

Transpose-AMIP の応用による気候システムの速い応答プロセスの解明

釜江 陽一, 渡部 雅浩 (東京大学 大気海洋研究所)

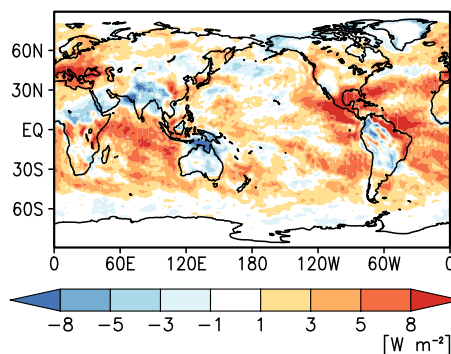
はじめに

全球気候モデルを用いた気候変動予測研究において、CO₂濃度の倍増に対する全球平均気温の上昇量は、気候感度と呼ばれる基本的な指標として用いられる (吉森ほか 2012)。CO₂濃度の増加に対する気候システムの応答は、地上気温の上昇に伴う過程 (フィードバック) と、地上気温の上昇を伴わない短い時間スケールで起こる「調節過程」の二つに分けられる。気候感度の不確実性は、調節過程における放射収支の変化を含む「有効放射強制力」と、フィードバックの二種類の不確実性に起因する。対流圏で起こる速い応答プロセス (対流圏調節) は、雲放射強制力の変化 (Gregory and Webb 2008)、降水量の減少 (Allen and Ingram 2002; Lambert and Webb 2008) などに伴う一方で、その物理メカニズムには不明な点が多い。

対流圏調節のプロセスの特定には困難が伴う。大気海洋結合モデル (あるいは大気混合層海洋結合モデル) を用いてCO₂増加実験を行った場合、短時間で地上気温が応答するために、気候感度を推定するための長期積分だけでは、十分なサンプルを得ることができない。大気大循環モデルを用いてCO₂増加実験を行うと、海面水温の変化を抑えることで十分なサンプル (例えば、30年平均) を得ることができる。ただし、この長期平均場からは、応答の時間スケールやメカニズムを説明することはできない。初期値依存性を極力排除した上で、CO₂増加後の時間的に詳細な応答過程を調べる必要がある (Kamae and Watanabe 2012a)。

短期的な天気予報と長期積分を必要とする気候変動予測は、同じ数値モデルを使用しながらも、それぞれ主に初期値・境界値依存性を扱う、性質の異なる問題であった。近年、主に気候変動予測を行うための全球大気モデルを、短期的な天気予報の仕様で積分を行うことにより、初期に発展するモデルの系統的誤差を特定すること、およびそれと長期積分により現れる系統的誤差との対応関係を調べる試みが進められている (室井 2012)。

(a) SWcld AMIP 4xCO₂



(b) Prcp AMIP 4xCO₂

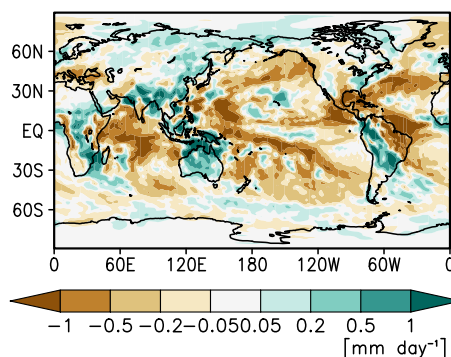


図 1. AMIP CO₂ 4 倍増実験による (a) SWcld ($W m^{-2}$), (b) 降水量 ($mm day^{-1}$) の変化. 30 年間平均・年平均値を示す。

中でも、国際的なプロジェクトである Transpose-AMIP (Williams et al. 2012) により、モデル間での比較検証を行う体制が整えられつつある。

2007年のIPCC第四次評価報告書に向けた数値気候モデル実験 (CMIP3/CFMIP1) のデータでは、対流圏調節を十分に調べることができなかった。CMIP5/CFMIP2の実験設定では、CO₂濃度を変化させた大気大循環モデルによる長期積分、大気海洋結合モデルによる積分の初期値アンサンブル実験の結果の提出が求められている。本研究は、全球気候モデルMIROC5を用いた、1) CMIP5/CFMIP2の実験設定に準拠したCO₂ 4倍増実験、および2) Transpose-AMIPの仕様を応用したCO₂ 4

倍増実験の結果に基づき、CO₂増加に対する対流圏調節の物理プロセスを明らかにする。

2. 方法

Transpose-AMIPの仕様に基づき、2008年10月から2009年7月にかけての64通りのhindcastをそれぞれ10日間積分行う。同様に大気中CO₂濃度を4倍にした実験を行い、その偏差を64メンバーでコンポジット平均することにより、初期値依存性を除いた大気場の応答について解析を行う。

