

地球温暖化による海洋大陸での上昇流弱化の日本付近の循環場への影響（冬）

原田昌・前田修平・平原翔二・村井博一・
及川義教・安井壮一郎（気象庁気候情報課）

1. はじめに

海洋大陸付近における積雲対流に伴う大規模な凝結加熱は、傾圧的な赤道ロスビー波のみならず、中・高緯度に伝播する順圧的な定常ロスビー波も生成する（Held 2002）。冬季には、この順圧的な定常ロスビー波が日本付近から日本の東海上にかけての気圧の谷を深め、冬型の気圧配置の強化を通じて日本の冬の気温を下げる。すなわち、海洋大陸付近の積雲対流活動はこの過程で日本の冬を寒くする。

地球温暖化により熱帯のウォーカー循環は弱まると予測されている。この弱化は、気温の上昇に伴い増加する大気中の水蒸気ほどには降水量が増加しないことに起因しており、多くの気候モデルに共通した、信頼度の高い予測と考えられている（Vecchi and Soden 2007）。ウォーカー循環の弱化に伴い、海洋大陸付近における水平風の対流圏下層での収束、上層での発散は弱まり、ロスビー波ソースの振幅は低下することになる。その結果、上述した順圧的なロスビー波の振幅は小さくなり、日本付近から日本の東海上にかけての気圧の谷が浅くなることが期待される。すなわち、地球温暖化によるウォーカー循環の弱化が、冬型の気圧配置の弱化をもたらし、日本の冬の昇温に寄与する可能性がある。

そこで本調査では地球温暖化に伴う冬季の大気循環の変化を、熱帯循環の変化とその中・高緯度への影響に着目し、結合モデル相互比較プロジェクト（Coupled Model Intercomparison Project; 以下 CMIP）のデータセットを用いて解析する。将来予測の不確実性を低減させるため、モデルによる現在気候の再現性を評価し、選別したモ

デルのマルチモデルアンサンブルにより将来予測を行う。

なお、本報告は Harada et al. (2013) の拡張として、中高緯度における循環の変化やそのメカニズムについての新たな調査結果をまとめたものである。

2. 使用データ

本調査で使用したデータはCMIP5（Taylor et al. 2012）マルチモデルデータセットである。CMIP5 には各国の機関から多数のモデルが提供されているが、ここでは主要な要素（降水、風速、気温等）の月別データが揃っている 34 モデルのうち、インド洋から西太平洋にかけての熱帯域の 200hPa速度ポテンシャルを指標にして、現在気候の再現性¹の良好でない 7 モデルを除く 27 モデル（表 1）を使用した。モデルにより解像度が異なるが、空間内挿により水平解像度を 2.5 度（東西 144 点、南北 73 点）、鉛直層数を 17 層（1000hPaから 10hPa）に統一した。

本調査では現在気候を 20 世紀末、将来気候を 21 世紀末で定義し、二つの期間の差を将来変化とした。平均期間や実験シナリオについては表 2 を参照されたい。将来予測においては RCP4.5 シナリオを使用した。

表 1 使用した CMIP5 モデルのリスト

(1) ACCESS1.0	(10) CSIRO-Mk3.6.0	(23) IPSL-CM5A-MR
(2) ACCESS1.3	(11) CanESM2	(24) IPSL-CM5B-LR
(3) BNU-ESM	(12) FGOALS-g2	(27) MIROC5
(4) CCSM4	(13) FGOALS-s2	(28) MPI-ESM-LR
(5) CESM1(BGC)	(14) FIO-ESM	(29) MPI-ESM-MR
(6) CESM1(CAM5)	(15) GFDL-CM3	(30) MRI-CGCM3
(7) CMCC-CM	(16) GFDL-ESM2G	(31) NorESM1-M
(8) CMCC-CMS	(17) GFDL-ESM2M	(32) NorESM1-ME
(9) CNRM-CM5	(22) IPSL-CM5A-LR	(33) BCC-CSM1.1(m)

¹ JRA25 (Onogi et al. 2007) を基準として計算したテイラーズスキルスコアにより各モデルの再現性を評価した。詳細は Harada et al. (2013) を参照。

表 2 平均期間及び実験シナリオ

	現在気候	将来気候
CMIP5	historical (1981-2000 年)	RCP4.5 (2081-2100 年)

3. 将来予測

(1) マルチモデル平均予測

27 モデル平均による 200hPa 速度ポテンシャル、200hPa 流線関数、850hPa 流線関数の冬季 (DJF) の将来変化を図 1 に示す。熱帯域の 200hPa 速度ポテンシャルでは、上層発散中心の海洋大陸付近で発散が弱まる変化が見られる。一方、熱帯・亜熱帯域の 200hPa (850hPa) 流線関数では、赤道を挟んでほぼ対称な低気圧 (高気圧性) 循環の変化 (北半球側では南シナ海を中心とし、南半球側ではオーストラリアの西を中心とする) が見られる。この変化は上層発散弱化域の北西及び南西に位置している。

