

マルチ気候モデルおよび物理パラメータアンサンブルの信頼性評価

横島徳太 (環境研), James D. Annan (JAMSTEC), Matthew Collins (Univ. Exeter), Charles S. Jackson (Univ. Texas), 渡辺雅浩 (東大・AORI), 塩竈秀夫, 江守正多 (環境研), 阿部学 (極地研), 吉森正和 (東大・AORI), Mark J. Webb (UK Met Office), Julia C. Hargreaves (JAMSTEC)

1. はじめに

気候モデルには様々な不確実要素があるため、将来気候を予測するためには、確率的な予測を行うことが重要である。確率的な予測のためには、複数のモデルシミュレーション結果 (アンサンブル) を利用する必要がある。気候モデルアンサンブルは大きく分けて2種類あり、その1つはマルチモデルアンサンブル (Multi-Model Ensemble, MME) である。これは世界の研究機関によって開発された異なる気候モデル結果を集めたものであり、アンサンブルメンバーではモデルの構造 (パラメタリゼーションや解像度など) が大きく異なる。もう1つは物理パラメータアンサンブル (Physics Parameter Ensemble, PPE) であり、これはモデルにおける物理パラメータを変化させて作成され、パラメータの不確実性が考慮されている。気候モデル開発は年々進展を続けており、近年作成された新たなマルチモデルアンサンブルは、IPCC 第5次評価報告書に向けて準備された CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project phase 5) である。一世代前 CMIP3 (CMIP phase 3) と比べて CMIP5 の性能がどの程度高いかを評価することは、重要な課題である。また、CMIP5 に向けた気候モデルを用いた物理パラメータアンサンブルの作成も進んでいる。本研究では、これまでの研究で開発した手法 [1,2] を改良・拡張し、新たな気候モデルアンサンブルの信頼性評価を行う [3]。様々な気候モデルアンサンブルの特性を把握することにより、将来気候の確率的予測のための基礎となる知見を得ることを目標とする。

2. 気候モデルアンサンブル

解析に用いるマルチモデルアンサンブルとして、CMIP5 および CMIP3 アンサンブル [1,2] (CMIP5-AO, CMIP5-AS, CMIP3-AS) を利用する。ここで AO=大気海洋結合モデルによる20世紀実験、AS=大気海洋混合層モデルによる境界条件固定実験である。また物理パラメータアンサンブルとしては UK Met Office の気候モデルによるアンサンブル [6,7] (HadCM3-AO, HadSM3-AS)、NCAR

CAM3.1 によるアンサンブル [7] (NCAR-A: A=大気モデルによる境界条件固定実験)、MIROC5 および MIROC3.2 によるアンサンブル [8,9] (MIROC5-AO, MIROC3.2-AS) のアンサンブルを利用する。これらの物理パラメータアンサンブルでは、基本的に (i) 現在気候の再現性や二酸化炭素増加に対する応答に影響を与えるパラメータを不確実性の範囲で変化させる (ii) そのうち現在気候の再現性の高いものを様々な統計的手法を使って選ぶ、という方法でアンサンブルが作成されている [6-9]。

MIROC5 は MIROC3.2 と比べて様々な物理スキームが改良されていることから、これらの物理スキームを交互に入れ替えたマルチ物理アンサンブル (Multi-Physics Ensemble, MPE) が作成された [10]。本研究では、物理パラメータアンサンブルとの比較のためにも、このアンサンブルを利用する (MIROC-MPE-A)。

マルチモデルアンサンブルはデータが公開されており、このデータを用いた解析は数多くなされている一方で、物理パラメータアンサンブルは作成が困難であり、データの公開もされていない。このため、本研究のように多種多様な気候モデルアンサンブルを同時に利用し、比較解析を行った数少ない。解析に用いたアンサンブルメンバー数は、それぞれ CMIP5-AO=28, CMIP3-AO=16, CMIP3-AS=10, HadCM3-AO=17, HadSM3-AS=128, NCAR-AS=100, MIROC5-AO=35, MIROC3-AS=32, MIROC-MPE-A=8 である。