同時に、CMIP5/CFMIP2の実験設定に基づいた、大気モデル (AMIP実験)、水惑星、大気海洋結合モデルによるCO₂ 4倍増実験も行い、その結果を比較する。

3. 結果

3.1 下層雲と有効放射強制力、水循環強度の変化

AMIP実験の30年間平均値から定義される平衡応答は、対流圏下層を中心とした昇温、それに伴う乾燥化、雲量の減少、正の雲短波放射強制力 (SWcld, 図1a) 降水量や蒸発量の減少 (図1b), 海上境界層高度の低下によって特徴づけられる。対流圏の昇温は、CO₂増加に伴う瞬時放射強制力による大気長波加熱の鉛直プロファイルと一致する。

Transpose-AMIPにより、CO₂増加直後の10日間の応答を調べると、上記の特徴が全て確認された。このうち長波加熱は瞬時的に、そのほかの調節過程は2日程度の時間スケールで発展することがわかった (図2)。また、AMIP実験の低緯度域において確認される、海上での全体的な大気循環 (ハドレー・ウォーカー循環) の弱化は数日の時間スケール内では表れず、月スケールで発達することがわかった。

SWcldが正の値をとることから、雲量は全体的に減少していると期待される。図3aは海上における東西平均雲量の南北高度分布を示す。MIROC5が再現する下層雲は850-900 hPaにピークを持つが、CO₂増加による雲量の変化は1) 下層雲上部における強い減少、2) 下部における増加、の特徴を持つ。この上下の下層雲量変化のコントラストは、下層雲の高度が全体的に低下していることを示唆する。また、下層雲上部の減少量は下

部の増加量に勝り、全雲量は減少 (-1.0%) を示す。この対流圏調節に伴う雲量の低下は、正のSWcldと整合的である。同時に、海上境界層高度も50~60mの低下を示した (図3b)。

雲量の増加・減少は定性的に相対湿度の変化に対応する。海上における相対湿度の鉛直プロファイルの変化は、雲量と同じく1) 対流圏下層の乾燥化、2) 海上表層の大気の湿潤化、を示す。海上表層大気の湿潤化は、海面からの蒸発量の減少 (図2c 緑線) と整合的である。対流圏調節において降水量が減少するのは、海上表層の相対湿度による蒸発量のコントロールの結果である。対流圏下層

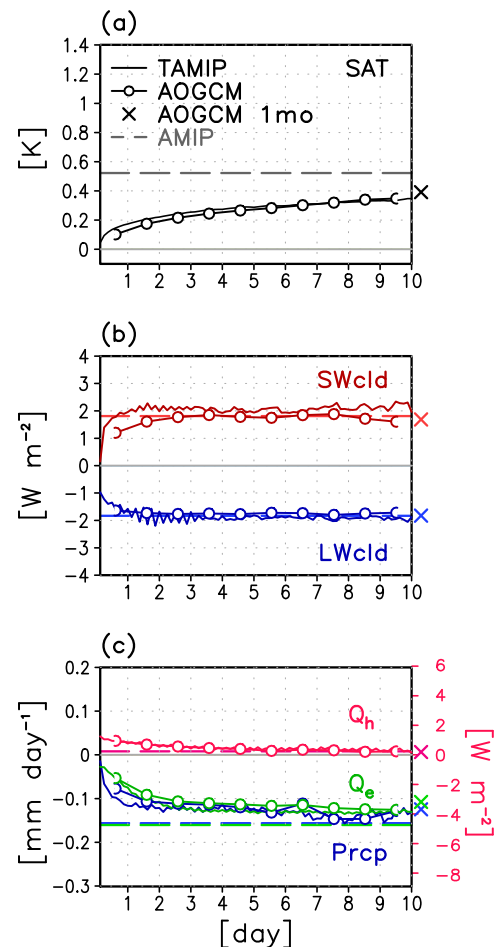
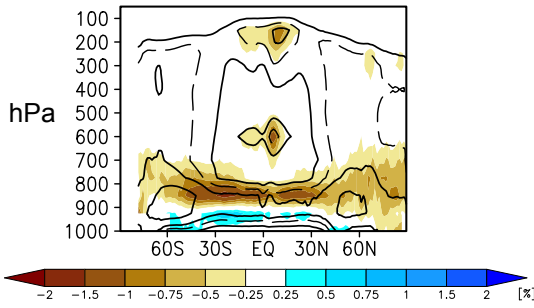


図 2. CO₂ 4 倍増実験における TAMIP および AOGCM10 日間積分値の時系列. (a) 地上気温 (K), (b) 雲短波および長波強制力, (c) 顕熱(Q_h), 潜熱(Q_e) (W m⁻²), 降水量(mm day⁻¹). 破線は AMIP 実験による平衡応答, ×は AOGCM1ヶ月積分の平均値.

