が大きいことため正確な観測をすることは難しい。降水量の観測には雨量計をはじめ、地上レーダーや衛星でのマイクロ波観測など、様々な手法が使われている。しかしながら、どんなに優れた技術を駆使しても観測で得られたデータには様々な誤差が含まれているため真実そのものを表してはいない。従って、観測データの利用に際しては、その特性や信頼性を評価しながら使う必要がある。

そこで、様々な観測降水データを収集し多角的な観点から相互比較した。特に、本課題で作成してきたAPHRO_PRのような雨量計ベースの降水データと、衛星観測をベースにした降水データとの間に、どのような統計的特性の違いがあるのかに着目して解析を行った。

1) アジアモンスーン域におけるグリッド降水量データ相互比較

雨量計による実測や衛星による降水量解析値に基づき作成されたグリッド降水量データセットは、気候モデルの性能評価の指標の一つとして広く使用されている (例: Mizuta et al., 2006)。CMAP (Xie and Arkin, 1997)、GPCP (Adler et al., 2003) は、気候モデル検証だけでなく気候変動解析など幅広い分野で使用されてきた。これらのデータセットは雨量計と衛星の複合データセットであるが、両者の間に系統的な差が生じていることが指摘されている (Gruber et al., 2000)。そこで、本研究で作成されるAPHROを含めて現在利用できるグリッド降水量データセット間で相互比較を行った。使用したデータは、APHROを含む計 16 のグリッド降水量データセットである。16のうち6は雨量計ベースデータセット (APHRO-MA0902 (Yatagai et al., 2009)、CPC-UNIGLB (Chen et al., 2008)、CRU-TS2.1 (Mitchell and Jones, 2005)、GPCCv4full (Schneider et al., 2008)、UDEL (Matsuura and Willmott, 2009)、PREC/L (Chen et al., 2002)) であり、8は衛星ベースデータセット (TRMM3A25V6 (Iguchi et al., 2000)、TRMM3B42V6 (Huffman

et al., 2007) GSMaP-MWRおよびGSMaP-MVK (Okamoto et al., 2005)、GPCP1dd-v1.1 (Huffman et al., 2001、Huffman and Bolvin, 2009a)、CMORPH (Joyce et al., 2004)、PERSIANN (Sorooshian et al., 2000)、NRL-blended (Turk and Miller, 2005))、2は複合データセット (CMAP、GPCPv2.1 (Adler et al., 2003、Huffman and Bolvin, 2009b)) である。解析領域は65E-130E、5N-35Nである (図1)。解析期間は、雨量計ベースデータセット、複合データセットに関しては1979-2004の26年間である (ただしCRU-TS2.1のみ1979-2002)。衛星ベースデータセットに関しては、各データセットについて連続して利用可能な全期間について使用した (4-12年)。

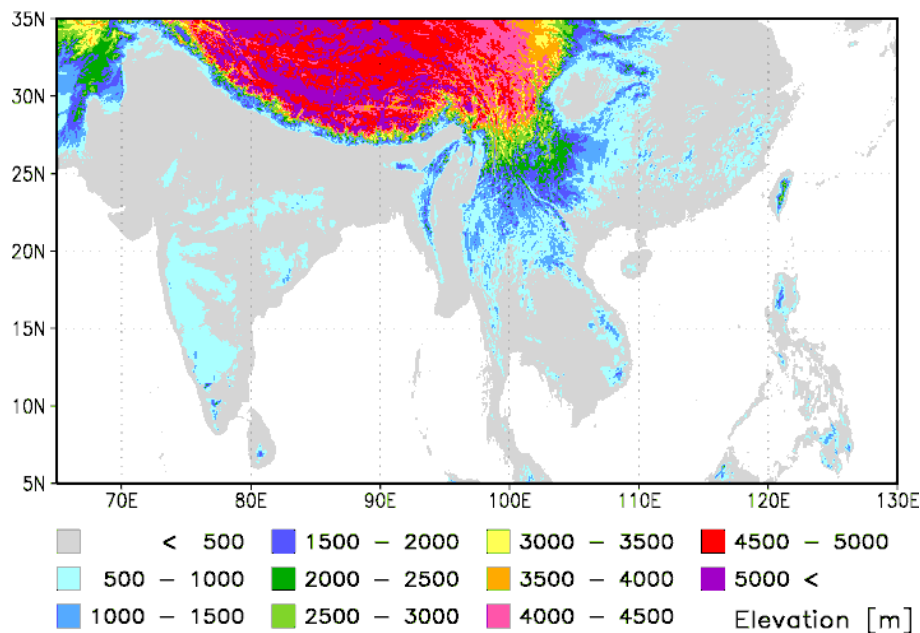


図1：解析領域の標高分布。単位は [m]。

北半球夏期3ヶ月 (JJA) 平均降水量領域平均値とその年々変動の標準偏差を図2に示す。雨量計ベースデータセットの平均降水量領域平均値は、CPC-UNIGLBを除き6.2~6.7mm/dayである。衛星ベースデータセットの平均降水量領域平均値は、最小であるGSMaP-MVKの3.0mm/dayから最大であるTRMM3B42V6の6.5mm/dayとデータセット間の較差が大きいだけでなく、雨量計データにより月降水量の更正を行っているTRMM3B42V6及びGPCP1dd-v1.1を除く衛星ベースデータセットは、雨量計ベースデータセットや複合データセットに比べて過小傾向になっている。また、平均降水量領域平均値の年々変動の大きさも、平均降水量領域平均値と同様に衛星ベースデータセット間の較差が大きくなっているが、データセット間で解析期間とその長さが一致していないため、年々変動の大きさの違いに関する解釈には注意を要する。複合データセットは、雨量計ベースデータセットと同程度であるが、CMAPはGPCPv2.1に比べて過小傾向である。北半球冬期3ヶ月 (DJF) 平均降水量領域平均値もJJAと同様の傾向である (図3)。

図4にJJA平均降水量の標高依存性を示す。雨量計ベースデータセットに比べて、衛星ベースデータセットはいずれの標高帯においても平均降水量が過小傾向であるが、過小傾向は低標高帯ほど顕著である。また、TRMM3A25V6を除く衛星ベースデータセットには標高3500-4500mに明瞭

な極大が存在する。全標高帯において、衛星ベースデータセット間の較差は、雨量計ベースデータセット間の較差よりも大きい。JJA積算降水量の標高依存性を図5に示す。JJA積算降水量は、使用した全てのデータセット間で概ね一致が見られるが、雨量計ベースデータセットに比べて、衛星ベースデータセットはデータセット間で標高依存性の相違が大きくなる傾向がある。DJFについてもJJAと同様の傾向が見られる（図6、図7）が、一部の衛星ベースデータセットは、平均降水量、積算降水量とともに標高依存性は著しく異なっている。このことは、衛星ベースデータセットの降水量推定アルゴリズムについて改良の必要性を示唆している。

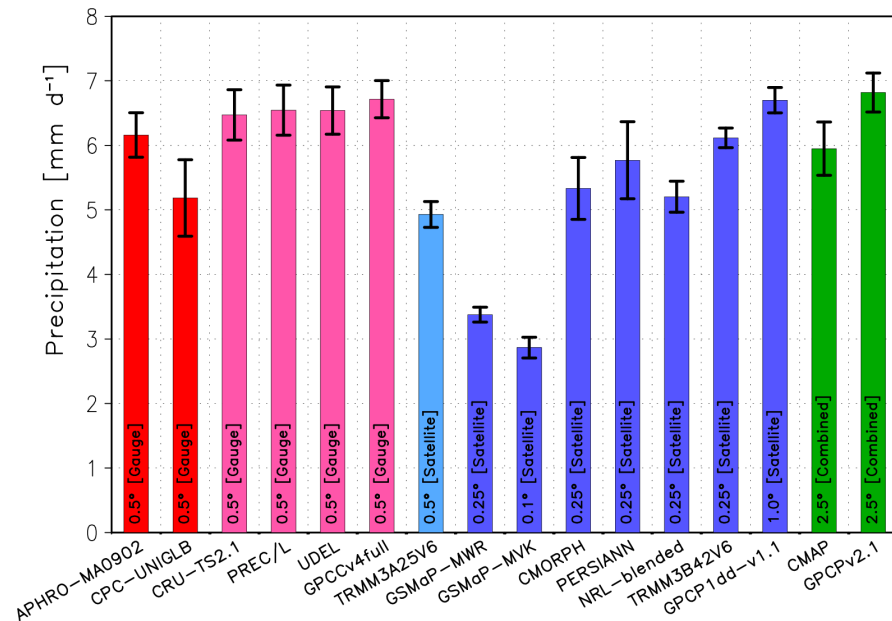


図2：北半球夏期3ヶ月（JJA）平均降水量領域平均値。単位は [mm/day]。左端から6本（赤及びピンク）の棒グラフは雨量計ベースデータセット、右端（緑）の2本は雨量計・衛星複合データセット、残り（水色、青）は衛星ベースデータセット。エラーバーは年々変動標準偏差で定義。

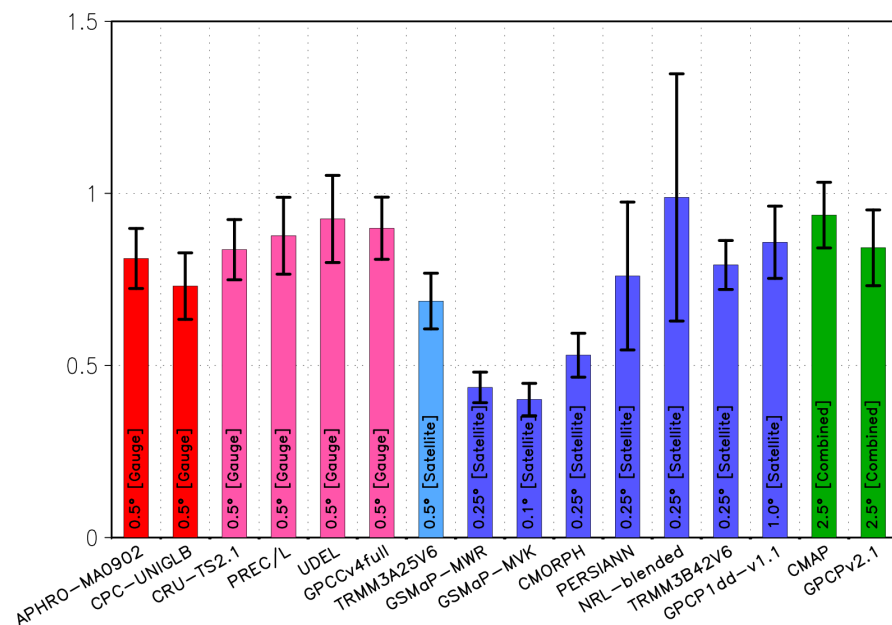


図3：図2と同じ。ただし期間は北半球冬期3ヶ月（DJF）。

本プロジェクトで作成するAPHROデータは日降水量データセットである。そのため、強雨等の降水極端現象に関する解析に利用することが可能である。雨量計ベースデータセットは、衛星ベースデータセットに対して陸域降水しか扱うことができないという短所はあるが、衛星データに比べて長い期間のデータセットを作成することが可能であり、トレンド解析など極端現象の変動解析に利用することができる。前述の16グリッド降水量データセットのうち日降水量を扱うことのできる9データセットについて、平均強雨の標高依存性を解析した。強雨は日降水量上位5%で定義した。図8及び図9にJJA、DJFにおける平均強雨の標高依存性を示す。平均強雨は、雨量計ベース、衛星ベース共に平均降水量（図4、図6）に類似して標高と共に減少する。また、平均降水量同様に平均強雨についても、衛星ベースデータセット間の較差は雨量計ベースデータセット間の較差よりも大きい。以上、雨量計ベースデータセットと衛星ベースデータセットとの間には、定量的な相違だけでなく定性的な相違が存在することが示された。

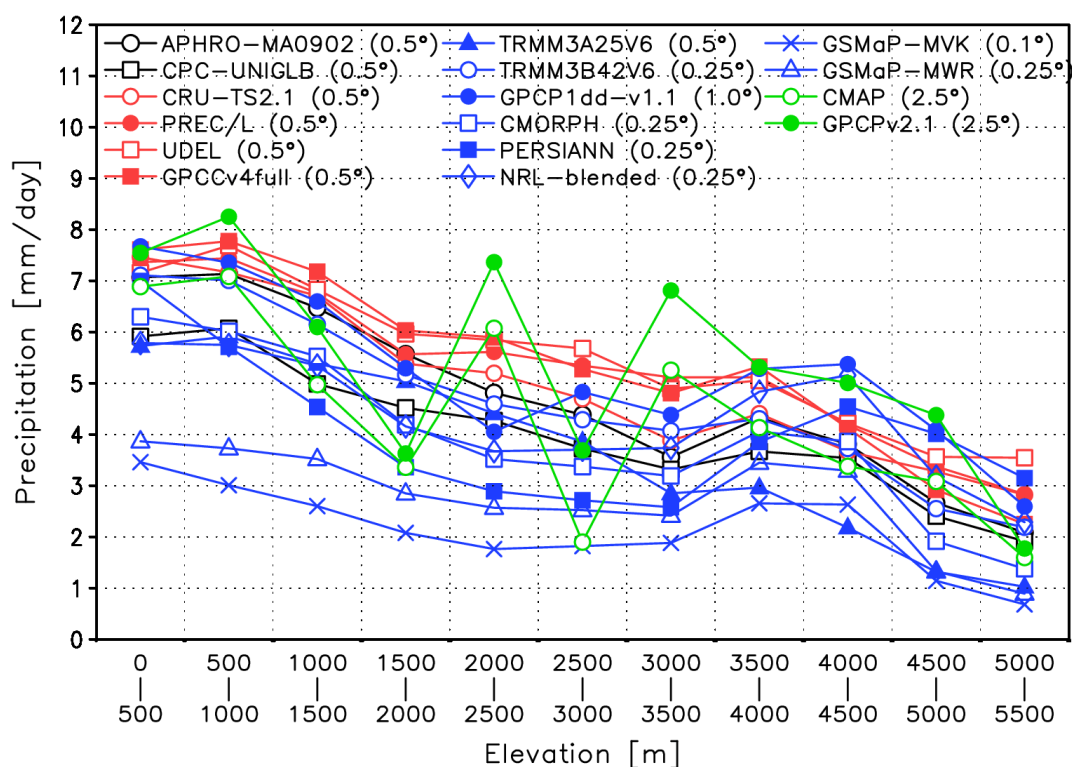


図4：北半球夏期3ヶ月（JJA）平均降水量の標高依存性。単位は [mm/day]。黒線及び赤線は雨量計ベースデータセット、青線、緑線はそれぞれ衛星ベースデータセット、雨量計・衛星複合データセット。

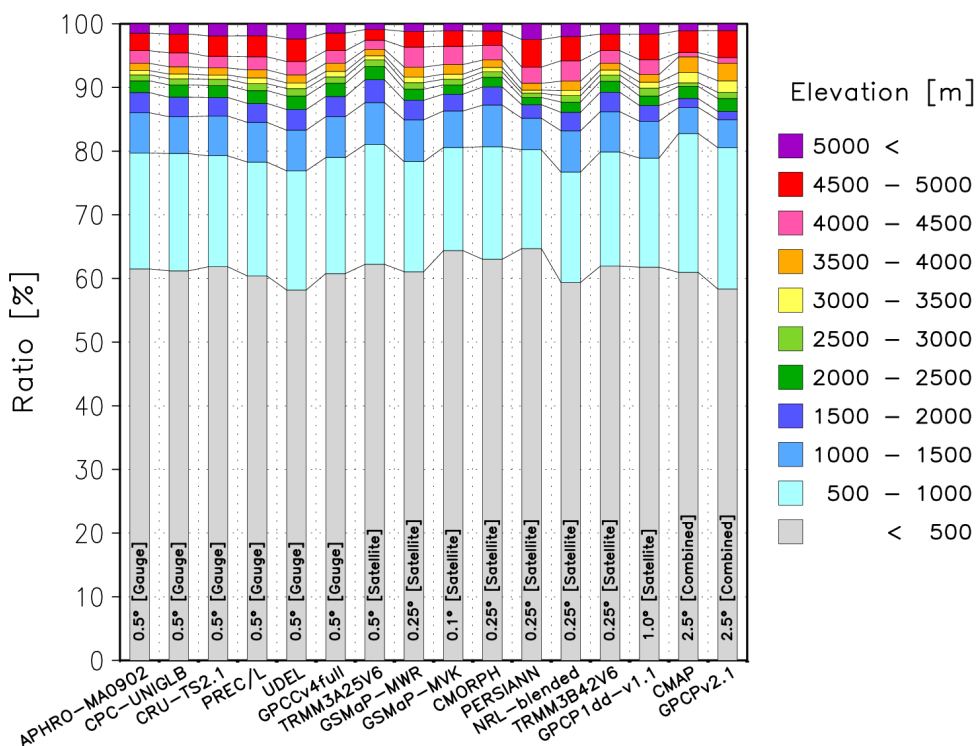


図5：北半球夏期（JJA）積算降水量の標高依存性。領域全積算降水量に対する各標高帯の積算降水量の占める割合を示す。単位は [%]。階級幅は500m。左から6本の棒グラフは雨量計ベースデータセット、右端2本は雨量計・衛星複合データセット、残りは衛星ベースデータセット。