中緯度においては、日本の南東海上に高気圧性循環の変化、その北東のアリューシャン列島の南に低気圧性循環の変化という、波列状の変化が 200hPa 流線関数に見られる。振幅は小さいものの符号は同じ変化が 850hPa 流線関数にも見られ、これらの中緯度の変化は等価順圧な鉛直構造をしていることがわかる。

(2) 熱帯上層発散の弱化と循環の変化

上層発散の変化との位置関係、鉛直・水平構造から、(1) で述べた熱帯・亜熱帯域の循環 (水平風速の回転成分) の変化は、海洋大陸付近での上層発散によって強制される傾圧的な赤道ロスビー波の弱化によるものと推察される。また、同様に、中緯度の変化も海洋大陸付近の上層発散の弱化の応答としての等価順圧な定常ロスビー波の変化と推察される。

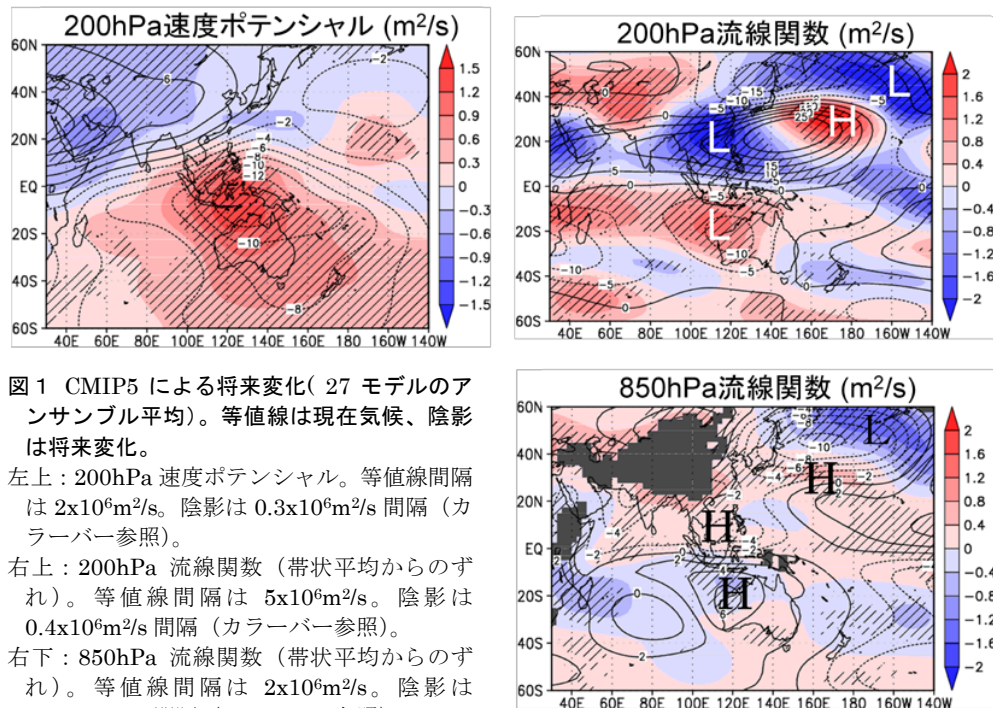


図 1 CMIP5 による将来変化 (27 モデルのアンサンブル平均)。等値線は現在気候、陰影は将来変化。
左上: 200hPa 速度ポテンシャル。等値線間隔は $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影は $0.3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 間隔 (カラーバー参照)。
右上: 200hPa 流線関数 (帯状平均からのずれ)。等値線間隔は $5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影は $0.4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 間隔 (カラーバー参照)。
右下: 850hPa 流線関数 (帯状平均からのずれ)。等値線間隔は $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影は $0.4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 間隔 (カラーバー参照)。
各図の斜線は符号検定において変化が 90% の信頼度で有意な領域。

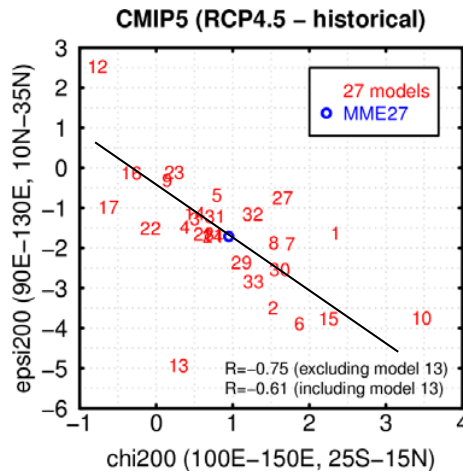


図2 CMIP5 の各モデルによる将来変化。
横軸：海洋大陸付近（東経 100～150 度、南緯 25～北緯 15 度）で平均した 200hPa 速度ポテンシャルの将来変化、縦軸：南シナ海を中心とする領域（東経 90～130 度、北緯 10～35 度）で平均した 200hPa 流線関数の変化、単位は $1 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。横軸、縦軸ともに単位は $1 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。赤数字は各モデルの予測で、表 1 に示したモデル名に対応。青い丸は 27 モデルのアンサンブル平均。