(a) TAMIP 4xCO₂ 5days Cloud fraction (%)



(b) TAMIP 4xCO₂ 5days PBLd (m)

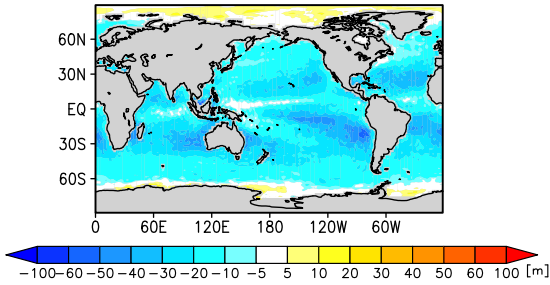


図 3. TAMIP 5 日平均の(a)海上雲量の変化(%). 等値線はコントロール実験における雲量(4, 8, 12, 20%)を示す. (b) 海上境界層高度の変化 (m).

の乾燥化は、蒸発量の減少・気温の上昇傾向と対応する。次に、境界層や下層雲の高度が低下する要因を考える。

3.2 対流圏下層の安定化と境界層高度の低下

対流圏調節における境界層高度の変化を調べると、海上では一貫して高度が低下する傾向が確認された (図3b)。境界層高度の変動要因には1) 海面からの顕熱・潜熱フラックスを始めとした浮力の生成, 2) 対流圏下層の安定度, 3) 大規模場の下降流, 4) 積雲フラックス, などが挙げられる (Medeiros et al. 2005)。蒸発量の減少は、対流圏調節において境界層を下げる働きをする。大気安定度は、海上表層の気温がほとんど変化しないのに対し、対流圏下層 (例えば700hPa) では、CO₂増加に伴う瞬時放射強制力による長波加熱が大気を温める。このコントラストは、対流圏調節における対流圏下層の安定度の強化をもたらす。以上のような1) 潜熱フラックスの弱体化, 2) 安定度の強化, は海上境界層高度を低下させる。このことは対流圏下層の水蒸気量が1) 海上表層で増加し, 2) 対流圏下層で減少する, というコントラストの形成と対応し, 相対湿度, 雲量のコントラスト (下方へのシフト) と整合的である。