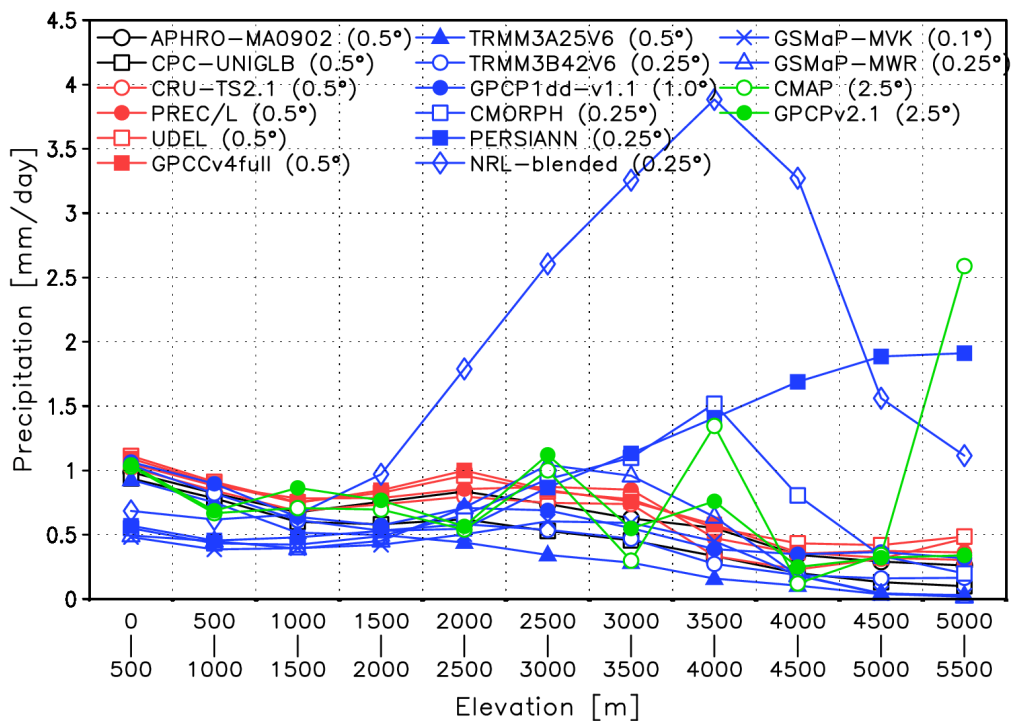


図6：図4と同じ。ただし、期間は北半球冬期3ヶ月（DJF）。

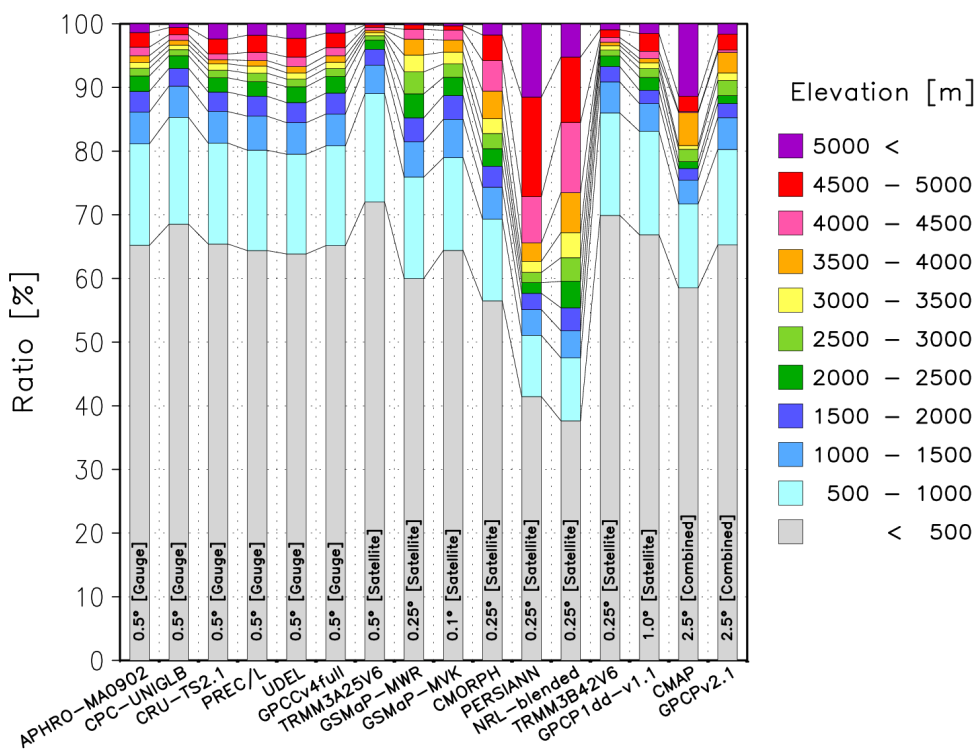


図 7 : 図 5 と同じ。ただし期間は北半球冬期 (DJF)

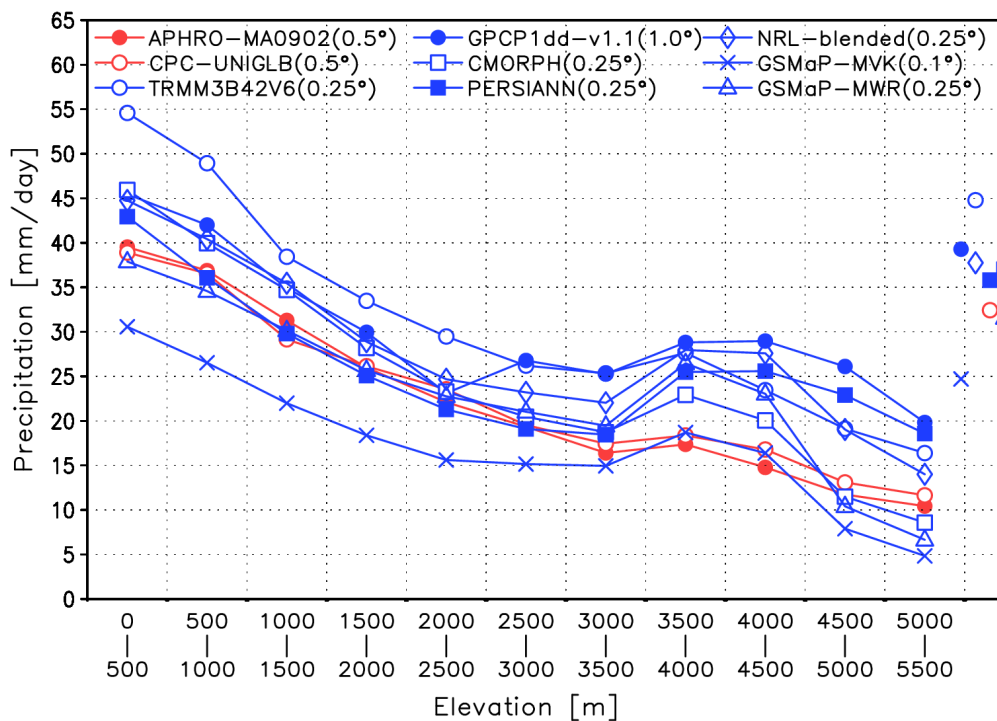


図 8 : 北半球夏期 (JJA) 平均強雨の標高依存性。強雨は日降水量上位 5% で定義。単位は [mm/day]。赤線は雨量計ベースデータセットを青線は衛星ベースデータセットである。右端のシンボルは領域平均値を示す。

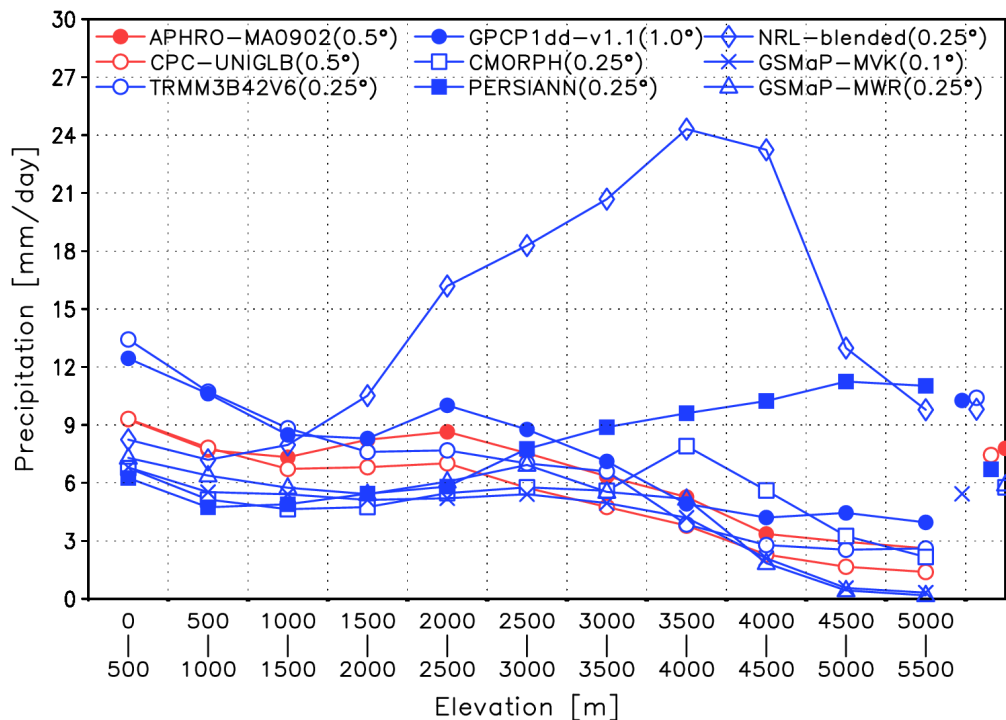


図9：図8と同じ。ただし期間は北半球冬期（DJF）。

2) 極端降水インデックスによる相互比較

気象研究所では、高解像度（20km-60km程度）全球気候モデルを用いて地球温暖化に伴う降水の将来予測を行っている。特に高解像度の利点を生かして、洪水や旱魃などのポテンシャルを評価するための極端降水インデックスの解析を行っている。将来予測の信頼性評価のためにはモデルを検証するための観測データが必要不可欠である。これまで気象研究所では、CMAP(Xie and Arkin, 1997)やGPCP-1DD(Huffman et al., 2001)など衛星観測をベースにしたグローバルな観測降水グリッドデータを主に利用してきた。しかしながら衛星観測は水平解像度も観測期間も不十分である。広範囲で整合的なデータが得られるメリットはあるが、間接測定ゆえの問題点も知られている。例えば、雲頂放射輝度温度を用いる場合は降水量との対応に不確実性があることや、TRMMのような低軌道衛星を使ったものではサンプリング頻度の問題、マイクロ波を使ったものではリトリバルの問題や地表面状態による影響などが知られている。一方、本課題で作成されるAPHRO_PRは雨量計をベースにしているが、雨量計は山岳に少なく空間的に非一様であることや、固体降水時に風の影響を受けやすいなどの問題点も知られている。観測手法によってそれぞれ一長一短はあるが、どのような優れた技術を駆使しても、観測には様々な誤差が含まれているため真実そのものを表してはいない。

そこで、極端降水解析における観測データの信頼性を評価するために、その種の解析で広く用いられるExtremes Indicesを使って7種類の降水データを比較した。Extremes Indicesは極端降水解析の標準化のためにStardex (<http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/>) が提唱しているもので、その一部はIPCC第4次評価報告書でも降水極端現象の解析のために利用されている。Frich et al. (2002)やAlexander et al. (2006)は、観測データを使ってこれらのインデックスを

計算し、20世紀における極端現象の経年変動について調べている他、Kamiguchi et al. (2006)は全球20km格子MRI-AGCMによる温暖化実験の結果を使い、極端現象の将来変化について議論している。表1に用いたインデックス名と定義を掲げた。インデックスは各年について計算し期間平均した値を比べた。使用した観測データはAPHRO_MA_V1003（水平解像度0.25度）の他はXIE_EA(Xie et al., 2007; 水平解像度0.5度)、GPCC (Schneider et al., 2008; 水平解像度1.0度)、CPC_UNIGLB (Chen et al., 2008; 水平解像度0.5度)、GPCP-1DD(Huffman et al., 2001: 水平解像度1度)、TRMM3B42(Huffman et al., 2007; 水平解像度0.25度)、とGSMaP(Okamoto et al., 2005: 水平解像度0.25度)である。APHRO_MA、XIE_EA、CPC_UNIGLBは雨量計に基づいている一方、GPCP-1DDとTRMM3B42は衛星観測をベースに作成されている。

表1：解析に使った極端降水指標

インデックス名	単位	定義
ANNUAL_PR	mm/day	年降水量
WETDAY	day	年間降水日数
CDD	day	年最大無降水継続日数
R5D	mm	年最大5日降水量
R10	day	年間強雨日数（10mm/day以上）
SDII	mm/day	日降水強度（年降水量/降水日数）
PQ90	mm/day	90パーセンタイル日降水量
PF95		年降水量に対する95パーセンタイル以上の総降水量の割合

Extremes Indicesの空間分布を図10に示す。ここでは、オリジナルの水平解像度日降水量から各インデックスを計算している。ANNUAL_PRを見ると、APHRO_MA、XIE_EA、TRMM3B42はインド西ガーツ山脈やヒマラヤ山脈に沿うような細い地形性降水のパターンまで良く表れている。APHRO_MAとXIE_EAは、地形を考慮して統計的に作成された気候値を参照して作成されているため、雨量計の少ない途上国や山岳域での分布パターンが良いものと思われる。Yatagai et al. (2005)は、XIE_EAの参照気候値であるEAclimと20km格子全球気候モデルMRI-AGCMを用いて年平均降水量の比較を行い、ヒマラヤ山脈では両者とも山頂付近に南北にダブルバンドの降水ピークが見られることを指摘しているが、APHRO_MAにおいてもこのようなダブルピークの細かい構造が表現されていた。XIE_EAはインドシナ半島西岸のように他のデータに比べて値が著しく大きく、CPC_UNIGLBはミャンマーの値が小さすぎる。CDDは雨量計をベースにしているAPHRO_MA、XIE_EA、CPC_UNIGLBはいずれも似ているが、GPCP-1DDとTRMM3B42はAPHRO_MAらと比べて値が小さい。特に中国西部の乾燥地帯で違いが顕著である。どちらが正しいかこれだけでは判断が難しいが、MRI-AGCMは雨量計ベースの降水データに近かった（図省略）。R5Dでは空間分布パターンは5つのデータとも概ね似ているが、XIE_EAとTRMM3B42は他に比べて値が大きい。APHRO_MAとCPC_UNIGLBはミャンマーを除くとかなり良く合致している。TRMM3B42には海岸線に沿って値が大きい傾向が見られる。マイクロ波を使った降水量推定では、地表面の影響により一般に海上と

陸上で（さらに言えば地表面の植生についても）リトリーバルアルゴリズムが異なるため、その境界領域である海岸線付近の降水量推定は非常に難しい(Ferraro et al., 1998)。

次に各プロダクトの量的な比較をするために、極端降水指標の陸上での帯状平均を調べた(図11)。極端降水指標の値はグリッドの大きさに依存するため、ここでは全て日降水量を1度格子に変換した上で計算している。まず、観測データといえども、データによって大きな違いがあることが分かる。インデックスにもよるが、概ね北緯40度付近が最もデータセット間のばらつきが小さく、熱帯はばらつきが大きい。GSMaPは他のデータとの違いが大きく、熱帯のANNUAL_PRでは50%程度になっている。GSMaPと同様に衛星ベースであるGPCP-1DDも集団から離れた振る舞いをしており、WETDAYとPF95で顕著である。XIE_EAは、熱帯付近の降水量(ANNUAL_PR)と強雨インデックス(SDII、PQ90、PF95)が他に比べて大きい。私達の解析の結果、XIE_EAには異常に大きい不自然な降水量が数多く含まれていることが分かっており、これが原因だと思われる。APHRO_PRはCPC_UNIGLBと最も特性が似ているが、熱帯のWETDAYが大きめである。APHRO_PRとCPC_UNIGLBは両者とも雨量計ベースであるが、グリッド化手法がそれぞれ、Angular-Distance-Weighting法(ADW)と最適内挿法(OI)という違いがある。Kiktev et al. (2003)によると、ADW法では空間平滑化に伴って降水日数が多めになる傾向が指摘されている。

以上の結果より、衛星降水データのばらつきに比べて雨量計降水データの方がばらつきが小さいことが分かった。またAPHRO_PRは山岳や海岸線付近などの地形的な影響を反映した空間分布パターンを持っており、かつXIE_EAやCPC_UNIFIEDのような明らかな異常がなかった。他のデータに比べてWETDAYがやや大きい傾向はあるが、集団から大きく外れてはおらず概ね妥当と思われる値となっていた。

