

気候感度の物理パラメータ不確実性のメカニズムと制約

塩竈秀夫(国立環境研究所), 渡部雅浩, 吉森正和(東大AORI),
小倉知夫, 横島徳太, 阿部学(国立環境研究所),
James D Annan, Julia C Hargreaves(海洋研究開発機構),
釜江陽一(筑波大学, 東大AORI)
江守正多, 野沢徹(国立環境研究所),
阿部彩子, 木本昌秀(東大AORI)

1. はじめに

大気海洋結合モデル間で気候感度(CO₂濃度2倍増に対する全球平均地上気温上昇量)に差が生じる主な要因は、2種類ある。一つは、モデル間で解像度や物理スキーム(パラメタリゼーション)の構造が異なることによる不確実性(構造不確実性)である(Cess et al. 1990,1996; Randall et al. 2007; Williams and Webb 2009)。構造不確実性に関する研究は歴史が長く、CMIP/CFMIP などでは多数のモデルの実験データが収集・公開され、多くの比較研究が行われてきた。もう一つの不確実性は、物理スキーム内のパラメータ値を観測の不確実性範囲内で変化させても、モデルの性質が大きく変わりえるという物理パラメータ不確実性である(Murphy et al. 2004; Stainforth et al. 2005; Collins 2011)。こちらは研究の歴史も浅く、本格的な研究は数例しかない。

我々は、大気海洋結合モデルMIROC5(Watanabe et al. 2010)を用いて、積雲対流、雲、境界層、エアロゾル、雪氷に関する10種類のパラメータを、不確実性の範囲内で同時に走査する大規模なアンサンブル実験(物理アンサンブル実験)に取り組んでいる(Shiogama et al. 2011; Watanabe et al. 2011)。

2. 実験デザイン

これまでのほとんどの物理アンサンブル実験では、計算資源の制約から、海洋混合層モデルと結合した大気モデル(以下 ASGCM)が用いられてきた。しかし、ASGCMの気候感度はフル大気海洋結合モデル(CGCM)とは異なることが指摘されている。そのため本実験ではCGCMを用いる。CGCMのパラメータを走査した場合、大気上端での放射収支が変わるために、気候場がドリフトしてしまう。フラックス調節を行えば、ある程度ドリフトを防ぐことができるが、フラ

ックス調節は海面水温を観測データに近づけるため、気候感度そのものに影響を与える可能性がある。以上の問題を解決するために、本研究では、放射収支を変えないパラメータ値の組み合わせを見つけ出し、フラックス調節を行わなくてもドリフトしない実験方法を開発した。

ここでは、Gregory et al. (2004)によって提唱されたGregory法を用いて、気候感度、(対流圏成層圏調節を含む)放射強制力、フィードバック係数を推定する。Gregory法では、産業革命前のCO₂濃度を与えたコントロール実験と、突然CO₂濃度を4倍にする実験を行う。時間 t における気候システム全体のエネルギー収支の

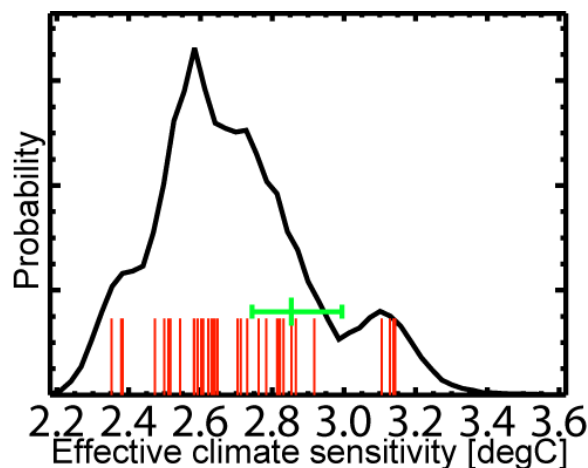


Fig 1: Probability distribution of effective climate sensitivity for a doubling of CO₂ in the CGCM ensemble [°C]. Vertical red lines indicate each CGCM run. The black curve is a histogram of bootstrap samples from all the CGCM runs. The green error bar indicates the 10-90% range and the best estimate of the standard model (estimated using the bootstrap method).