3. 解析手法

本研究では、モデルアンサンブルの評価のために、以下の (1)-(3) の解析を行う。モデル評価に用いる物理量は、地表気温・降水量・海面気圧・大気上端短波および長波放射フラックスの全天大気・晴天大気 (雲がない領域)・雲放射強制力 (全天大気-晴天大気、雲による放射効果を表す) である。モデル評価は、モデルアンサンブルによる現在気候シミュレーションの結果を、観測データ (1980-1999 年平均値) と比較することによる。観測データの不確実性を考慮するために、以下の

ように2通りのデータセットを利用する。
 地表温度：HadCRU [11], ERA40 [12]
 降水量：GPCP [13], CMAP [14]
 海面気圧：HadSLP2 [15], ERA40
 大気上端放射：ERBE-S9 [16], ISCCP-FD [17]

(1) 順位頻度分布 (rank histogram)

前述の様々な気候場（地表気温、降水量・海面気圧・大気上端放射フラックスなど）に関して、各地点における観測値を、モデルアンサンブルの結果と比較することで「気候モデルアンサンブルのばらつきの中に観測が含まれるかどうか」を評価する。ここでは各グリッドにおける観測された気候場の値を、モデルアンサンブルの値と比較して順位付けを行い（観測の値が一番大きい場合に、順位を「1位」とする）、グリッドの面積重みを考慮することで、順位の頻度分布を作成する。気候モデルアンサンブルが理想的なものである場合、すなわち観測がアンサンブルメンバーのひとつとみなすことができる（「アンサンブルが観測と統計的に識別不能」である）場合、アンサンブルの中における観測の順位は、最上位から最下位まで、どのような順位にもなりえる。この場合、順位頻度分布は一様分布となる。この一方で、全てのアンサンブルメンバーの結果が観測と比べて過大評価あるいは過小評価の場合、観測の順位は最下位あるいは最上位に偏ることになる。また、アンサンブルメンバーのばらつきが（理想的な場合に比べて）大きすぎる場合、観測の順位はある値に偏る。ここでは統計的手法を用いることにより、得られた頻度分布が一様分布と有意に異なる場合に、気候モデルアンサンブルに「信頼性が無い」と定義する [18]。

順位頻度分布が一様分布と有意に異なるかどうかは、データの空間的な自由度に依存する。これは、気候モデルおよび観測データにおいては、隣り合うグリッド（100km 程度の格子間隔）の値は独立でないためである。このため、下記 (2) の手法によって、気候モデルアンサンブルの空間的な自由度を求める。

(2) アンサンブルの空間的な有効自由度

本研究では[19] による手法に基づき、モデルアンサンブルの現在気候シミュレーションの空間パターンに対して主成分分析を行い、有効自由度 N_{ef} を次のように定義する。

$$N_{\text{ef}} = \left(\sum_{k=1}^N f_k^2 \right)^{-1}$$

ここで N はアンサンブルメンバー数、 f_k は分散に対する EOF k の寄与率である。つまり、小さな k の寄与率が大きいと、自由度は小さくなる（小さな k で分散が説明できる）という形で定式化されている。

(3) アンサンブルメンバーと観測の距離

上記 (1) で行う解析は、気候モデルアンサンブルメンバーと観測の関係を調べるものであるが、両者の間の距離（アンサンブルが観測の値に近いかどうか）を定量的に評価するものではなく、両者の大小関係を評価するものである。このため、ここではアンサンブルメンバー同士、あるいはアンサンブルメンバーと観測の間の距離を評価し、比較する。具体的には全球平均した RMS として

$$D_{kl} = \sqrt{\frac{1}{n_i n_j} \sum_{j=1}^{n_j} \sum_{i=1}^{n_i} [X_k(i, j) - X_l(i, j)]^2 A_{ij}}$$