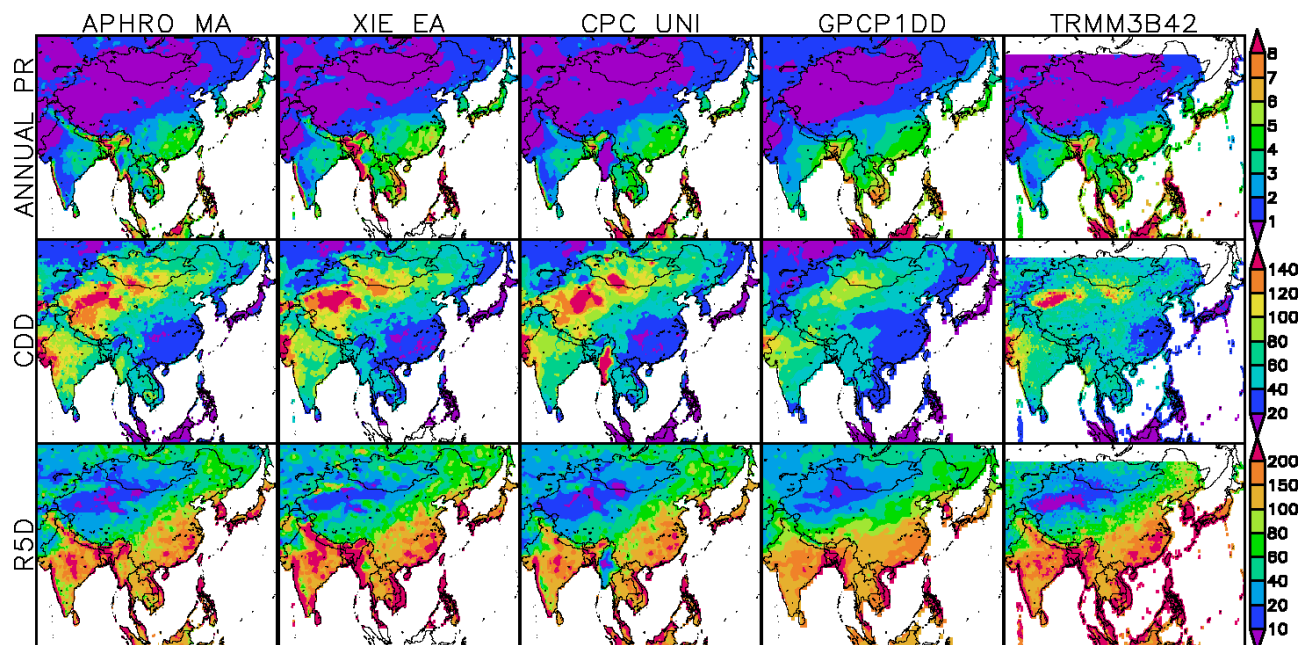


図10：日降水量で定義される極端降水指標の地理的分布図（1999-2003年の平均値）。指標は各データのオリジナルグリッドサイズで計算した。

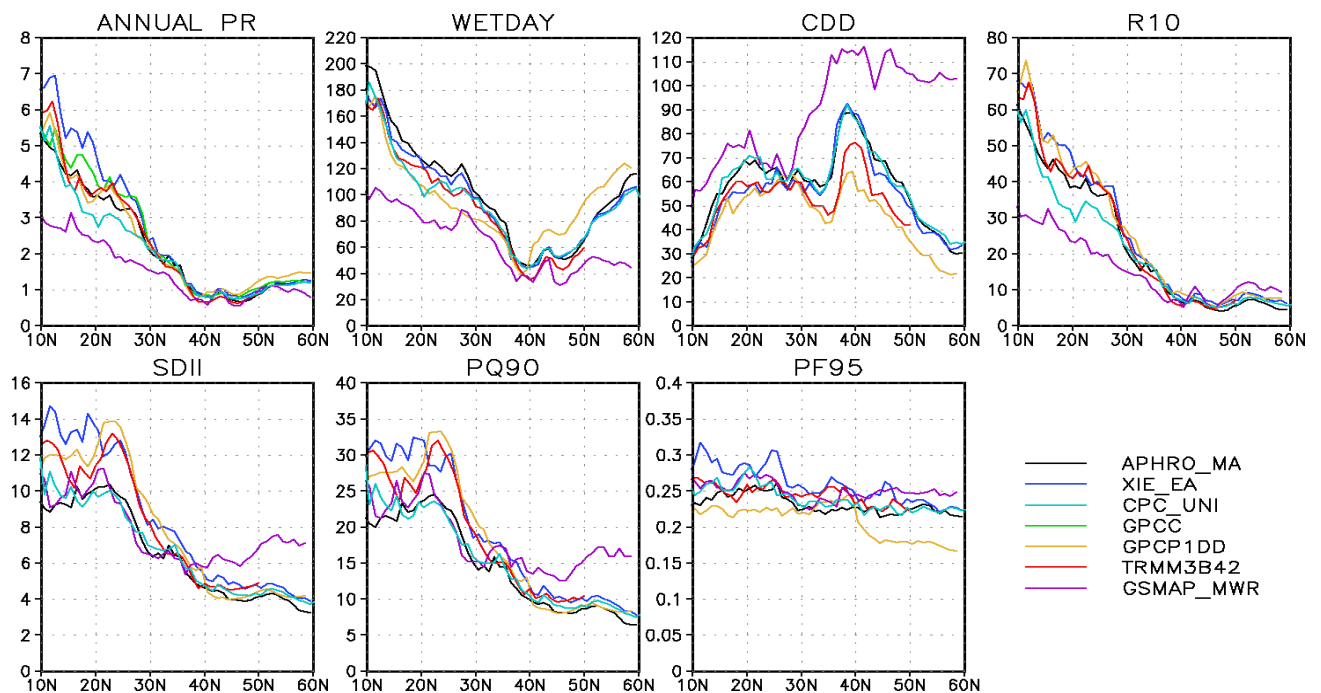


図 1 1 : 極端降水指標の帯状平均 (65E-145E)。指標は日降水量を 1 x 1 度格子に変換した後に計算した。暖色系の線は衛星ベース、黒及び寒色系の線は雨量計ベースの降水データ。

(2) 高解像度モデル検証のための、降水量グリッド化手法の改良

(1) で見たように、衛星観測降水データに比べて、雨量計をベースにした降水データの方が、プロダクト間のばらつきが小さく量的信頼性が高いと考えられる。APHRO_PRは雨量計観測値をベースに作成されているが、雨量計観測には2つの大きな問題（雨量計の空間分布、固体降水の捕捉率）があることが知られている。従って、APHRO_PRを高解像度モデルの検証に利用するには、これらの問題を軽減したグリッド化手法を開発する必要があった。雨量計の空間分布の問題への対処として、降水量の統計的特性や地形の影響を考慮したグリッド化スキームを開発した。また、グリッド化手法の開発にあたっては、グリッド推定誤差を客観的に評価する必要があるため、高解像度気候モデルのシミュレーション結果を擬似観測データとして利用するパーフェクトモデルアプローチ法を考案した。固体降水の捕捉率補正については、JRA再解析データを用いて地表面付近での雨雪判別と風速推定を行い補正するスキームを開発した。

1) グリッド化手法の改良とグリッド推定誤差の定量的評価

APHRO_PRでは当初からグリッド化手法に、Willmott (1985) の提唱したSpheremapを使ってきた。これは、雨量計までの距離に応じた重み付き平均法であるShepard内挿法 (Shepard, 1968) を改良したAngular-Distance-Weighting法の一つであり、雨量計の空間分布の偏りと地球の曲面を考慮した内挿法である。しかしながら、Shepardと同様に重み関数は基本的に水平距離で決まるため、グリッド化された降水パターンは空間的に平滑化されすぎたり、地形との対応が良くない場

合が多い。Chen et al. (2002)では、日降水量の内挿手法を比較し、単純Shepard法より最適内挿法 (OI; Gandin, 1965)の方が推定精度が良いと述べている。しかしながらOIはチューニングが精度を決める鍵であり、それを合理的に行う手法が知られていない。一方でADWでは地形や大気場の影響を「重み関数」という形で入れ込みやすい。そこでADWを踏襲しながら重み関数に2つの効果(地形、および降水の空間相関距離)を取り入れる手法を採用した。地形効果については、サブテーマ1はXie et al. (2007)と同様に参照気候値を使って間接的に地形効果を取り込むMountain Mapper (MM法; Schaake, 2004)を行ってきた。しかしながらMM法は、長期降水量のバイアス補正を目的としたもので、日々の降水の量的改善に大きな効果は期待できない。また日降水量では気候値との相関が低いため、地形を反映した降水パターンの改善にも効果が薄い。そこでサブテーマ2では、地形によって重み関数自体を変化させるスキームを開発した。例えば、内挿格子と雨量計との間に高い峰があるような場合に重み関数を小さくしたり、内挿格子の斜面方位と雨量計が正対している場合に重み関数を大きくしたりしている。

図12にヒマラヤ山脈周辺と、ボルネオ島北東部における地形効果スキームの効果を示す。ヒマラヤ周辺では、北方に広がる標高3000メートル超のヒマラヤ山脈及びチベット高原側では乾燥域が広がっているが、南側斜面では地形の効果によって降水量の集中帯が見られる。雨量計はこの南側斜面に数多く設置されているが、地形を考慮しない内挿を行った場合には、雨量計の少ないヒマラヤ高原側に偽の降水を作ってしまう。一方、地形を考慮した内挿手法では、それがうまく除去されていることが分かる。また、ボルネオ島で見ても、地形に対応したより現実的と思われる降水分布パターンが得られることが分かる。

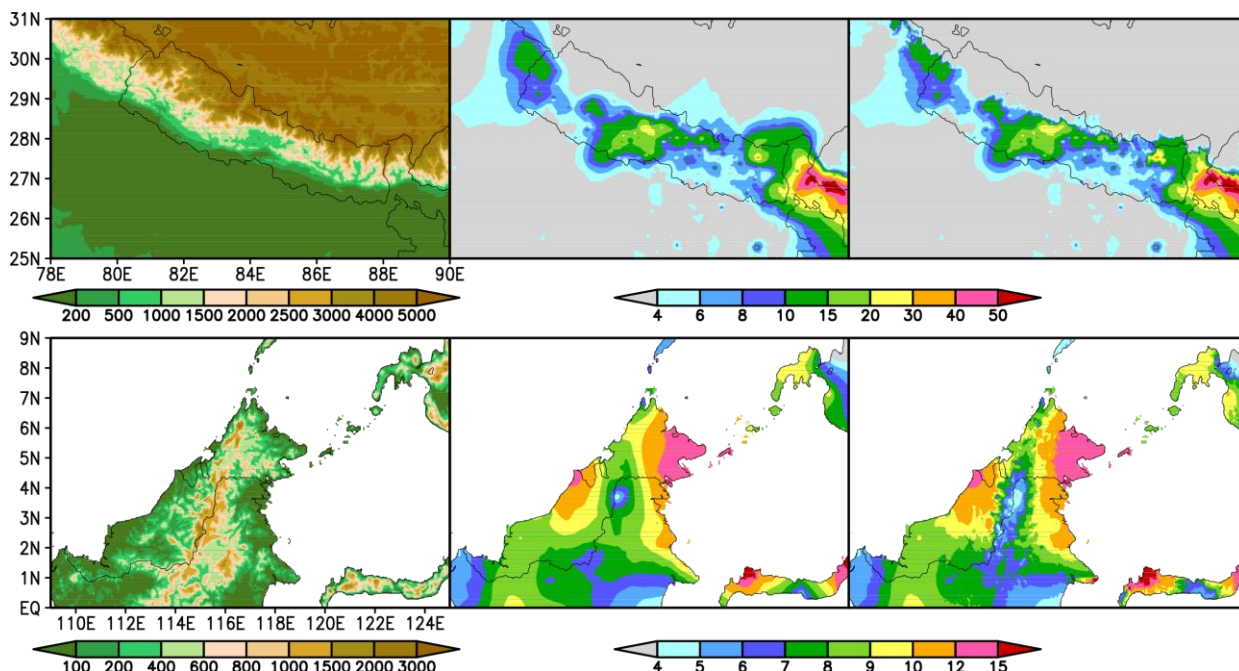


図12：旧手法(中)と地形を考慮した内挿手法(右)の比較。上段はヒマラヤ付近(1998年)、下段はボルネオ島付近(1998年6月)。図は期間総降水量で単位はmm/day。水平解像度は0.05度。

地形効果スキームは、地形が急峻で雨量計密度が高い場合に効果を示したが、雨量計密度が低い領域には全く効果が無かった。APHRO_PRでは途上国や乾燥域など、雨量計密度が著しく低い領域が存在する。そのような領域でのグリッド推定精度を上げるために、あらかじめ求めておいた統計的な降水量の空間相関距離を考慮した重み関数を導入した。ADWでは重み関数は水平距離に応じて単調に減少する。しかしながら、本来はグリッド化の対象である物理量の空間特性によって決めるべきである。そこで単純な距離ではなく空間相関距離でパラメタライズした距離で変化する重み関数を導入した。これまで全球的に降水量の空間相関を調べた研究は無いと思われる。そこで空間相関については、気象研究所で開発している全球 20km気候モデルの結果を使って調べた。図 1 3 は全球 20km気候モデルのシミュレーションで得られた日降水量から計算した空間相関距離で、相関が $1/e$ に減衰する距離を示している。冬季に比べて夏季の方が相関距離が短い。これは夏季の方が対流活動が活発であるため、降水の空間的非一様性が高いことを示していると考えられる。相関距離が短い場所では、より空間密度の高い雨量計データが必要であることが容易に想像される。APHRO_PRのグリッド化スキームでは、あらかじめ全球 20km気候モデルを使って計算した空間相関テーブルを各月ごとに持っており、重み関数の決定に利用している。

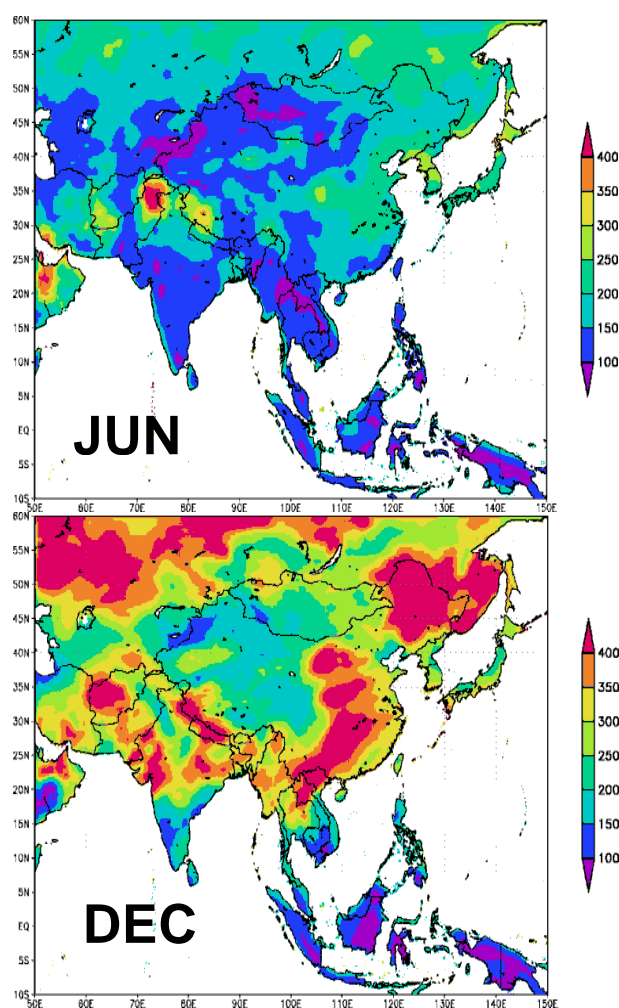


図 1 3 : 全球 20km気候モデルの結果を使って作成した、日降水量の空間相関距離。相関が $1/e$ に落ちる距離を表している。

雨量計観測のもう一つの問題点として、雪のような固体降水の場合、風の影響で降水が雨量計に捕捉されにくくなるため、実際よりも観測値が過小になってしまうことが挙げられる (Nakai and Yokoyama, 2009)。しかも雨量計の種類によっては、風速 6メートルで実際の 8割程度に減少するため、その影響は非常に大きい。従って、高標高域や中高緯度冬季の降水量を定量的に正しく把握するためには、捕捉率の補正は必要不可欠である。最新の GPCP 月降水データは捕捉率補正がなされているが、多くの雨量計ベースの降水データは捕捉率補正をしていない。サブ 1 では捕捉率補正のインパクトを見るために、ロシア領域についてあらかじめ捕捉率補正が施された雨量計データ (Groisman et al., 2001) を使ってグリッドデータを作成したが (Takashima et al., 2008)、使えるデータが制限されるため汎用性に乏しい。そこでサブ 2 では、JRA25 大気再解析データ (Onogi et al., 2007) を用いて、雨量計高度において雨雪判別と風速を推定し、捕捉率を補正するスキームを開発した。尚、捕捉率補正式は WMO レポート (Goodison et al., 1998) を参照した。

図 1 4 に RU 領域の 1 月の降水量を示す。北緯 50 度以北では捕捉率補正の効果が大きく、3 割以上降水が増えている他、日本においても東北や北海道で 1 割から 3 割程度の差が見られる。これらの結果は先行研究である Adam et al. (2006) とほぼ整合的であった。