偏差は下記のように記述される：

$$N(t) = F + \alpha \Delta T(t).$$

ここで、 N は大気上端での放射収支(下向き正)、 F は放射強制力、 α はフィードバック係数(正值は正フィードバック)、 ΔT は全球平均地上気温の変化を表す。Gregory 法では、年平均の N 、 ΔT の散布図を描いて線型回帰直線を求める。 $\Delta T \rightarrow 0$ における N の値、すなわち回帰直線の N 切片は放射強制力の推定値 F_1 となる。回帰直線の傾き α は、フィードバック係数の推定値である。また $t \rightarrow \infty$ において、 $N = 0$ となったときの ΔT 、すなわち回帰直線の ΔT 切片は、4 倍 CO_2 濃度に対する気候感度 $S_{4 \times \text{CO}_2}$ を示す。ここでは、2 倍 CO_2 濃度に対する気候感度 $S_{2 \times \text{CO}_2}$ を $S_{4 \times \text{CO}_2}$ の 1/2 として見積もる。

3. 結果

このアンサンブルにおける気候感度の幅は $2.2\text{--}3.4^\circ\text{C}$ である(図 1)。雲短波フィードバックのばらつきが、気候感度の分散の大部分をもたらしていることがわかった。雲短波フィードバックを調べると、全てのメンバーが負の値を持ち、そのために高い気候感度が現れないことが明らかになった(図 2)。このモデルでは、温暖化時に中層雲の雲量が増えることで、雲短波フィードバックが負になる(図 3)。

温暖化時の雲短波フィードバックの大きさは、現在気候の中層雲の量と関係していること

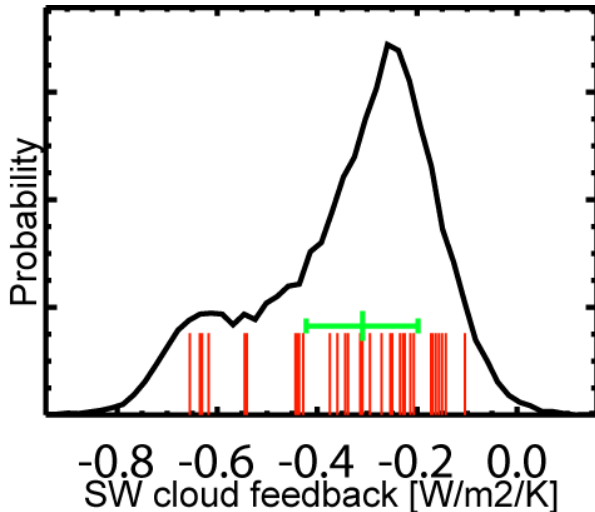


Fig 2: Probability distribution of SW cloud feedback [W/m²/K]. Vertical red lines indicate each CGCM run. The black curve is a histogram of bootstrap samples from all the CGCM runs. The green error bar shows the 10-90% range and the best estimate of the standard model, estimated using the bootstrap method.

がわかった(図 4 a)。また太平洋 ITCZ の南側で雄大積雲が発生しやすく降水量が多いメンバーほど、雲短波フィードバックが負に大きくなる(図 4 b)。そのようなメンバーでは、太平