を計算する。 D_{kl} は、 k 番目と l 番目のアンサンブルメンバーの間の距離、ここで i, j は緯度および経度のインデックス、 n_i, n_j は緯度方向および経度方向のグリッド数、 $X_k(i, j)$ は (i, j) におけるある物理量の気候値、 A_{ij} は面積の重みを表す。ここではアンサンブルメンバーの 0 番目を観測値とすることで、アンサンブルメンバー同士とアンサンブルメンバーと観測の間の距離を同時に評価する。つまり

$$\overline{D}_k = \frac{1}{n_{\text{ens}} - 1} \sum_{l \neq k} D_{kl}$$

として、 k 番目のアンサンブルメンバーから他のアンサンブルメンバーまでの距離の平均値を計算する。観測からアンサンブルメンバーまでの距離の平均値 (\overline{D}_0) と、各アンサンブルメンバーから別のメンバーまでの平均値 (\overline{D}_k) を比較することにより、アンサンブルメンバー同士の距離に比べて、アンサンブルと観測までの距離について評価する。

4. 結果と議論

地表気温・降水量・海面気圧・大気上端における晴天・全天・短波長波放射のすべての変数を利用し

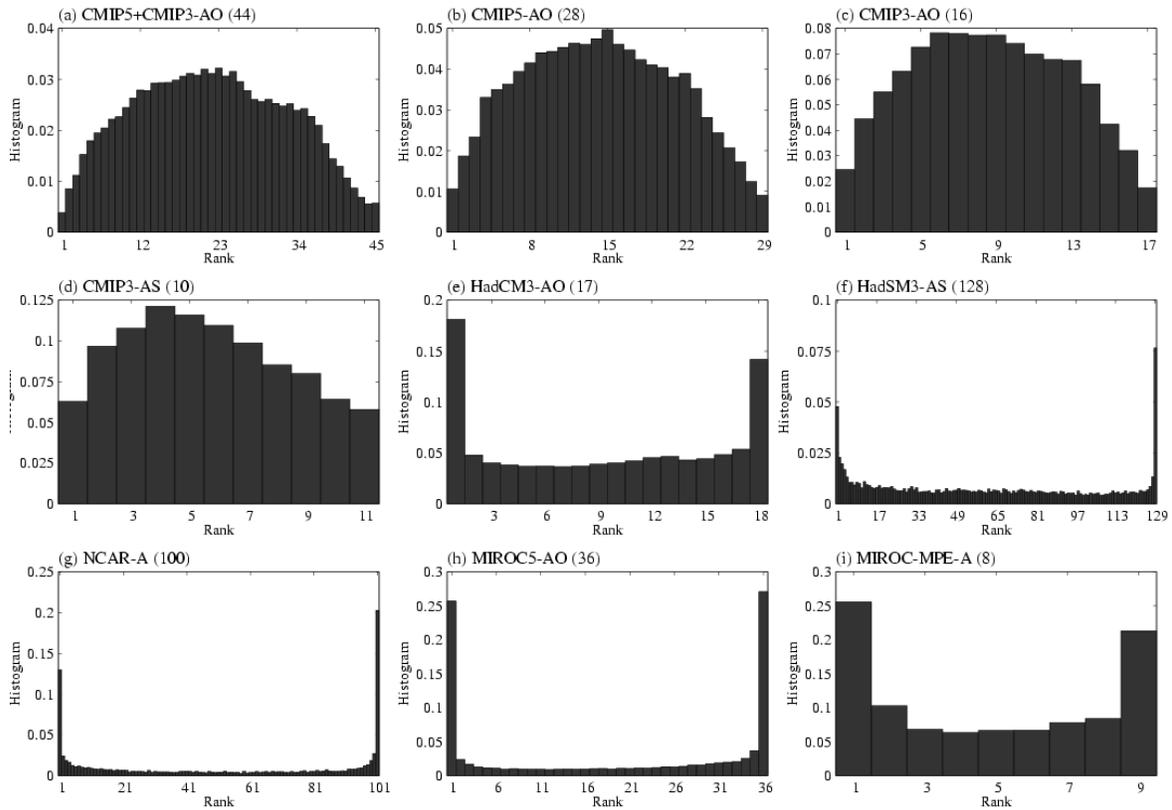


図1：マルチモデルアンサンブル（CMIP5+CMIP3-AO, CMIP3-AO, CMIP3-AS）および物理パラメータアンサンブル（HadCM3-AO, HadSM3-AS, NCAR-A, MIROC5-AO）マルチ物理スキームアンサンブル（MIROC-MPE-A）の順位頻度分布。気候場として、地表気温・降水量・海面気圧・大気上端における短波放射・長波放射の全天・晴天・雲放射強制力を利用した。横軸は順位で、最小値が1位、最大値がモデルアンサンブルメンバー数+1。縦軸は順位の頻度を表す。