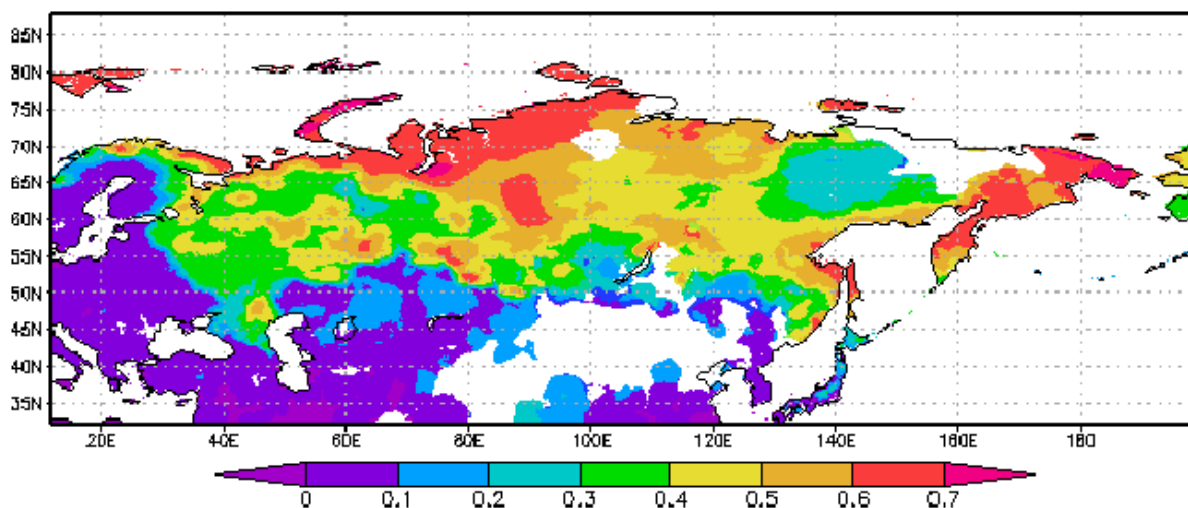


図 1 4 : 1991 年 1 月の降水量に対する補正率 (補正量/無補正時の降水量)。無補正時の降水量が 0.1mm/day 以下の場所は無色。

グリッド化手法の改良にあたっては、グリッド推定誤差を客観的に評価する手法が不可欠である。サブテーマ 1 ではクロスバリデーション法 (CV) を使った推定誤差評価を行った。しかしながら CV は入力データに異常値が混入している場合、グリッド推定誤差のみを評価できない。また、雨量計がない場所で評価ができないなどの問題がある。そこで、地形性降水の再現性に優れた気象研究所全球 20km 気候モデルを用いた「パーフェクトモデルアプローチ法 (PMA)」を考案した。これはモデルで再現された降水データから擬似雨量計データを作成し、それをグリッド化プログラムに与え、出力されたグリッド解析値と入力値 (元のモデル値) を比較する手法である。

20kmと高解像度で、モデルのグリッド値と地点値には当然違いがあるが、グリッド推定誤差の”つかみ”を量的に知る上では、理想化されたモデルのデータを使うのは良い方法であろう。図15にAPHRO_MA（モンスーンアジア領域）の作成に使われた雨量計の場所を示す。1972年に比べて1998年は雨量計の数が著しく多い。

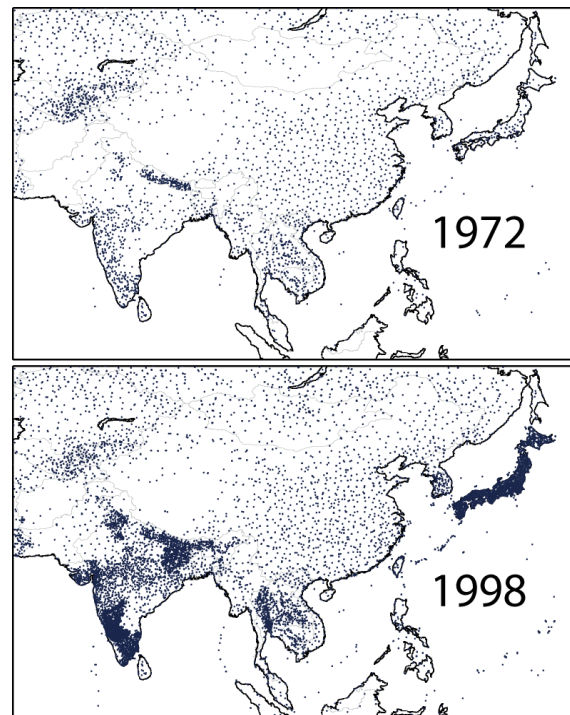


図15：APHRO_MAの作成に使われている雨量計の地点。1972年（上）と1998年（下）

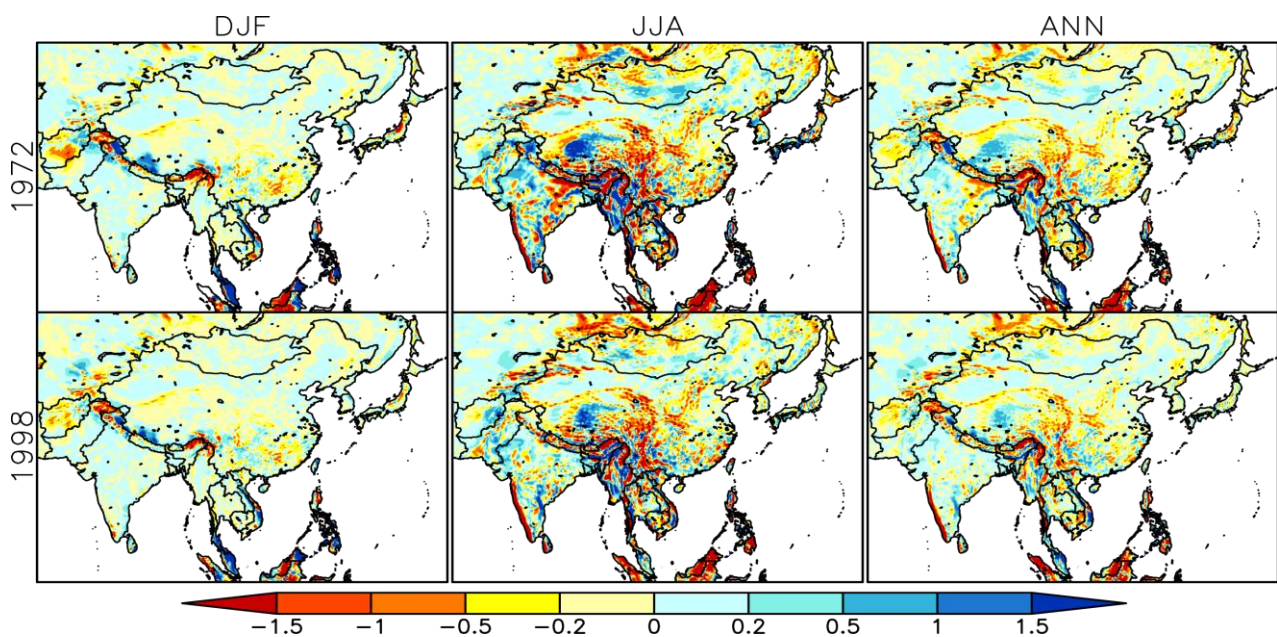


図16：PMAで見積もったグリッド推定誤差。平均降水量(mm/day)。右列は12-2月、中列は6-8月、左列が年間平均。

モデルの現在ラン 10 年分を使ってこれらの地点で擬似雨量計データを作成しPMAを行った結果の例(平均降水量の解析値－モデル値)を図 1 6 に示す。冬季(DJF)では多くの場所で±0.2mm/day程度の誤差となっているが、標高の変化が大きなヒマラヤ山脈では推定誤差が大きい。雨量計密度の低いマレー半島やフィリピン諸島でも誤差が大きくなっている。また日本の北陸地方では、1972 年の雨量計密度では降雪が過小であるが、1998 年の雨量計密度では大きく改善されている。夏季(JJA)では 1998 年の雨量計密度でもバングラデシュやラオスなどで推定誤差が大きいこと、また西ガーツの降水が過小であることなどが分かる。一方最大日降水量は、雨量計密度の高い 1998 年の日本とインドでは 5-10 パーセント程度の誤差に収まっているが、それ以外の場所では夏季の値を 20-30 パーセントも過小評価していることが分かる。

2) 日本版長期高解像度日降水プロダクトAPHRO_JPの作成

モンスーンアジア版APHRO_MAは日本を含んでいるが、格子間隔が最高で 0.25x0.25 度、期間は 1951-2007 年で、メソ気象モデルの検証や降水量の長期変動解析に使うには解像度も期間も十分ではない。そこで、1) で述べたグリッド化手法を用いて、日本版日降水プロダクトAPHRO_JPを別途作成した(Kamiguchi et al., 2010)。水平解像度は約 5km (0.05x0.05 度) で期間は 1900-2008 年になっており、領域は限られるがこれまで世界に例の無い高解像度かつ長期の日降水データである。APHRO_JPでは入力雨量計数の変化(図 1 7) がグリッド降水量のトレンドに与える影響を考慮して、全ての収集雨量計を使ったグリッドデータの他に、期間中一貫して存在する全国 60 地点の雨量計を使ったグリッドデータ(60STN)も作成した。APHRO_JPでは雨量計密度の低い場所での長期降水量のバイアス補正のために、気象庁メッシュ気候値を参照気候値としたマウンテンマッパー(MM)法(Schaake, 2004)を採用した。ここではその効果を確かめるために、APHRO_JPからMM法をはずした比較データ(NO-MM)も用意した。

図 1 7 に、APHRO_JP、60STN、NO-MM、及びレーダーアメダス(RA)で計算した日本の陸上における年降水量と年最大日降水量を示す。APHRO_JPの入力雨量計数は 1977 年を境に大きく変化しているが、年降水量は期間中 60STNとほぼ同じ値となっている。一方、NO-MMでは 1977 年以前は APHRO_JP、60STNに比べて値が小さくなっている。これは、降水量の多い山岳域の雨量計が不足している 1977 年以前は、MM法無しでは降水量を過小推定すること、MM法はそうした過小推定をうまく補正することを表している。また、RAでは 2001 年を境に量的なギャップが見られ、経年変動の解析には使えないことも分かった。年最大降水量を見ると、1977 年以降は入力雨量計数の違いのために、60STNはAPHRO_JPに比べて著しく小さい。年最大日降水量は、年降水量に比べて観測の空間サンプリング密度の影響が大きく、MM法では十分な補正ができないことを意味している。最後に年最大日降水量と年降水量の比のトレンドを調べたところ、APHRO_JPの方が 60STN に比べて大きかった。このことは、APHRO_JPを使って年最大日降水量のような極値統計量の時間変動解析を行うと、雨量計の増加に伴う見かけのトレンドが発生する可能性を示唆している。APHRO_JPでは、入力雨量計数の少ない 20 世紀初頭においても良好な品質を持っていることが分かっており、150mm/day程度以下の降水頻度についてはアメダス展開以降の 1977 年以降の APHRO_JP とほとんど違いが見られなかった。

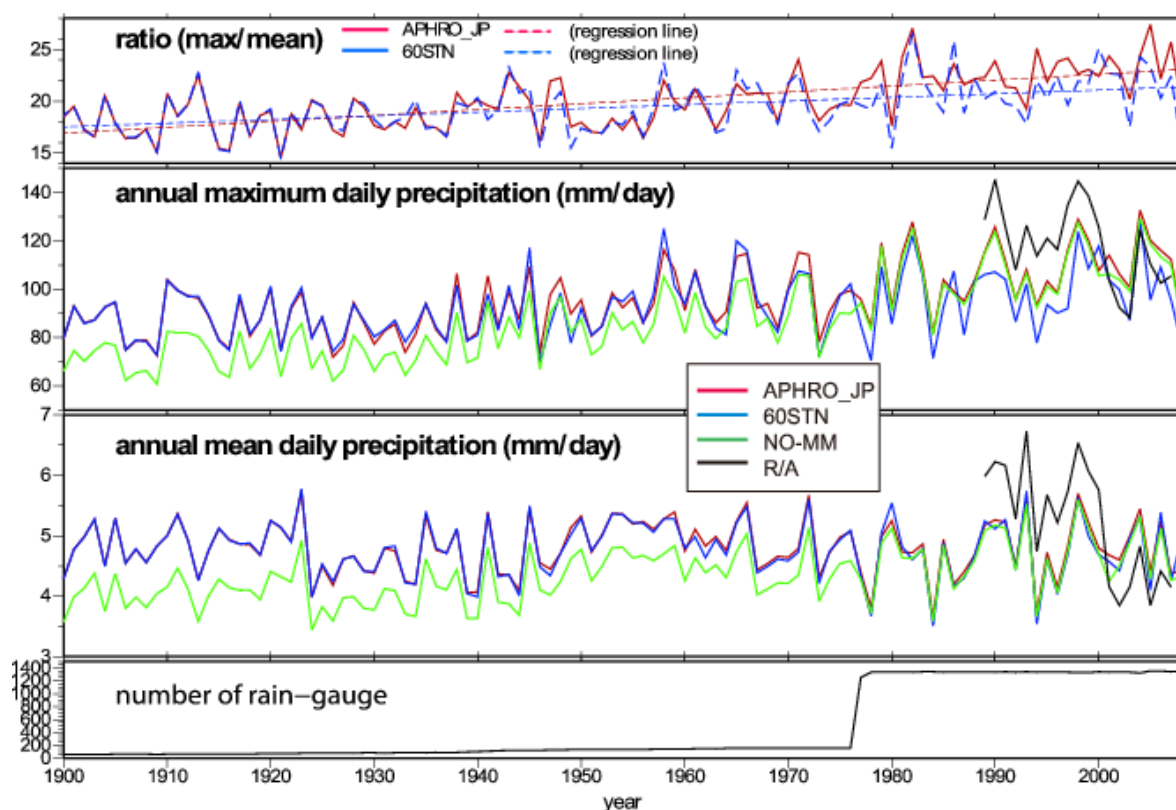


図 1 7 : 日本の陸上での年降水量と年最大日降水量の経年変化と APHRO_JP で使用した雨量計数の変遷。

(3) 降水量の時空間変動解析と気候モデルの検証

本課題で作成された長期高解像日降水データ APHRO_PR を使って、サブテーマ 2 の主目的である降水量の経年変動解析や温暖化影響評価に使われている高解像全球気候モデルの検証などを行った。APHRO_PR は領域はアジアに限定されるが、これほど長期間（1951 年以降）の日降水グリッドデータはなかったため、これまで不可能だった研究が可能になった。

1) APHRO_PR を用いた 20 世紀における降水量の経年変動解析

これまで多くの研究では、降水量の経年変動解析には地点データが使われてきた。例えば Fujibe et al. (2006) は、気象庁が 100 年以上観測している雨量計のみを用いて、強雨や降水日数のトレンドを調べている。しかしながら、地点データでは地域的な変化特性を調べたり、グリッドデータである気候モデルと結果を比較をすることが難しい。そこで APHRO_JP を使って、1900 年以降の日本の極端降水のトレンドを解析した。

図 1 8 に降水量に関する統計指標のトレンド (%/100yr) を示す。年降水量では九州と北海道の一部を除いて減少トレンドがあり、特に東海、近畿の太平洋側で顕著である。ただし、統計的に有意な場所は本州東側など一部に限られる。降水日数 (R1) と 10mm 以上の日数 (R10) は全国的に有意に減少している。また、100mm 以上の日数 (R100) や 99 パーセンタイル降水量 (PQ99) は九州や東北で増加していること、有意な減少を示している場所がほとんどないことが分かる。年

最大無降水継続日数（CDD）は太平洋側で有意に減少している。図 1 9 に 11 年移動平均を施した極値統計量の経年変動（全国平均）を示す。年降水量にはここ 100 年間でなだらかな減少トレンドがあるものの、1930-1960 年頃には顕著な増加トレンドが見られ、期間を通して一貫してはいない。降水日数は年降水量と似た変化傾向を示すものの、より顕著に減少している。一方、年最大無降水継続日数と 99 パーセンタイル降水量には、全国平均値では期間中ほぼ一貫したトレンドが見られ、それぞれ 100 年間で約 7% と 10% 増加していることが分かった。