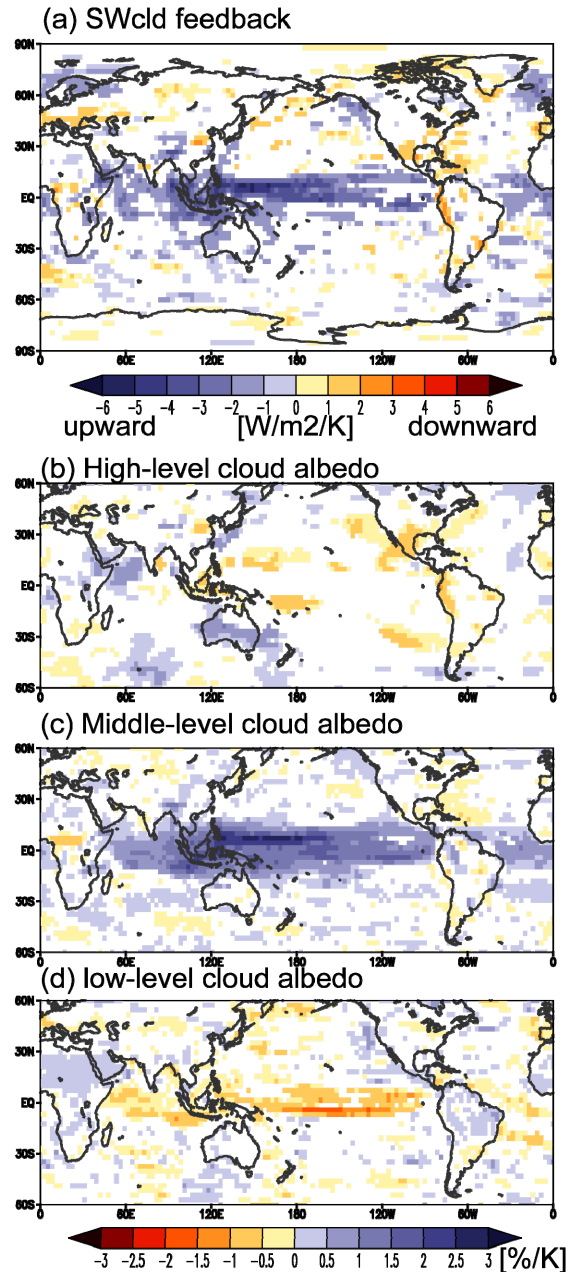


Fig 3: (a) Local differences in SW cloud feedback [W/m²/K] between models with the 10 lowest (more negative) and 10 largest (less negative) global mean SW cloud feedback parameters. (b-d) Differences in cloud albedo feedbacks with cloud top height of (b) high, (c) middle and (d) low [%/K]. We show significant differences based on $\pm 10\%$ levels of t -tests.

洋の赤道上で Bjerknes フィードバックが働きやすいため、ENSO の振幅も大きい (図 4 c)。これらの関係を用い、さらに観測データとモデルの現在気候実験を比較することで、標準モデルの雲短波フィードバックがより尤もらしいことが分かった (図 5)。

4. まとめ

最先端の大気海洋結合モデル MIROC5 を用いて、フラックス調節無しで、物理アンサンブル実験を行う方法を開発した。コントロール実験において、大気上端の放射収支がほとんど変わらず、ドリフトしないパラメータ値の組み合わせを探ることが可能になった。そのパラメータ値の組み合わせに対して、Gregory-style 実験を行い、気候感度やフィードバックなどを推定した。MIROC5 では、物理アンサンブルを行っても、高い気候感度は現れないことが明らかになった。気候感度の変化は、ほとんどが雲短波フィードバックの変化によってもたらされている。雲短波フィードバック

が常に負の値をもち、そのために高い気候感度が生じないことが分かった。この負の雲短波フィードバックは、温暖化時に中層雲が増えるために生じている。

さらに雲短波フィードバックの強さと、現在気候実験における気候鳩の関係性を調べた。その結果、現在気候における熱帯太平洋の中層雲アルbedo、降水量、ENSO の振幅と雲短波フィードバックが関係していることが明らかになった。観測データと比較すると、標準モデルの雲短波フィードバックがより尤もらしいことが分かった。

今後は、他モデルの物理アンサンブル実験との相互比較を進め、気候感度の構造不確実性と物理パラメータ不確実性の関係を調べていく。

参考文献

Cess RD, Coauthors (1990) Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models. *J Geophys Res*, **95**:16601–16615