て順位頻度分布を計算した結果を図1に示す。マルチモデルアンサンブルの順位頻度分布はドーム型をしており、比較的一様分布に近い分布をしている。ドーム型の順位頻度分布は、モデルアンサンブルにおける観測の順位がある値に偏る傾向があることを意味し、アンサンブルの分布は十分な広がりを持ち、その中に観測が含まれていることを意味する。図1では、CMIP5, CMIP3のアンサンブルに加えて、両者を足し合わせたアンサンブル（CMIP5+CMIP3-AO）の結果も示している。それぞれのアンサンブルの分布が似ていることから、この評価の枠組みでは、これらのアンサンブルの性能は同程度であることが分かる。

この一方で、物理パラメータアンサンブルアンサンブルでは、最上位および最下位に大きなピークを持っている。これはモデルアンサンブルのすべてのメンバーが、観測を過大評価あるいは過小

評価しているグリッド数が非常に多いことを意味する。すなわち、物理パラメータアンサンブルでは、アンサンブルのばらつきの中に観測を含むことが難しいことを意味する。

気候値の空間方向の自由度を図2に示す。すべてのアンサンブルメンバーから、横軸に対応するメンバー数をランダムに1000通り選び、それらを平均した結果が縦軸である。一般にマルチモデルアンサンブルの方が高い自由度を持つが、物理パラメータアンサンブルでも自由度の高いものもある。

図2の結果を利用し、順位頻度分布に対して統計的有意性を調べたところ、ここで求めた自由度の範囲では、マルチモデルアンサンブルは順位頻度分布が一様分布と有意に異なるとは言えない（「信頼性がある」）が、物理パラメータアンサンブルでは順位頻度分布が一様分布と有意に