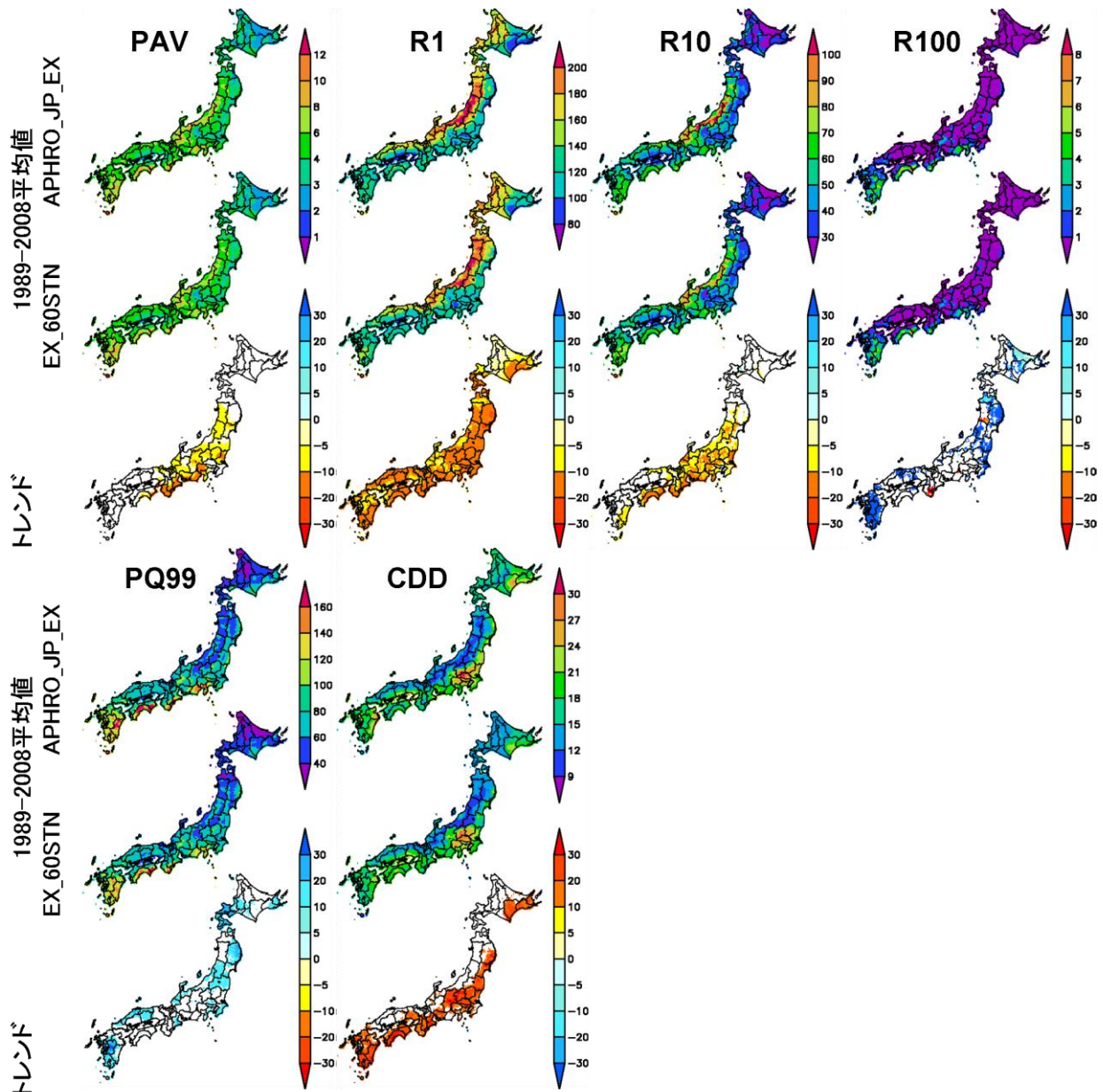


図 1 8 : 極端降水インデックスの 30 年平均値（上段：APHRO_JP、中段：60STN）、およびトレンド（下段：単位 %/100y）。トレンドは有意水準 95%で有意の場所のみ色付けした。

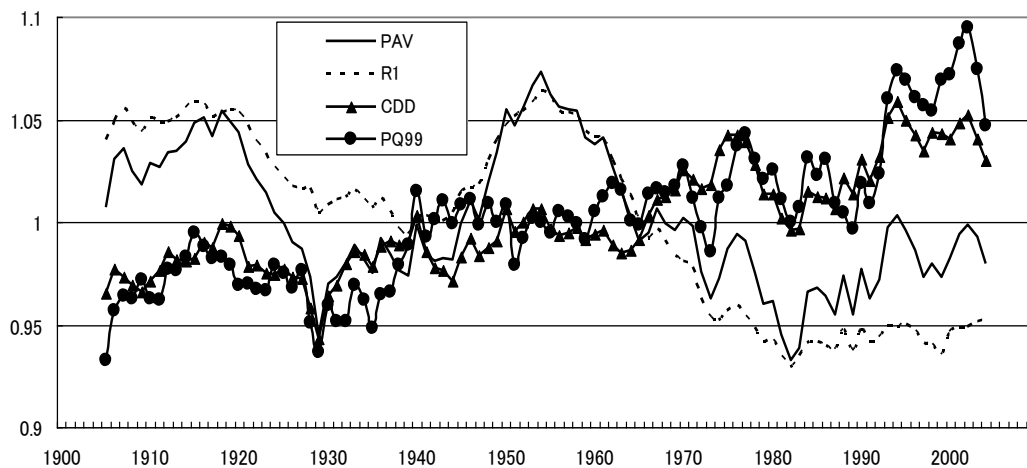


図 19：極値統計量（平年値からの比）の経年変動。11 年移動平均で示している。

2) APHRO_PRを用いた全球 20kmモデルの検証

中近東は水資源変動に対して脆弱な地域の一つであり、地球温暖化に伴う降水の将来変化予測が高い精度で求められている。しかしながら、この地域は公開されている雨量計データが少ないため、これまで気候モデルの検証が難しかった。APHRO_PR のプレバージョンである東地中海域の高解像度グリッド降水量データセット (Yatagai, 2006) は、これまでのデータセットに比べてイランとトルコで多数の雨量計データを使って作成することができた。そこで、これを用いて気象研究所全球 20km 格子大気大循環モデルの長期積分で得られた年降水量の検証を行った

(Kitoh et al., 2008)。図 20 に示すように、モデルは地中海及び黒海沿岸やコーカサス山脈での地形成降水をよく再現している。また、イスラエルとトルコのアダナ域からザクロス山脈に沿う地域にかけての半月形の降水域もよく表現されていることが分かった。

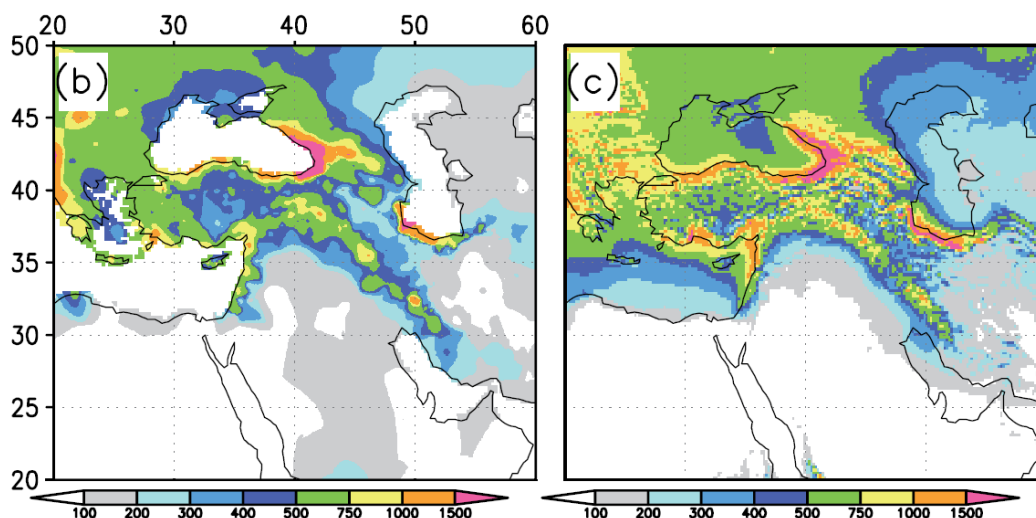
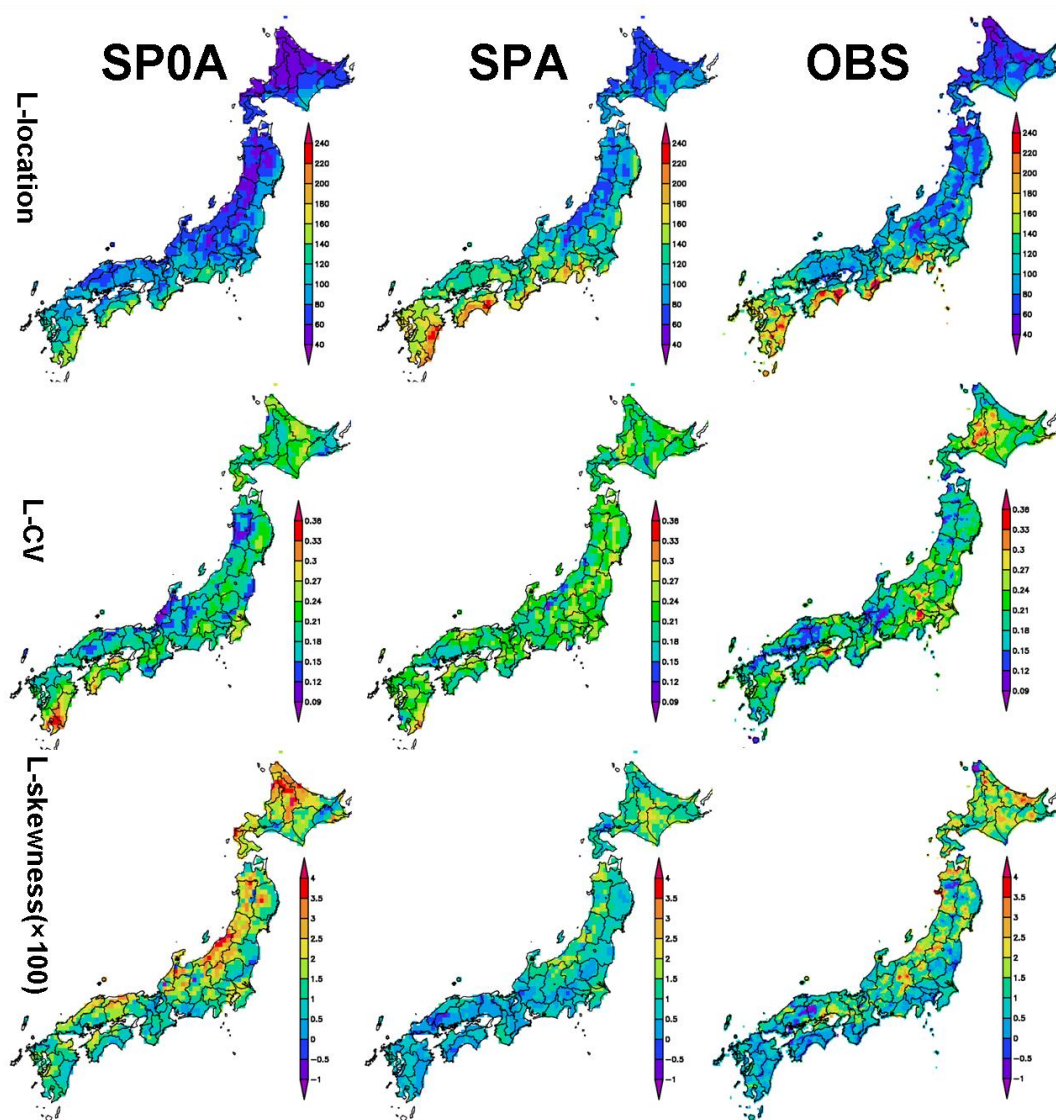


図 20：中近東での年降水量の比較 (mm)。左は Yatagai et al. (2006) による観測値で右は全球 20km 格子大気大循環モデル。

気象研究所では高解像度気候モデルの特性を生かし、温暖化が進行した場合の日本の豪雨リスクマップ作成に取り組んでいる。これまで高解像度で豪雨を検証できる観測データが無かったが、APHRO_JPの登場によってそれが可能になった。ここでは、治水や都市計画の際に最も重要とされる年最大日降水量についてAPHRO_JPを使ってモデルを検証した結果を述べる。年最大日降水量の母集団の統計的特性を見るために、L-moments(Hosking, 1990)を用いた。図21は新旧の全球20km気候モデル(SPOA, SPA)及び観測(APHRO_JP)のL-moments比である。豪雨リスクマップの作成では、サンプルを極値分布関数にあてはめ年最大日降水量のリターンバリューを推定するが、各モーメントが似ていれば極値分布関数も似ることになる。旧モデル(SPOA)ではL-location(標本平均)が観測に比べて小さかったが、新モデル(SPA)では著しく改善されている。特に太平洋側の値の大きい場所など、地形に対応したパターンは驚くほど観測と一致している。また、L-CV(標本変動)とL-skewness(歪度)は長期間のリターンバリュー推定値に大きく影響するが、こちらの値も観測にかなり近づいた。以上の結果より、気象研究所全球20km気候モデル(新)は、



年最大日降水量の統計的特性を非常に良く再現できていることが確認された。

図 2 1 : 旧モデル (SPOA) と新モデル (SPA) 、観測 (APHRO_JP; OBS) のL-moments比の比較。

3) 気候モデルで再現されたアジアモンスーン域における夏季降水量と標高の関係

気候モデルにおいて再現されたアジアモンスーン域における夏季降水量と標高の関係を検証した。検証に使用した観測グリッド降水量データセットは、(1)の1)において使用した6雨量計ベースデータセット (APHRO-MA0902 (Yatagai et al., 2009) 、 CPC-UNIGLB (Chen et al., 2008)、CRU-TS2.1 (Mitchell and Jones, 2005)、GPCCv4full (Schneider et al., 2008)、UDEL (Matsuura and Willmott, 2009)、PREC/L (Chen et al., 2002))である。グリッド降水量データセット間相互比較解析から雨量計ベースグリッド降水量データセット間には相互に較差があることがわかっているため、本研究ではこれらのデータセットから雨量計ベースグリッド降水量データセットのアンサンブル平均値とその標準偏差を求めた。観測値の取り得る幅を定義することで、従来の単一の観測ベース降水量データセットとの比較とは異なり、気候モデルの降水量と観測値との差の統計的有意性が検証できるようになった。解析に使用したグリッド降水量データセットの期間は1979-2003である (CRU-TS2.1のみ1979-2002)。使用した気候モデルは気象庁・気象研究所統一全球20km格子大気大循環モデルMRI-AGCM3.1 (Mizuta et al., 2006、以下20kmAGCM)である。水平分解能はTL959、水平格子数は1920x960であり、格子間隔は約20kmである。このモデルに1979年から2003年までの25年間観測ベースの月平均海面水温 (HadISST1; Rayner et al., 2003)を与えて積分し、得られた日降水量データを利用した。モデルにおける山岳降水の水平解像度依存性を評価するために、20kmAGCMと同じモデルの低解像度版 (TL319、TL159、TL95、順に水平格子間隔約60km、120km、180km、以下60kmAGCM、120kmAGCM、180kmAGCM)を20kmAGCMと同じ境界条件で行った積分の結果を使用した。モデルにおける標高分布、海陸分布データはそれぞれの水平解像度のものを使用した。解析領域は、65E-130E、5N-35Nである。

図 2 2 は、解析領域 (65E-130E、5N-35N)における北半球夏季3ヶ月 (JJA)平均陸域降水量領域平均値である。観測降水量については、使用した6雨量計ベースデータセットを用いて求めたアンサンブル平均値 (観測値アンサンブル平均)からの各データセットの差の標準偏差をエラーバーとして示してある。気候モデルの陸域降水量は観測値に比べてやや少ないものの、モデルと観測値アンサンブル平均の差は観測データセット間の差の標準偏差以下であり、概ねモデルの降水量は観測値と同程度と見ることが出来る。観測値との差はモデルの水平解像度の向上と共に縮小する傾向にあり、気候モデルの高解像度化することの利点が見られる。図 2 3 にJJA平均陸域降水量東西平均値を示す。観測値アンサンブル平均は10N-23Nで最も多い。観測データセット間の差は、緯度方向に一定ではなく10N-25Nにおいて大きい。モデルの降水量は、25N以南で水平解像度に関係なく南北方向の変化が観測値に比べて小さい。25N以北は水平解像度によらずほぼ観測値と一致するが、10N-25Nでは過小評価傾向にあり、その差は水平解像度の低下とともに拡大する。一方、10N以南ではモデルの水平解像度が向上するほど観測値との差が拡大する傾向にある。これらは、気候モデルの降水量の南北方向の変化が観測に比べて小さいためであり、モデルのさらなる改善が望まれる。図 2 4 に夏季アジアモンスーン域におけるJJA平均降水量の標高依存性を示す。観測値アンサンブル平均とその標準偏差に対し、20kmAGCMは全ての標高帯でほぼ観測値と一致する。モデルの水平解像度の低下とともに、標高1500m以下では過小評価傾向が大きくなり、また標高2500m以上では過大評価傾向が大きくなっている。図 2 5 にJJA積算降水量の標高依存性を示す。この図は、観測、モデルそれぞれの解析領域 (65E-130E、5N-35N)の領域平均値に

対する各標高帯における積算降水量の割合を示している。観測、モデルとも積算降水量の6割は標高500m以下にあるが、より高標高帯における降水が占める割合は、モデルの水平解像度が低下すると共に増大する傾向が見られる。水平解像度の低いモデルほど高標高帯における積算降水量が増加する傾向が見られるのは、平均降水量(図2.4)及びモデルで使用されている海陸分布及び標高データにおける陸域面積の標高依存性の違い(図略)に起因すると考えられる。モデルの水平解像度の向上と共にモデルで表現できる地形の空間分布も向上するため、地形に関して起こる降水をより現実的に表現できるようになることが、モデルの水平解像度を高くすると共に降水量の標高分布が観測値に近づいていった理由の一つと考えられる。しかしながら、図2.3に示したように、使用したモデルの降水量分布には依然としてバイアスが見られるのでさらなる改善が望まれる。