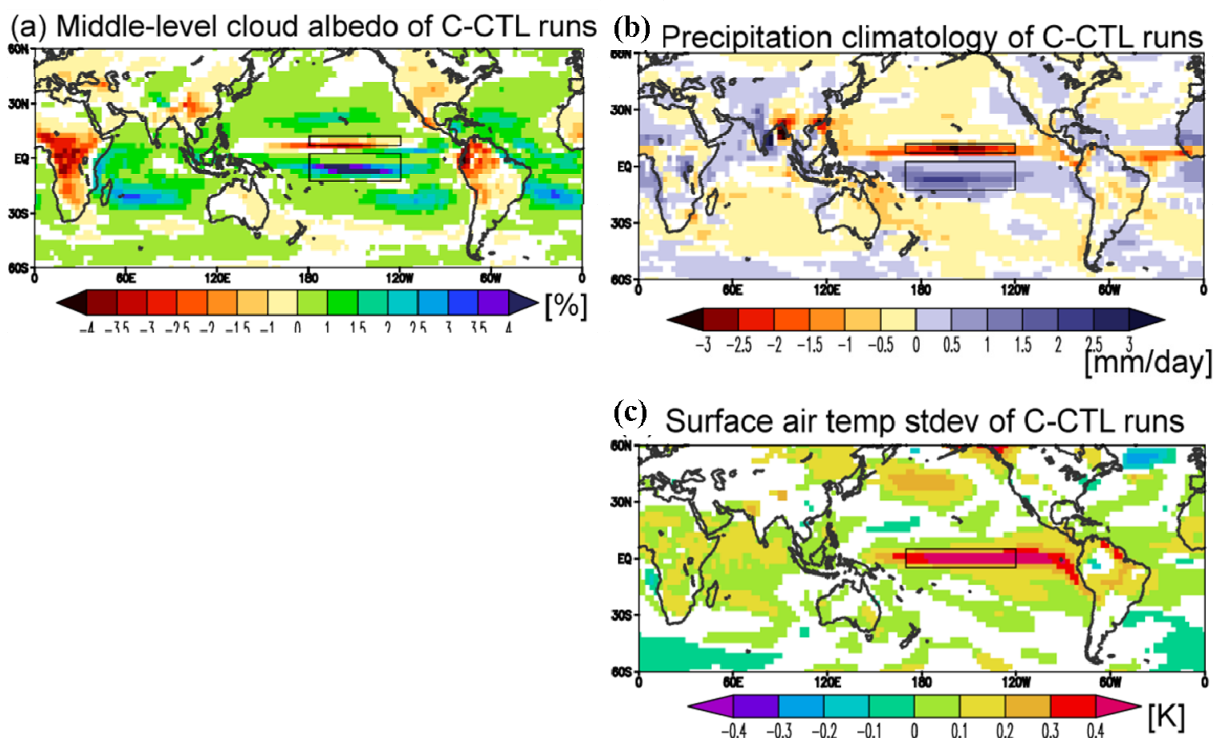


Fig 4: (a) Differences in middle-level cloud albedo [%] between models with the 10 lowest (more negative) and 10 largest (less negative) global mean SW cloud feedback parameters. Black boxes indicate regions where the Normalized Cloud Index is defined. (b) Differences in precipitation [mm/day] between the C-CTL runs with the 10 lowest (more negative) and 10 largest (less negative) global mean SW cloud feedback parameters. Black boxes represent regions where the Normalized Precipitation Index is defined. (c) Differences in the standard deviation of the annual mean surface air temperature [K] between the C-CTL runs with the 10 lowest (more negative) and 10 largest (less negative) global mean SW cloud feedback parameters. The black box indicates the Niño 3.4 region. These panels show differences that are significant at the 10% level in a *t*-test.

Cess RD, Coauthors (1996) Cloud feedback in atmospheric general circulation models: An update. *J Geophys Res*, 101 (D8):12791–12794

Collins M, Booth BBB, Bhaskaran B, Harris G, Murphy JM, Sexton DMH, Webb MJ (2011) Climate model errors, feedbacks and forcings: a comparison of perturbed physics and multi-model ensembles. *Clim Dyn* 36:1737–1766.