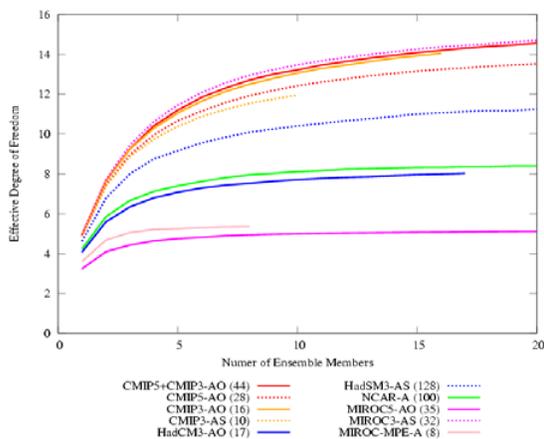


図2： 気候モデルアンサンブルの空間的な自由度。地表気温・降水・海面気圧・大気上端放射の気候値を利用して計算。横軸はランダムに選んだアンサンブルメンバー数。

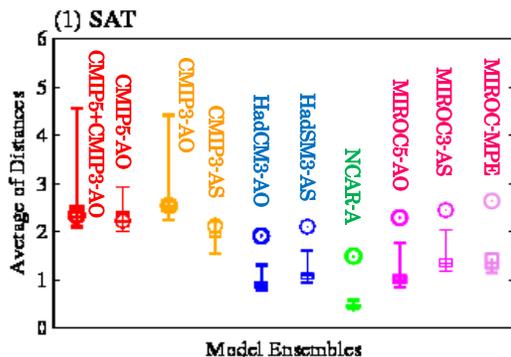


図3： 観測から気候モデルアンサンブルメンバーまでの距離の平均値（○印）と、気候モデルアンサンブルメンバー同士の距離の平均値（エラーバーが2.5-95%範囲、箱が33-67%、中心線が中央値）。地表気温に関する結果。

異なる（「信頼性がない」）ことが分かった。

最後に観測と気候モデルアンサンブルの間の距離の平均値を図3に示す。ここでは地表気温の結果のみ示すが、他の物理変数についても同様の傾向がみられる。マルチモデルアンサンブルでは、あるアンサンブルメンバーから別のメンバーまでの距離の平均値（どのメンバーを選ぶかによって値が変わるので、エラーバーで表示。上式の $\bar{D}_k, k \neq 0$ ）のばらつきの中に、観測からアンサンブルメンバーまでの距離（○印、上式の \bar{D}_0 ）が含まれる。すなわち、モデルアンサンブルメンバーのばらつきの中に観測が含まれる。この一方で、物理パラメータアンサンブルとマルチ物理アン

サンブルでは、アンサンブルメンバー同士の距離が、観測からアンサンブルメンバーまでの距離に比べて小さい。すなわち、モデルアンサンブルメンバーのばらつきの中に観測が含まれないことを意味する。

これまでの研究では、CMIPなどのマルチモデルアンサンブルは十分な広がりを持たないかもしれないと推測されてきたが、本研究の解析によって、そのような推測が必ずしも正しくないことが明らかになった。今後、本研究の手法や得られた知見を、将来予測の信頼性につなげることが、重要な研究課題である。

References

- [1] Annan and Hargreaves (2010), Geophys. Res. Lett., doi:10.1029/2009GL041994
- [2] Yokohata et al. (2012), Clim Dyn., DOI: 10.1007/s00382-011-1203-1
- [3] Yokohata et al. (2013), Clim Dyn, submitted.
- [4] Taylor et al. (2012), Bull. Amer. Meteor. Soc., 93,485-498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- [5] Meehl et al. (2007), Bull Am Meteorol Soc 88:1383-1394.
- [6] Collins et al. (2010), Clim Dyn, doi:10.1007/s00382-010-0808-0.
- [7] Jackson et al. (2009), J. Clim., 21, 6698-6709.
- [8] Yokohata et al. (2010), J. Clim., 23, 1392-1410.
- [9] Shiogama et al. (2013), Clim Dyn, in press.
- [10] Watanabe et al. (2013), Clim Dyn, in press.
- [11] Brohan et al. (2006), J Geophys Res 111: D12106. doi:10.1029/2005JD006548
- [12] Uppala et al. (2005), Q J R Meteorol Soc 131:2961-3012
- [13] Adler et al. (2003), J Hydrometeorol 4:1147-1167.
- [14] Xie and Arkin (1997), Bull Am Meteorol Soc 78:2539-2558.
- [15] Allan and Ansell (2006), Clim 19:5816-5842.
- [16] Harrison et al. (1990), J Geophys Res 95(D11):18687-18703.
- [17] Zhang et al. (2004), J Geophys Res 109:D19105. doi:10.1029/2003JD004457.
- [18] Jolliffe and Primo (2008), Mon Weath Rev 136,2133-2139. doi: 10.1175/2007MWR2219.1
- [19] Bretherton et al. (1999), J. Clim. 12, 1990-2009.