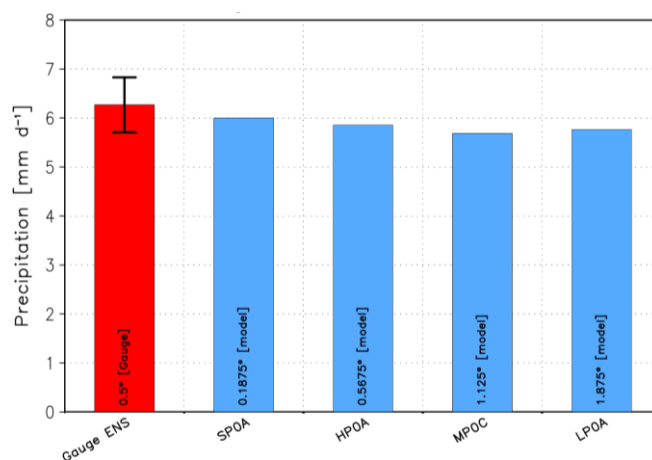


図2.2：解析領域(65E-130E、5N-35N)における北半球夏季3ヶ月(JJA)平均陸域降水量領域平均値。単位は[mm/day]。左から観測値として6雨量計ベースグリッド降水量データセットのアンサンブル平均値(Gauge ENS)、20kmAGCM(SPOA)、60kmAGCM(HPOA)、120kmAGCM(MPOC)、180kmAGCM(LPOA)である。観測値については、各データセットのアンサンブル平均値からの差の標準偏差の大きさをエラーバーで示してある。

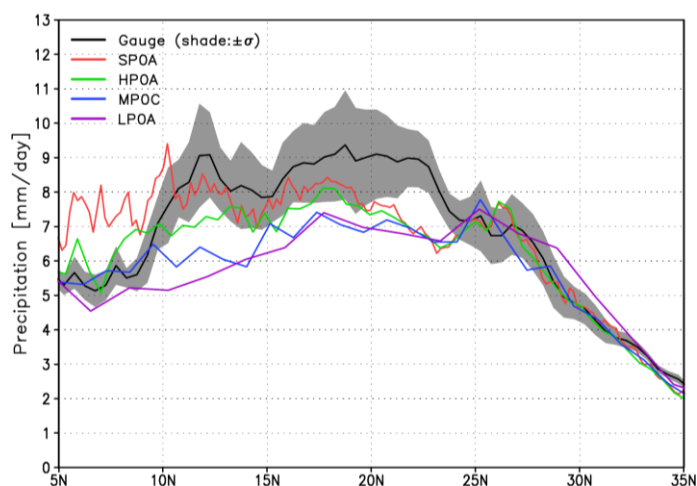


図2.3：解析領域(65E-130E、5N-35N)における北半球夏季3ヶ月(JJA)平均陸域降水量東西平均値。単位は[mm d⁻¹]。黒実線は観測値アンサンブル平均を、陰影は観測データセット間の差の標準偏差を表す。SPOA、HPOA、MPOC、LPOAはそれぞれ20kmAGCM、60kmAGCM、120kmAGCM、

180kmAGCMである。

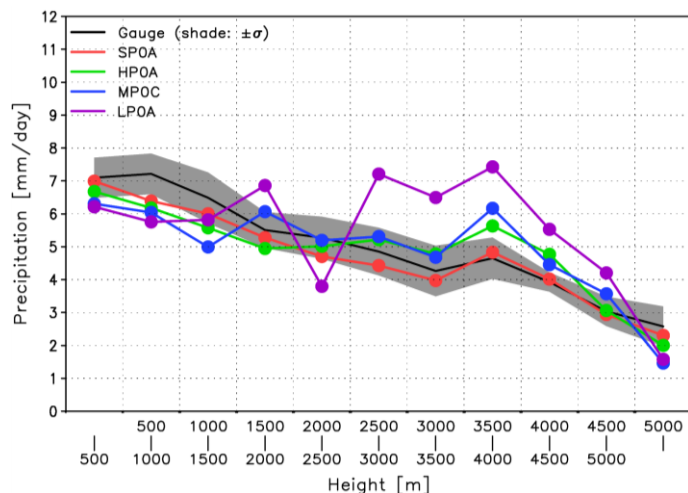


図 2 4 : 解析領域 (65E-130E、5N-35N) における北半球夏季 3 ヶ月 (JJA) 平均降水量の標高依存性。単位は [mm/day]。標高帯の幅は 500m。左端は標高 500m 以下、右端は標高 5000m 以上。シンボルなし黒実線は観測値アンサンブル平均 (Gauge) を、陰影は観測データセット間の差の標準偏差を表す。SPOA、HPOA、MPOC、LPOA はそれぞれ 20kmAGCM、60kmAGCM、120kmAGCM、180kmAGCM である。

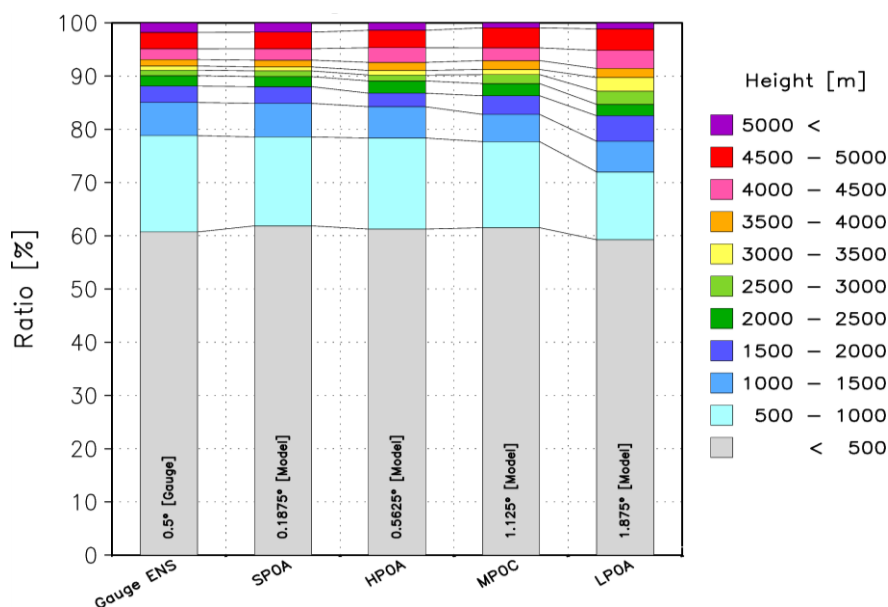


図 2 5 : 解析領域 (65E-130E、5N-35N) における北半球夏季 3 ヶ月 (JJA) 積算降水量の標高依存性。解析領域の陸域降水量積算値に対する各標高帯における積算降水量の割合 (単位は [%]) を示す。左から観測値アンサンブル平均 (Gauge ENS)、20kmAGCM (SPOA)、60kmAGCM (HPOA)、120kmAGCM (MPOC)、180kmAGCM (LPOA) である。

4) 高解像度大気モデル実験におけるアジアモンスーン域の夏季降水量と標高の関係の将来変化

水は人々の生存にとって不可欠なものであるだけでなく、農業や工業といった産業活動の上でも欠かせない。人類の活動にとって不可欠な水資源の供給源の多くは、地下水ないしは河川水、湖沼水である。地下水、河川水、湖沼水の涵養源は、山岳域における降水である。山岳域における降水は、地域、季節によって降雨あるいは降雪の形をとる。過去 100 年の全球平均地上気温は上昇傾向であり、最近 50 年は特にその傾向が大きい。地上気温だけでなく対流圏気温も上昇している (IPCC, 2007)。気温の上昇は、地域、季節によって降水形態の変化をもたらす。IPCC AR4 WG-I Chapter 4 (IPCC, 2007) によると、北半球高緯度地域における積雪域は、いずれの季節においても減少傾向であることが示されている。特に春から夏にかけて減少トレンドが大きい。また、山岳域で積雪期間の減少が確認されている地域がある。また、積雪期間の減少にもかかわらず積雪量は増加している地域もある。これは、降水量は増加していても降水形態が降雪から降雨に変化していることを示唆する。積雪期間の減少は、河川流出量にも影響する。融雪期が早まることにより、融雪による河川流量の極大出現期が早まることは、利水において適切な時期必要な水資源を十分に確保できなくなる可能性があることを示唆する。以上から、将来の気候変化による山岳域における降水量の変化を調べることは、将来起こりうる水資源変動に対する見通しと対策を模索する上でも有益な情報になると考える。使用した気候モデルは気象庁・気象研究所統一全球 20km 格子大気大循環モデル MRI-AGCM3.1 (Mizuta et al., 2006) の 60km 格子版である。水平解像度は TL319、水平格子数は 640x320 である。このモデルに、現在および将来として 21 世紀末の海面水温 (SST) と海氷密接度 (SIC) 及び海氷厚 (SIT) を与えてそれぞれ積分した。積分期間は 25 年 (現在: 1979-2003、将来: 2075-2099) である。現在気候実験の SST/SIC は、観測に基づく SST 及び SIC (HadISST1、Rayner et al., 2003) を使用した。SIT は実測に基づく気候値を用いた。将来気候実験の SST/SIC/SIT は、CMIP3 マルチモデルデータから気候感度の大小異なる 3 つの気候モデルによる SST/SIC/SIT 及びマルチモデル平均 SST/SIC/SIT を使用した (表 2)。ただし、CMIP3 モデルデータの SST/SIC/SIT をそのまま使用するのではなく、Mizuta et al. (2008) に従い観測 SST (HadISST1) から抽出した年々変動成分と、現在と 21 世紀末の間の SST 昇温量および使用する 21 世紀末 25 年間のトレンドから、本実験で使用する将来気候における SST データを作成した。SIC 及び SIT は SST と同様の方法で作成した。将来気候実験における温室効果ガス排出シナリオは、SRES A1B シナリオを用いた。また、統計的有意性を調べるために、現在、将来の各実験について 3 メンバーアンサンブル実験を行った (表 3)。解析領域は、65E-130E、5N-35N (図 2 6) である。

解析領域 (65E-130E、5N-35N) における JJA 平均降水量の空間分布について、観測、現在気候実験、将来気候実験と現在気候実験との差を図 2 7 に示す。観測値は、6 雨量計ベースグリッド降水量データセット (APHR0-MA0902、CPC-UNIGLB、CRU-TS2.1、UDEL、GPCCv4fu11) のアンサンブル平均である。観測値間の較差を考慮すると、現在気候実験は現実の降水量空間分布をよく再現している。将来気候実験における SST は、昇温の大きさだけでなくその空間分布も異なる。そのため、将来気候実験における大気の応答には地域的な違いが見られる。しかし、異なる下部境界条件を与えた実験間で共通の変化がみられる地域がある。将来気候実験における降水量は、標高 4000m より高い高標高域では統計的に有意な増加を示している。一方で、標高 1500m から 4000m の中標高域では統計的に有意ではないものの降水量の減少がみられる。

表 2: 実験名及び実験設定。有効気候感度は IPCC (2007) より引用。

実験名	SST	期間	有効気候感度	メンバー数
HPOA	HadISST1	1979-2003	—	3
HFOA	CMIP3 MME Mean (*)	2075-2099	2.98℃	3
HFOA_csiro	CSIRO_Mk3.0 (*)		2.21℃	3
HFOA_mri	MRI-CGCM2.3.2 (*)		2.97℃	3
HFOA_miroch	MIROC3.2 (hires) (*)		5.87℃	3

(*) CMIP3 マルチモデルデータセットそのものではなく Mizuta et al. (2008) に従い作成

表 3：解析領域 (65E-130E、5N-35N) におけるMRI-AGCM3.1 60km格子版で使用している標高分布の標高依存性。各標高帯における陸域面積の総陸域面積に占める割合で示す[%]。

Altitude [m]	Area Ratio (%)
≤ 500	54.04
500 - 1000	16.32
1000 - 1500	6.20
1500 - 2000	3.04
2000 - 2500	2.70
2500 - 3000	1.26
3000 - 3500	1.06
3500 - 4000	1.58
4000 - 4500	3.41
4500 - 5000	6.29
5000m <	4.10

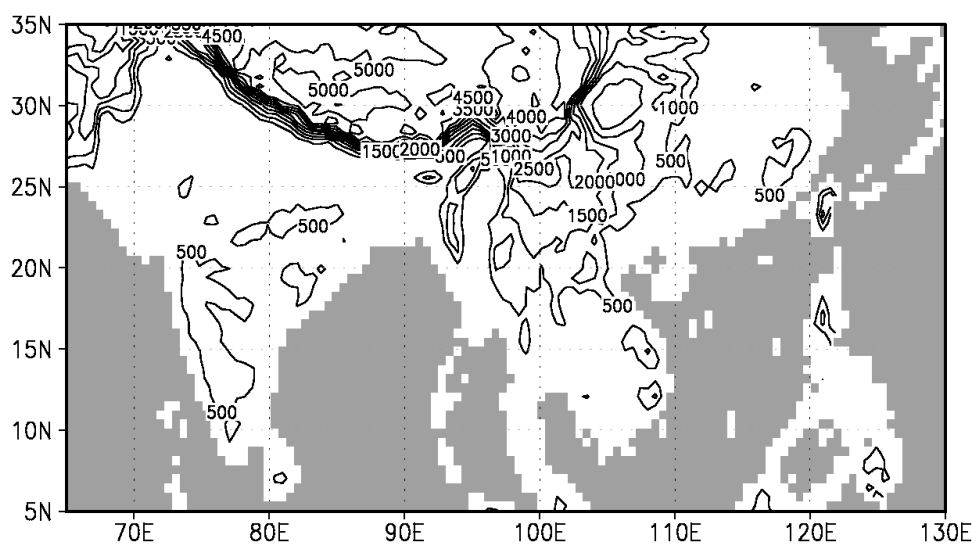


図 2 6：解析領域 (65E-130E、5N-35N) におけるMRI-AGCM3.1 60km格子版で使用されている標高分布。単位は[m]。等値線間隔は 500m。灰色領域はモデルにおける海洋グリッドを示す。

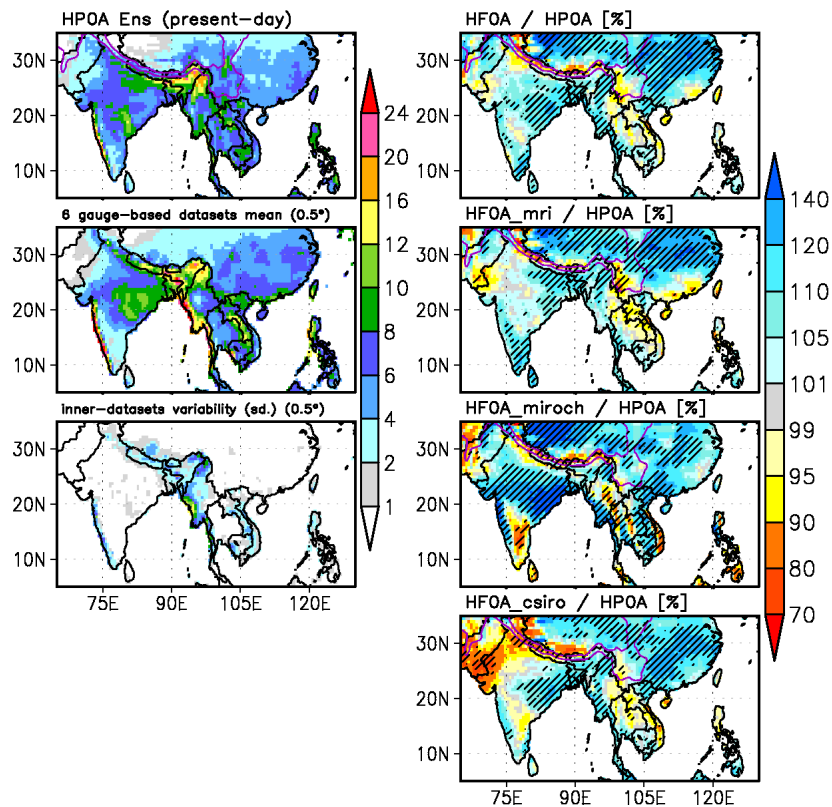


図 2 7 : 解析領域 (65E-130E、5N-35N) における北半球夏期 3 ヶ月 (JJA) 平均陸域降水量の空間分布。上段左は現在気候実験、中段左および下段左は観測値の平均 (雨量計ベースデータセットのアンサンブル平均) と標準誤差 (雨量計ベースデータセット間較差の標準偏差)。単位は [mm/day]。右は将来実験の現在気候実験に対する変化率。単位は [%]。将来変化が 99% 有意水準で統計的に有意な領域を斜線で示す。上段左および右における紫色実線はモデルにおける標高 1500m および 4000m の等標高線。

図 2 8 に観測、現在気候実験、将来気候実験の JJA 平均降水量標高依存性を示す。観測の降水量標高依存性に対し、現在気候実験は観測をよく再現しているが、標高 2000m 以下で過小評価傾向を標高 3500~4500m で過大評価傾向を示す。将来気候実験における降水量標高依存性は現在気候実験と類似している。将来気候実験における JJA 平均降水量は、全標高帯で現在気候実験よりも降水量が増加しているが、増加量は一様ではない。

図 2 9 に JJA 平均降水量の標高依存性の将来変化を、各標高帯の現在気候における平均降水量に対する比率で表したものを示す。全ての将来気候実験について、現在気候実験に対する平均降水量の増加率の大きさは標高によって異なっており、低標高帯 (標高 1500m 以下) と高標高帯 (標高 4000m 以上) における変化率に比べて、中標高帯 (標高 1500m~4000m) における変化率は小さい。また、気候感度の大きい気候モデルの SST を用いた実験ほど降水量の増加率は大きい (HFOA_miroch > HFOA > HFOA_mri > HFOA_csiro)。図 2 9 に示された将来変化はどのように解釈できるのか。将来気候実験において高標高帯における降水量の増加をもたらした水蒸気の起源を調べるために現在気候実験、将来気候実験における JJA 平均大気水収支の標高依存性を調べている。図 3 0 に現在および将来気候実験における JJA 平均降水量、地表面蒸発量、鉛直積算水蒸気フラ