Gregory JM, Coauthors (2004) A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity. *Geophys Res Lett*, **31**:L03205

Murphy JM, Sexton DMH, Barnett DN, Jones GS, Webb MJ, Collins M (2004) Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. *Nature*, **430**:768-772

Shiogama, H., M Watanabe, M Yoshimori, T Yokohata, T Ogura, James D Annan, Julia C Hargreaves, M Abe¹, Y Kamae, R O'ishi, R Nobui, S Emori, Toru Nozawa, A Abe-Ouchi, M Kimoto (2011) Physics Parameter Uncertainty and Observational Constraints of Climate Feedback: An Ensemble of Coupled Atmosphere Ocean GCM without Flux Corrections. *Clim. Dyn.*, submitted.

Stainforth, DA, and Coauthors, 2005: Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases. *Nature*, **433**:403-406

Watanabe M, Shiogama H, Yokohata T, Kamae Y, Yoshimori M, Ogura T, Annan JD, Hargreaves JC, Emori S, Kimoto M (2011b) Using a Multi-Physics Ensemble for Exploring Diversity in Cloud Shortwave Feedback in GCMs. *J Climate*, submitted.

Watanabe, M., and Coauthors (2010) Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *J. Climate*, 23:6312-6335

Williams KD, Webb MJ (2009) A quantitative performance assessment of cloud regimes in climate models. *Clim Dyn* 33:141-157

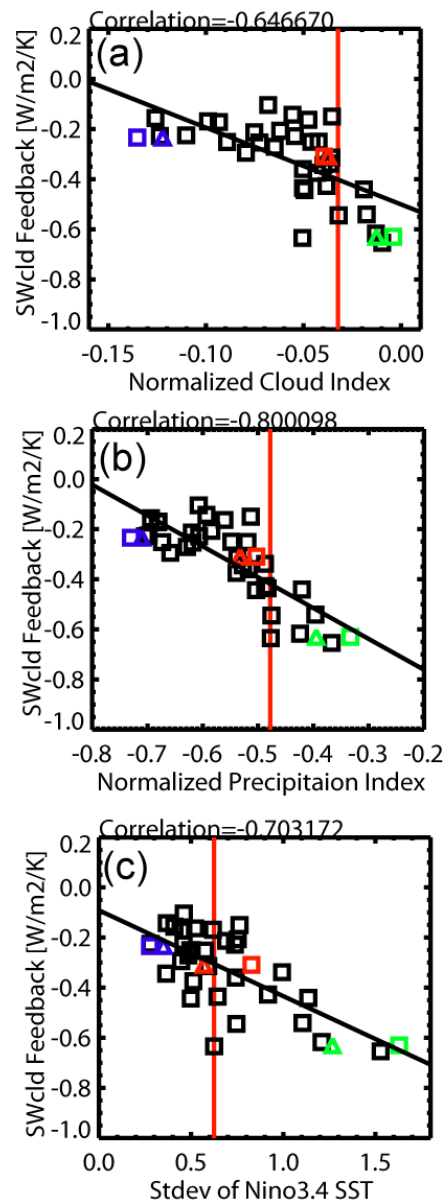


Fig 5: Scatter plots (squares) of SWcloud feedbacks [W/m²/K] in the C-CO₂ runs and (a) Normalized Cloud Index [no dimension], (b) Normalized Precipitation Index [no dimension] and (c) the standard deviation of annual mean Nino3.4 SST [°C] in the C-CTL runs. Black lines are the ordinal least square regressions. Red lines represent observations. Red squares are output from the standard model; blue and green squares are outputs from models with the minimum and maximum amplitude of ENSO, respectively. Red, blue and green triangles represent 100-yr C-CTL runs of the standard model and the models with the minimum and maximum amplitude of ENSO, respectively.