3.3 海陸温度コントラストの役割

対流圏調節においては、陸面の温度が SSTよりも速く、急激に上昇するため、海陸に明瞭な温度コントラストが形成される。こ

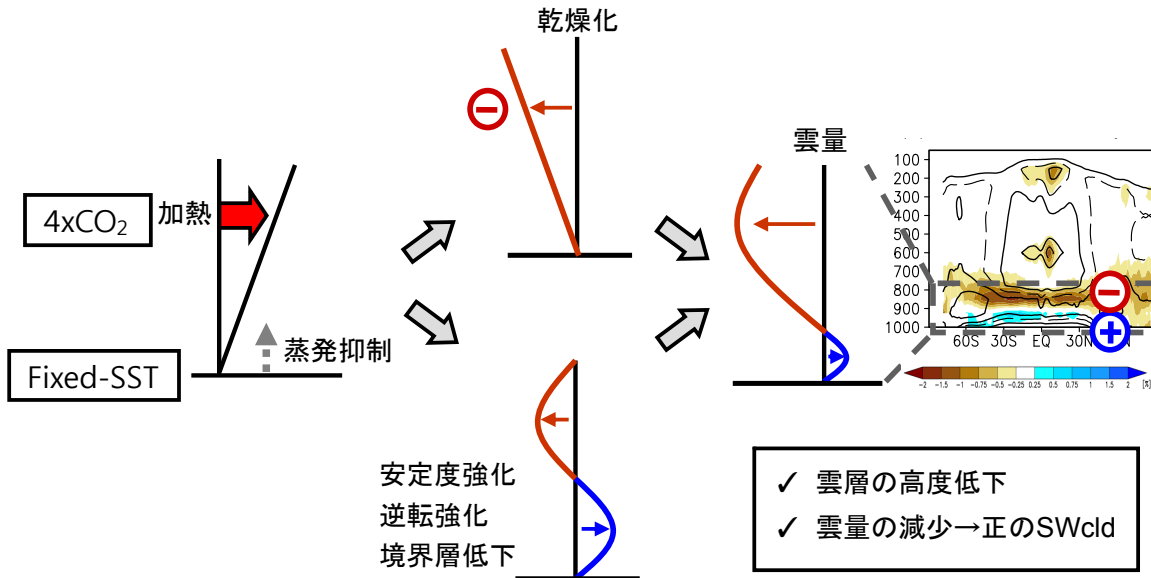


図 4. 海上の対流圏下層で起こる対流圏調節のメカニズム。

のコントラストは大気循環、雲量、降水量の変化と対応しているため、海陸コントラストが対流圏調節の主要な駆動要素である可能性がある。そこでMIROC5を用いた水惑星実験を始めとする理想化実験を行い、海陸温度コントラストの役割を調べた。大気中CO₂濃度の増加により、陸面の熱容量が小さいことに加え、陸上植生の気孔抵抗の変化(CO₂光化学強制力, Doutriaux-Boucher et al. 2009)が蒸発散を抑制し、熱収支を変化させることで陸上気温の上昇をさらに加速する。陸上気温の上昇は深い対流を活発化させ、降水量の増加、上層雲の増加と負のSWcldをもたらす。これらは海上の応答とは逆である。一方で、このような陸上の応答は全球平均の応答を弱めるものの、その符号を変えることはなく、対流圏調節においては二次的な要素に過ぎないことが確認された(Kamae and Watanabe 2012a)。

4. 結論

全球気候モデルMIROC5を用いて、CO₂増加直後の速い気候応答(対流圏調節)のメカニズムを明らかにした。対流圏調節は、その時間スケールから大きく三種類に分類される。1) 瞬時の応答: CO₂濃度増加による対流圏下層を中心とする長波放射加熱、陸上植生の気孔抵抗の変化による蒸発散量の減少、陸上熱収支の変化(CO₂光化学強制力)。2) 数日スケールの応答: 1) による対流圏下層の昇温、下層安定度の強化、境界層高度の低下、海上表層相対湿度の増加による蒸発量・降水量の減少、下層雲の減少と高度の低下(図4)、雲量の減少による正のSWcld、陸上の温度上昇による深い対流の強化と上層雲の増加、それに伴う陸上の負のSWcld。3) より長い時間スケールの応答: 熱帯大気循環の全体的な弱化。

本研究はCMIP5マルチモデルの中の一モデルで、対流圏調節のメカニズムを調べた。残された課題として、他のモデルでも上記のプロセスが認められるかどうか、モデル間の一貫性とばらつきの要因について調べる必要がある。この点については後続研究(Kamae and Watanabe 2012b)を参照されたい。

謝辞: 本研究は文部科学省気候変動リスク情報創生プログラム、JSPS 科研費 23310014, 23340137 の支援を受けた。

参考文献

- Allen, M. R., and W. J. Ingram, 2002: Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, **419**, 224-232.
- Doutriaux-Boucher, M., M. J. Webb, J. M. Gregory, and O. Boucher, 2009: Carbon dioxide induced stomatal closure increases radiative forcing via a rapid reduction in low cloud. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L02703, doi:10.1029/2008GL036273.
- Gregory, J. M., and M. J. Webb, 2008: Tropospheric adjustment induces a cloud component in CO₂ forcing. *J. Climate*, **21**, 58-71, doi: 10.1175/2007JCLI1834.1.
- Kamae, Y., and M. Watanabe, 2012a: Tropospheric adjustment to increasing CO₂: its timescale and the role of land-sea contrast. *Climate Dyn.*, doi:10.1007/s00382-012-1555-1.
- Kamae, Y., and M. Watanabe, 2012b: On the robustness of tropospheric adjustment in CMIP5 models. *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2012GL054275, in press.
- Lambert, F. H., and M. J. Webb, 2008: Dependency of global mean precipitation on surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L16706, doi: 10.1029/2008GL034838.
- Medeiros, B., A. Hall, and B. Stevens, 2005: What controls the mean depth of the PBL? *J. Climate*, **18**, 3157-3172.
- 室井ちあし 2012: Transpose-AMIP. *天気*, **59**, 237-238.
- Williams, K. D., A. Bodas-Salcedo, M. Deque, S. Fermepin, B. Medeiros, M. Watanabe, C. Jakob, S. A. Klein, C. A. Senior, and D. L. Williamson, 2012: The Transpose-AMIP II experiment and its application to the understanding of Southern Ocean cloud biases in climate models. *J. Climate*, 10.1175/JCLI-D-12-00429.1, in press.
- 吉森正和, 横島徳太, 小倉知夫, 大石龍太, 河宮未知生, 塩竈秀夫, 対馬洋子, 小玉知央, 野田暁, 千喜良稔, 竹村俊彦, 佐藤正樹, 阿部彩子, 渡部雅浩, 木本昌秀, 2012: 気候感度. Part 1: 気候フィードバックの概念と理解の現状. *天気*, **59**, 5-22.