ックス収束(WFC)の標高依存性を示す。各標高帯における降水量は、地表面蒸発量とWFCと近似的に釣り合っている。JJA平均降水量、地表面蒸発量、WFCの将来気候実験の現在気候実験に対する変化量を図3 1に示す。低標高帯(標高 1500m以下)では、降水量増加に対する地表面蒸発量とWFCの寄与は同程度である。中標高帯(標高 1500~4000m)では、地表面蒸発量は降水量を上回っており、WFCは負になっている。高標高帯(標高 4000m以上)では、降水量の増加は地表面蒸発量の増加により賄われており、WFCの寄与は小さい。

地表面蒸発量の増加は、地上気温の上昇だけでなく、地表面状態あるいは地表面被覆状態の変化と関係している。実験設定により、将来気候実験において大気は昇温する。将来気候実験において地上気温は全標高帯において上昇している(図3 2)。最も高い標高域(標高 5000m以上)におけるJJA平均気温は、最もSSTの昇温の低い実験(HF0A_csiro)においても現在気候実験の1.5℃から5℃に上昇している。このことから、将来気候実験における高標高域の降水は、降雨の割合が増加し降雪の割合が減少したこと、さらに積雪面積が減少していることを示唆する。図3 3に、現在及び将来気候実験におけるJJA平均積雪被覆率の標高依存性を示す。現在気候実験において標高 2500m以上に存在した積雪面が、将来気候実験では現在気候実験で積雪面の存在した全標高域で減少している。その減少の程度は、昇温の大きいSSTを与えられた実験ほど大きい(HF0A_miroch>HF0A>HF0A_mri>HF0A_csiro)。積雪面の減少により無雪面が増加し、地表面アルベドが減少する。地表面アルベドの減少は、地表面が吸収する日射量を増加させ地表面を暖める。暖まった地表面は直上の大気を加熱する。将来気候実験において、高標高域における降水量の増加は、地表面気温(=地表面温度)の上昇に加えて、温暖化した大気に対する応答としての氷・アルベドフィードバックによる地表面蒸発量の増加で説明できることが示された。

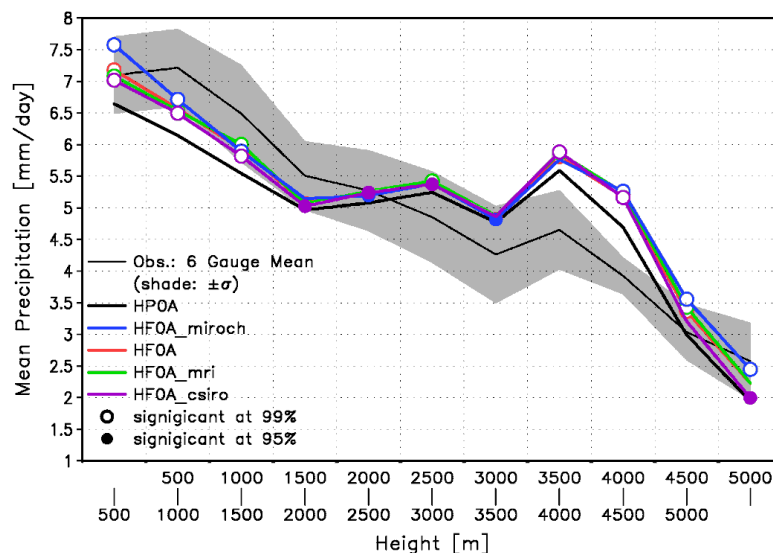


図2 8：解析領域(65E-130E、5N-35N)における北半球夏期3ヶ月(JJA)平均陸域降水量の標高依存性。単位は[mm/day]。黒細線は観測値(雨量計ベースデータセットアンサンブル平均)。陰影は観測値の標準誤差(雨量計ベースデータセット間較差の標準偏差)。太黒線は現在気候実験(HF0A)、色実線は将来気候実験(青:HF0A_miroch、赤:HF0A、緑:HF0A_mri、紫:HF0A_csiro)。○、●は将来気候実験の現在気候実験に対する変化がそれぞれ有意水準99%、95%で統計的に有意であることを示す。

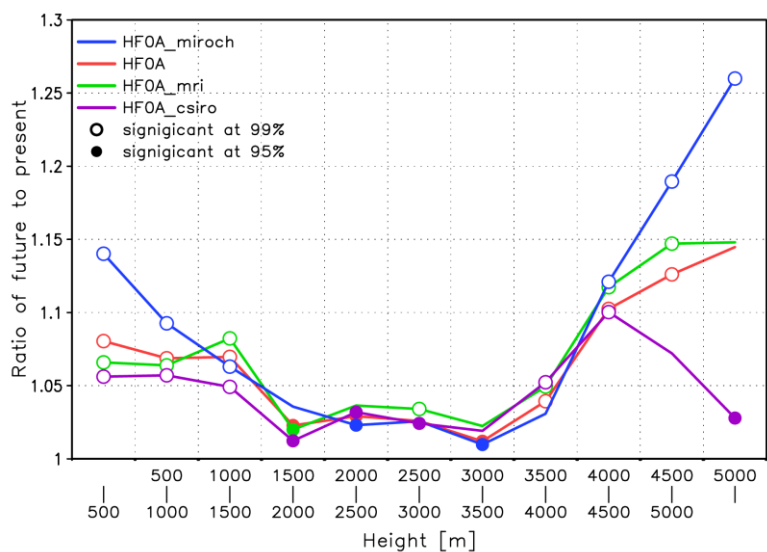


図 29：解析領域 (65E-130E、5N-35N) における北半球夏期 3 ヶ月 (JJA) 平均陸域降水量の標高依存性の将来変化。将来変化は、各標高帯における現在気候実験における平均降水量に対する比率で表している。○、●はそれぞれ、各標高帯における現在気候に対する将来変化が、99%、95%の有意水準で統計的に有意であることを示す。

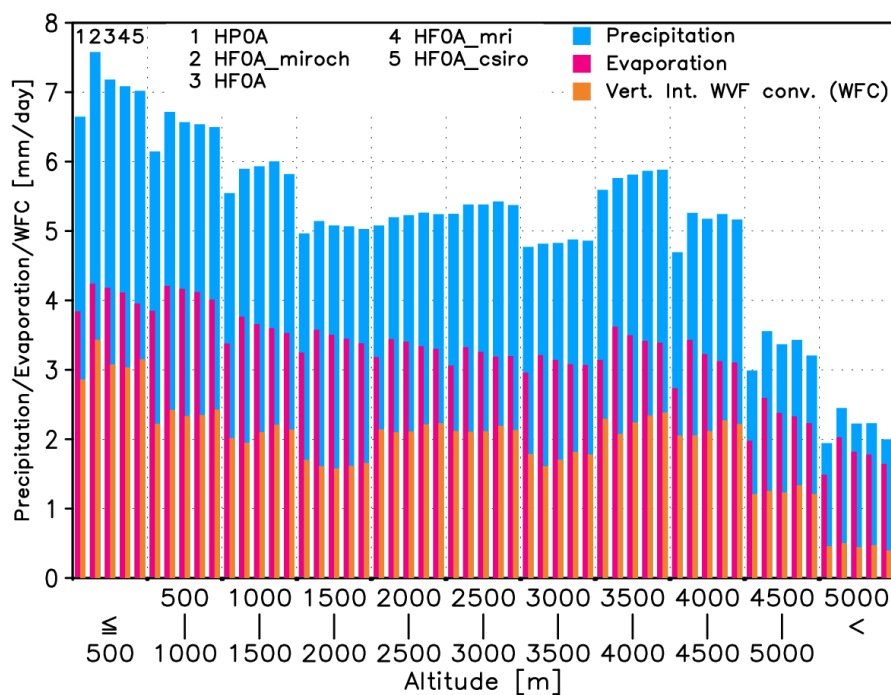


図 30：解析領域 (65E-130E、5N-35N) における北半球夏期 3 ヶ月 (JJA) 平均陸域降水量 (青)、蒸発量 (赤)、鉛直積算水蒸気フラックス収束 (WFC ; 橙) の標高依存性。単位は [mm/day]。

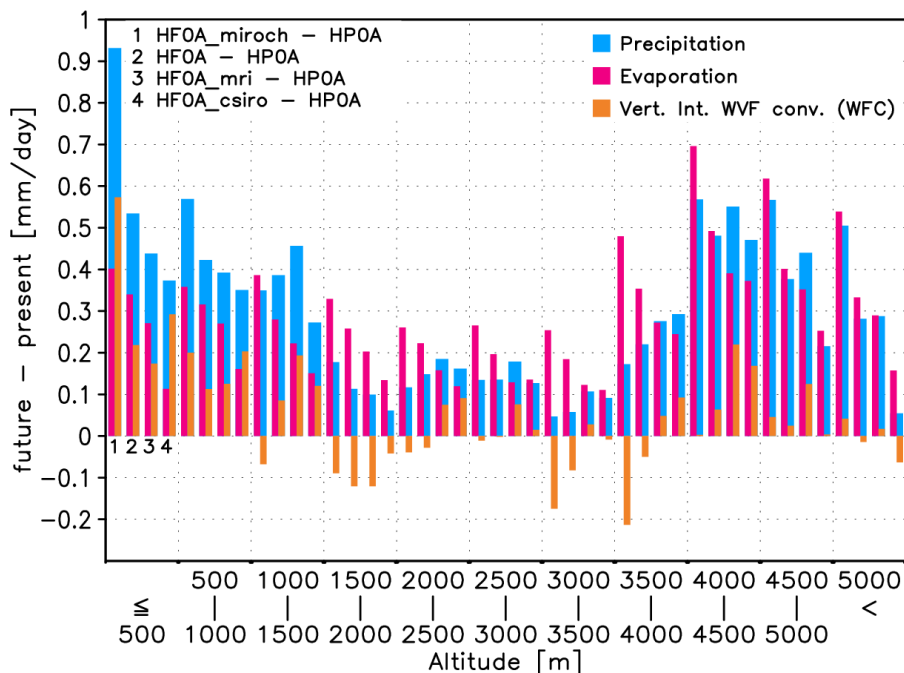


図 3 1 : 解析領域 (65E-130E、5N-35N) における北半球夏期 3 ヶ月 (JJA) 平均陸域降水量 (青)、蒸発量 (赤)、鉛直積算水蒸気フラックス収束 (WVC; 橙) の将来変化。単位は [mm/day]。

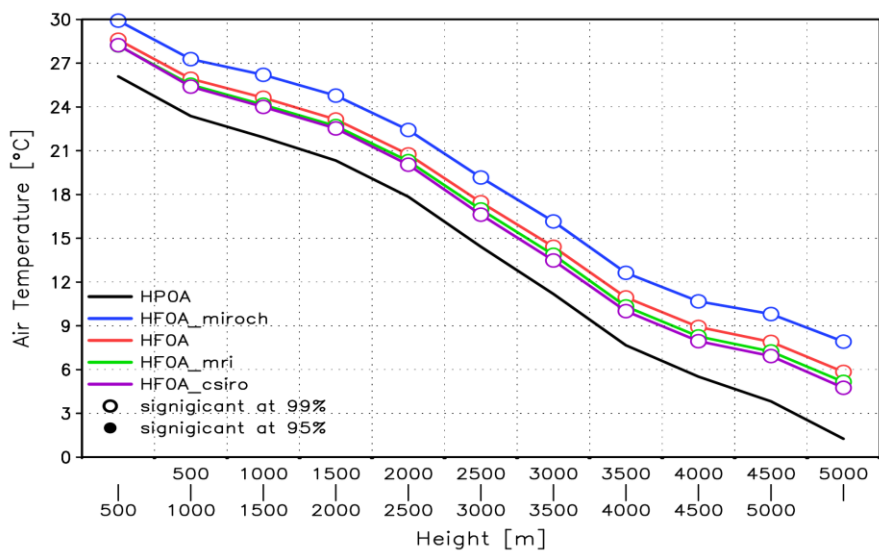


図 3 2 : 解析領域 (65E-130E、5N-35N) における北半球夏期 3 ヶ月 (JJA) 平均地上気温の標高依存性。単位は (°C)。黒実線は現在気候実験 (HPOA)、色実線は将来気候実験 (青: HFOA_miroch、赤: HFOA、緑: HFOA_mri、紫: HFOA_csiro)。○、●は将来気候実験の現在気候実験に対する変化がそれぞれ有意水準 99%、95%で統計的に有意であることを示す。

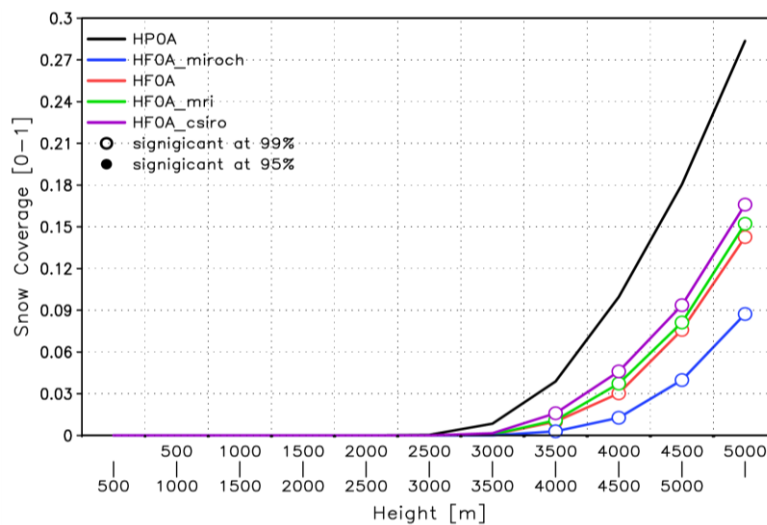


図 3 3 : 解析領域 (65E-130E、5N-35N) における北半球夏期 3 ヶ月 (JJA) 平均積雪被覆率の標高依存性。黒実線は現在気候実験 (HPOA)、色実線は将来気候実験 (青: HFOA_miroch、赤: HFOA、緑: HFOA_mri、紫: HFOA_csiro)。○、●は将来気候実験の現在気候実験に対する変化がそれぞれ有意水準 99%、95%で統計的に有意であることを示す。

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

複数の観測データを多角的に比較することで、観測データ自身の持つバラつき (信頼性) を評価することができた。また、衛星観測による降水データと比べて、雨量計ベースの降水データの利点を明らかにした。雨量計観測の欠点として、観測点が平地で人口の多い場所に偏在していることが挙げられるが、その欠点を補うために、地形や降水の統計的特性を考慮した新しいグリッド化手法を開発した。グリッド推定誤差について、全球気候モデルを利用して客観的な評価を行った。このような誤差評価に関する研究はこれまでに例が無く、地点観測値からグリッド値を作成することで、降水の統計的特性がどのように変化するか、新しい知見を得ることができた。本課題で作成した長期高解像度日降水データ APHRO_PR を使って、温暖化研究に使われている全球気候モデルの検証を行い、気候モデルによる降水の将来変化予測の信頼性評価を行った。また日本版日降水データ APHRO_JP を用いて、20 世紀における日本の極端降水変動解析を行い、地上気温と年最大日降水量の間に強い関係があることを明らかにした。

(2) 地球環境政策への貢献

長期的な農工業計画や都市設計、水管理政策などの策定には、地球温暖化の地域的な降水への影響を詳しく評価する必要がある。しかしそのような用途には、これまでの観測降水データでは、時間空間解像度、期間の長さ、量的精度のいずれも十分とは言えなかった。この課題で作成した日降水データ APHRO_PR は、既存の降水データに比べて長期間かつ高解像度であり、雨量計観測の少ない山岳地域の降水についても補正がなされている。従って、地球温暖化に伴う地域的な降水の長期変動解析や、温暖化予測に使われる高解像度気候モデルの検証などの諸研究で広く利用されるはずである。それらの研究成果をとおして、本課題の研究成果は、日本をはじめアジア各国

の地球環境政策へ貢献することが期待される。

6. 引用文献

- Adam, J. C. and D. P. Lettenmaier, 2003: Adjustment of global gridded precipitation for systematic bias, *J. Geophys. Res.*, **108**, 4257, doi:10.1029/2002JD002499.
- Adam, J. C., E. A. Clark, D. P. Lettenmaier and E. F. Wood, 2006: Correction of Global Precipitation Products for Orographic Effects, *J. Clim.*, **19**, 15-38, doi:10.1175/JCLI3604.1.
- Adler, R. F., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P.-P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin and E. Nelkin, 2003: The version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present), *J. Hydrometeorol.*, **4**, 1147–1167.
- Alexander, L. V. et al., 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *J. Geophys. Res.*, **111**, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Chen, M., P.-P. Xie and J. E. Janowiak, 2002: Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations, *J. Hydrometeorol.*, **3**, 249–266.
- Chen, M., W. Shi, P.-P. Xie, V. B. S. Silva, V. E. Kousky, R. W. Higgins and J. E. Janowiak, 2008: Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation, *J. Geophys. Res.*, **113**, D04110, doi:10.1029/2007JD009132.
- Ferraro, R. R., E. a Smith, W. Berg, and G. J. Huffman, 1998: A Screening Methodology for Passive Microwave Precipitation Retrieval Algorithms, *J. Atmos. Sci.*, **55**(9), 1583-1600, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<1583:ASMFPM>2.0.CO;2.
- Frich, P., L. V. Alexander, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A. M. G. K. Tank and T. Peterson, 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century, *Clim. Res.*, **19**, 193-212.
- Fujibe, F., N. Yamazaki and K. Kobayashi, 2006: Longterm changes of heavy precipitation and dry weather in japan (1901-2004). *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**(6): 1033–1046.
- Gandin, L. S., 1965: Objective Analysis of Meteorological Fields, Israel Program for Scientific Translations, 242 pp.
- Goodison, B. E., P. Y. T. Louie and D. Yang, 1998: WMO solid precipitation measurement intercomparison final report, World Meteorological Organization Report No. 872, 212 pp.
- Groisman, P. Y. and E. Y. Rankova, 2001: Precipitation trends over the Russian permafrost-free zone: removing the artifacts of pre-processing, *Int. J. Clim.*, **21**(6), 657-678, doi:10.1002/joc.627.
- Gruber, A., X. Su M. Kanamitsu and J. Schemm, 2000: The comparison of two merged rain gauge-satellite precipitation datasets, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 2631–2644.
- Hosking, J. R. M., 1990: L-moments: analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *J. Royal Stat. Soc.*, Series B, **52**, 105-124.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, M. Morrissey, D. T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock and J. Susskind, 2001: Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations, *J. Hydrometeorol.*, **2**(1), 36–50.

- Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, G. Gu, E. J. Nelkin, K. P. Bowman, Y. Hong, E. F. Stocker and D. B. Wolff, 2007: The TRMM multi-satellite precipitation analysis: Quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale, *J. Hydrometeorol.*, **8**(1), 38–55.
- Huffman G. J. and D. T. Bolvin, 2009a: GPCP one-degree daily precipitation data set documentation, ftp://precip.gsfc.nasa.gov/pub/1dd-v1.1/1DD_v1.1_doc.pdf.
- Huffman, G. J. and D. T. Bolvin, 2009b: GPCP version 2.1 combined precipitation data Set documentation, ftp://precip.gsfc.nasa.gov/pub/gpcp-v2.1/doc/V2.1_doc.pdf.
- Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka and K. Okamoto, 2000: Rain profiling algorithm for the TRMM Precipitation Radar, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2038–2052.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007: Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC edited by S. Solomon et al., 996pp, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY.
- Joyce, R. J., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, and P. Xie, 2004: CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution, *J. Hydrometeorol.*, **5**, 487–503.
- Kamiguchi, K., A. Kitoh, T. Uchiyama, R. Mizuta and A. Noda, 2006: Changes in Precipitation-based Extremes Indices Due to Global Warming Projected by a Global 20-km-mesh Atmospheric Model, *SOLA*, **2**, 64-67, doi:10.2151/sola.2006-017.
- Kamiguchi, K., O. Arakawa, A. Kitoh, A. Yatagai, A. Hamada and N. Yasutomi, 2010: Development of APHRO_JP, the First Japanese High-Resolution Daily Precipitation Data for More Than 100 Years, *HRL*, **4**, 60-64.
- Kiktev, D., D. Sexton, L. Alexander and C. Folland, 2003: Comparison of modeled and observed trends in indices of daily climate extremes. *J. Clim.*, **16**, 3560–3571.
- Kitoh, A., A. Yatagai and P. Alpert, 2008: First super-high-resolution model projection that the ancient “ Fertile Crescent ” will disappear in this century, *HRL*, **2**, 1-4, doi:10.3178/HRL.2.1.
- Matsuura, K. and C. J. Willmott, 2009: Terrestrial precipitation: 1900-2008 gridded monthly time series, http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/Global2_Ts_2009/README_global_p_ts_2009.html.
- Mitchell, T. D. and P. D. Jones, 2005, An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids, *Int. J. Climatol.*, **25**, 693-712.
- Mizuta, R., K. Oouchi, H. Yoshimura, A. Noda, K. Katayama, S. Yukimoto, M. Hosaka, S. Kusunoki, H. Kawai and M. Nakagawa, 2006: 20-km-mesh global climate simulations using JMA-GSM Model —Mean climate states—, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 165-185.
- Mizuta, R., Y. Adachi, S. Yukimoto and S. Kusunoki, 2008: Estimation of the future distribution of sea surface temperature and sea ice using the CMIP3 multi-model ensemble mean, *Technical Reports of the MRI*, **56**, 36pp.
- Nakai, S. and K. Yokoyama, 2009: The Importance of the Correction of Wind-Induced Undercatch of the Gauges: The Necessity for Compilation of Metadata on the Gauge, *Tenki*, **56**, 69-74., *in Japanese*.

- Okamoto, K., T. Iguchi, N. Takahashi, K. Iwanami and T. Ushio, 2005: The global satellite mapping of precipitation (GSMaP) project, *25th IGARSS Proceedings*, 3414–3416.
- Onogi, K. et al., 2007: The JRA-25 Reanalysis, *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**(3), 369-432, doi:10.2151/jmsj.85.369.
- 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**,4407,doi:10.1029/2002JD002670.
- Schaake, J. 2004: Application of prism climatologies for hydrologic modeling and forecasting in the western U.S., *Proc. 18th conf. on Hydrology*, 84th AMS annual meeting.
- Schneider, U., T. Fuchs, A. Meyer-Christoffer and B. Rudolf, 2008: Global Precipitation Analysis Products of the GPCP. Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), DWD, Internet Publikation, 1-12.
- Shepard, D., 1968: A two dimensional interpolation function for regularly spaced data, *Proc. 23rd National Conf. of the Association for Computing Machinery*, Princeton, NJ, ACM, 517–524.
- Sorooshian, S., K. Hsu, X. Gao, H. V. Gupta, B. Imam and D. Braithwaite, 2000: Evaluation of PERSIANN system satellite-based estimates of tropical rainfall, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **81**, 2035–2046.
- Takashima, H., A. Yatagai, H. Kawamoto, O. Arakawa and K. Kamiguchi, 2008: Hydrological balance over northern Eurasia from gauge-based high-resolution daily precipitation data, in *From headwaters to the ocean: hydrological changes and watershed management*, edited by M. Taniguchi, pp. 37-42, Taylor & Francis, London.
- Turk, F. J. and S. D. Miller, 2005: Toward improving estimates of remotely-sensed precipitation with MODIS/AMSR-E blended data techniques, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **43**, 1059–1069.
- Willmott, C. J., C. M. Rowe and W. D. Philpot, 1985: Small-Scale Climate Maps: A Sensitivity Analysis of Some Common Assumptions Associated with Grid-Point Interpolation and Contouring, *The American Cartographer*, **12**(1), 5-16.
- Xie, P.-P. and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.
- Xie, P.-P., A. Yatagai, M. Chen, T. Hayasaka, Y. Fukushima, C. Liu and S. Yang, 2007: A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. *J. Hydrometeorol.*, **8**, 607-627.
- Yatagai, A., P. Xie and A. Kitoh, 2005: Utilization of a new gauge-based daily precipitation dataset over monsoon Asia for validation of the daily precipitation climatology simulated by the MRI/JMA 20-km-mesh AGCM, *SOLA*, **1**, 193-196, doi:10.2151/sola.2005-050.
- Yatagai, A., 2006: An analysis of observed precipitation over the Fertile Crescent, *The Advanced Report of ICCAP, RIHN*, 17–20.
- Yatagai, A., O. Arakawa, K. Kamiguchi, H. Kawamoto, M. I. Nodzu and A. Hamada, 2009: A 44-year daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges., *SOLA*, **5**, 137–140, doi:10.2151/sola.2009–35.

7. 国際共同研究等の状況

なし

8. 研究成果の発表状況

(1) 誌上発表

<論文(査読あり)>

- 1) Kitoh, A. and S. Kusunoki, 2007: East Asian summer monsoon simulation by a 20-km mesh AGCM, *Clim. Dyn.*, DOI 10.1007/s00382-007-0285-2.
- 2) Kitoh, A., A. Yatagai and P. Alpert, 2008: First super-high-resolution model projection that the ancient "Fertile Crescent" will disappear in this century. *HRL*, **2**, 1-4.
- 3) Kitoh, A., A. Yatagai and P. Alpert, 2008: Reply to comments by Ben-Zvi and Givati on 'First super-high-resolution model projection that the ancient "Fertile Crescent" will disappear in this century.' *HRL*, **2**, 46.
- 4) Kamiguchi, K., O. Arakawa, A. Kitoh, A. Yatagai, A. Hamada and N. Yasutomi, 2010: Development of APHRO_JP, the first Japanese high-resolution daily precipitation product for more than 100 years. *HRL*, **4**, 60-64.

<その他誌上発表(査読なし)>

なし

(2) 口頭発表(学会等)

- 1) 上口賢治, 2007: 地形効果を取り込んだ高解像度降水データを用いた降水量と風に関する解析, 日本気象学会 2007 年度春季大会, 2007. 5. 13-16, 東京.
- 2) A. Kitoh and O. Arakawa, 2007: West African monsoon in a 20km-mesh atmospheric GCM, AGU Joint Assembly, 2007. 5. 22-25, 2007, Acapulco, Mexico.
- 3) K. Kamiguchi, 2007: Future Projection of Extreme Precipitation by Using a 20-km-grid AGCM with L-moment Method, 21st Pacific Science Congress, 2007. 6. 12-18, Okinawa.
- 4) A. Kitoh, 2007: Coupled model simulations on the effect of large-scale orography on climate. Celebrating the Monsoon: An International Monsoon Conference, 2007. 7. 24-28, Bangalore, India.
- 5) 上口賢治, 2007: 日降水量グリッドデータ作成プロジェクト Aphrodite について, 地球科学データの収集と公開に関する研究集会, 2007. 10. 11-12, 金沢大学.
- 6) 荒川理, 2007: 気候モデルで再現されたアジアモンスーン地域における降水量と地形との関係, 日本気象学会 2007 年度秋季大会, 2007. 10. 14-16, 札幌.
- 7) K. Kamiguchi, O. Arakawa, H. Kawamoto and A. Yatagai, 2007: Introduction of APHRODITE: gauge-based high-resolution daily precipitation data for Asia, The 7th Global Precipitation Measurement (GPM) Planning Workshop, 2007. 12. 5-7, Tokyo.
- 8) K. Kamiguchi, O. Arakawa and A. Kitoh, 2008: Grid-size Dependence on Statistical Precipitation Indices, 88th AMS Annual Meeting, 2008. 1. 20-25, New Orleans, USA.
- 9) O. Arakawa, K. Kamiguchi and A. Kitoh, 2008: Grid-scale relationship between

- precipitation and topography in a global 20km-mesh atmospheric GCM, 88th AMS Annual Meeting, 2008.1.20-25, New Orleans, USA.
- 10) 荒川理, 2008: グリッド降水量データセットにおける降水量と標高との関係, 日本気象学会 2008 年度春季大会, 2008.5.18-21, 横浜.
 - 11) 上口賢治, 2008: 日降水諸統計量の水平解像度依存性について, 日本気象学会 2008 年度春季大会, 2008.5.18-21, 横浜.
 - 12) A. Kitoh and K. Rajendran, 2008: Resolution dependence of climate change projection of Indian summer monsoon. AOGS 2008, 2008.6.16-20, Busan, Korea.
 - 13) O. Arakawa, A. Yatagai, H. Kawamoto, M. I. Nodzu, K. Kamiguchi and A. Kitoh, 2008: Introduction of APHRDITE: gauge-based high-resolution daily precipitation data for Asia, International Symposium, Sentinel Earth, 2008.7.5-7, Sapporo.
 - 14) K. Kamiguchi, A. Yatagai, O. Arakawa, H. Kawamoto, M. I. Nodzu, and A. Kitoh, 2008: Introduction of APHRO_EA, High-Resolution Daily Precipitation Data in East Asia, IAHS-PUB, 2008.11.7-9, Chengdu, China.
 - 15) 上口賢治, 2008: 日本における高解像度日降水量グリッドデータ (APHRO_JP) の作成について, 日本気象学会 2008 年度秋季大会, 2008.11.19-21, 仙台.
 - 16) K. Kamiguchi, A. Yatagai, O. Arakawa, H. Kawamoto, M. I. Nodzu, and A. Kitoh, 2008: Precipitation Characteristics of APHRO_PR, High-Resolution Daily Precipitation Data, AGU fall meeting, 2008.12.15-19, San Francisco, USA.
 - 17) O. Arakawa, K. Kamiguchi and A. Kitoh, 2009: Intercomparison of the relationship between precipitation and mountain heights among gridded precipitation datasets, AMS annual meeting, 2009.1.12-16 2009, Phoenix, USA.
 - 18) 荒川理, 上口賢治, 鬼頭昭雄, 2009: アジア域における降水量と標高との関係に関するグリッド降水量データセット間相互比較, 日本地球惑星科学連合 2009 年大会, 2009.5.20, 幕張.
 - 19) O. Arakawa, K. Kamiguchi and A. Kitoh, 2009: Intercomparison of the relationship between precipitation and elevation among gridded precipitation datasets, MOCA-09, 2009.7.19-29, Montreal, CANADA.
 - 20) K. Kamiguchi, H. Kawamoto, O. Arakawa, A. Yatagai and M. Nodzu, 2009: Development of Quality Control Procedures in APHRO_PR, Grid Precipitation Data Based on Gauge Observation, AOGS, 2009.8.11-15, Singapore.
 - 21) K. Kamiguchi, O. Arakawa, A. Yatagai, H. Kawamoto and M. Nodzu, 2009: Precipitation Characteristics of APHRO_PR, High-Resolution Daily Precipitation Data, Japan-China-Korea Joint Conference, 2009.11.8-10, Tsukuba.
 - 22) K. Kamiguchi, O. Arakawa, H. Kawamoto, A. Yatagai, M. Nodzu and A. Kitoh, 2009: Development of interpolation techniques on APHRO_PR, a gauge based daily grid precipitation data, AOGS, 2009.8.11-15, Singapore.
 - 23) 上口賢治, 荒川理, 鬼頭昭雄, 2009: 高解像度日降水プロダクト APHRO_JP を用いた、日本の降水の統計解析, 極端気象現象とその気候変動による影響評価に関するシンポジウム, 2009.11.5-6, 京都.
 - 24) 荒川理, 鬼頭昭雄, 2009: 高解像度気候モデルにおいて再現された夏期アジアモンスーン域における降水と標高の関係の将来変化, 日本気象学会秋季大会,

- 2009.11.25-27, 福岡.
- 25) 上口 賢治, 2009: 長期高解像度降水プロダクトAPHRO_PRのための降水量推定手法の開発, 日本気象学会秋季大会, 2009.11.25-27, 福岡.
- 26) O. Arakawa and A. Kitoh, 2009: Future change of precipitation-altitude relationship over the Asian summer monsoon region simulated by a high-resolution climate model with a time-slice technique, AGU Fall Meeting, 2009.12.14-18, San Francisco, USA.
- 27) K. Kamiguchi and O. Arakawa, 2010: Improvement of interpolation techniques for APHRO_PR, a new gauge-based high-resolution daily precipitation data, 90th AMS annual meeting, 2010.1.17-21, Atlanta, USA.
- 28) K. Kamiguchi, 2010: Improvement of interpolation schemes for APHRO_PR, a high-resolution daily precipitation product based on rain-gauge, Japan Geoscience Union Meeting 2010, 2010.5.28, Makuhari, Chiba.
- 29) O. Arakawa and A. Kitoh, 2010: Future change of precipitation-altitude relationship over the Asian monsoon region in a high-resolution climate model. A-AS004 Precipitation Products, Japan Geoscience Union Meeting 2010, 2010.5.28, Makuhari, Chiba.
- 30) K. Kamiguchi, 2010: Objective error estimation of APHRO_PR, a new historical precipitation dataset, 10th international Precipitation Conference, 2010.6.23-25, Coimbra, Portugal.
- 31) K. Kamiguchi, 2010: Interpolation technique and error estimation of APHRO_PR, a gauge-based high-resolution daily precipitation data, EMS Annual Meeting, 2010.9.13-17, Zurich, Switzerland.
- 32) 荒川理, 鬼頭昭雄, 2010: 高解像度気候モデルにおいて再現された夏期アジアモンスーン域における降水と標高の関係の将来変化(2), 日本気象学会2010年度秋季大会, 2010.10.27-29, 京都テルサ, 京都.
- 33) 上口賢治, 2010: APHRO_JP_EXを用いた日本の極端降水の経年変動解析, 気象学会秋季大会, 2010.10.27-29, 京都テルサ, 京都.
- 34) O. Arakawa and A. Kitoh, 2011: Future change of precipitation-altitude relationship over the Asian summer monsoon region simulated by a high-resolution climate model with a time-slice technique. 91st AMS Annual Meeting, 2011.1.22-27, Seattle, WA, USA.
- 35) 上口賢治, 鬼頭昭雄, 荒川理, 2011: 気候研究のための長期高解像度日降水グリッドデータの作成, 平成22年度気象研究所成果報告会, 2011.3.1, 気象研究所, つくば.

(3) 出願特許

なし

(4) シンポジウム、セミナーの開催(主催のもの)

なし

(5) マスコミ等への公表・報道等

なし

(6) その他

なし