もしこれらの推察が正しければ、上層発散の変化が大きいモデルほど、循環の変化も大きいはずである。実際、各気候モデルにおける海洋大陸付近で平均した 200hPa 速度ポテンシャルの変化と南シナ海を中心とする領域で平均した 200hPa 流線関数の変化の散布図（図 2）では、上層発散の弱まりが顕著なモデルほど低気圧性の循環の変化が大きいという傾向が見られる。中緯度についても、熱帯・亜熱帯の循環の変化と同様に、上層発散の弱まりが大きなモデルほど高気圧性の循環の変化が大きいという傾向が見られる（図 3）。

4. 循環の変化のメカニズム

(1) LBM を用いた数値実験の仕様

3. の結果は、地球温暖化による海洋大陸付近の上層発散の弱化が、熱帯・亜熱帯と中緯度の風の回転成分（以下、

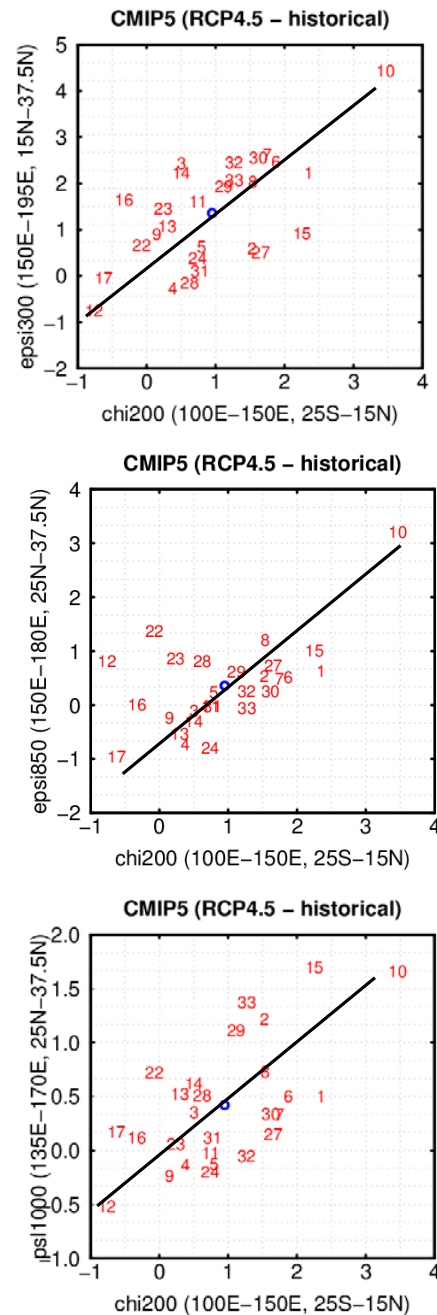


図3 図2と同じ、ただし要素が異なる。

縦軸：上) 日本の南東海上の領域（東経 150～195 度、北緯 15～37.5 度）で平均した 300hPa 流線関数の変化、中) 東経 150～180 度、北緯 25～37.5 度で平均した 850hPa 流線関数の変化、下) 東経 135～170 度、北緯 25～37.5 度で平均した 1000hPa 流線関数の変化。

循環と呼ぶ)の変化に寄与したことを示唆している。そこで、3. で示唆された熱帯域の上層発散の弱化と循環の変化の力学的な関係を解析することを目的として、帯状平均場の周りに線形化した傾圧モデル(LBM)を用いた数値実験を行った。

使用したLBM(Watanabe and Kimoto 2000, 2001)は、解像度T42L20のプリミティブモデルを基本場の周りに線形化したものである。基本場は、本調査で用いたCMIP5の27の気候モデル平均の帯状平均場とした。地形の影響は外部から与える強制として扱われている。このLBMに非断熱加熱強制を与えて定常解を求めた。地球温暖化による循環場の変化を、非断熱加熱強制に対する線形定常応答問題の枠組みで理解しよう、ということである。

非断熱加熱強制は、CMIP5の27の気候モデルの結果から、熱力学方程式の時間変化項と力学的な温度変化項の残差の平均として求めた(Chan and Nigam 2009)。基本場と非断熱加熱強制ともに冬(DJF)平均である。ただし、CMIP5のデータの制限から、力学的な温度変化項は、月平均場から求められる項のみを用いた。このため、残差には、月平均からのずれで定義される擾乱による熱輸送の項が含まれていない。このことについて、JRA-25再解析データで確認したが、少なくとも熱帯域における非断熱加熱のパターンには、擾乱による熱輸送の有無の影響は大きくはなかった(図略)。そのため、熱帯域に限れば、ここで求めた残差を近似的に非断熱加熱と考えてもよい。

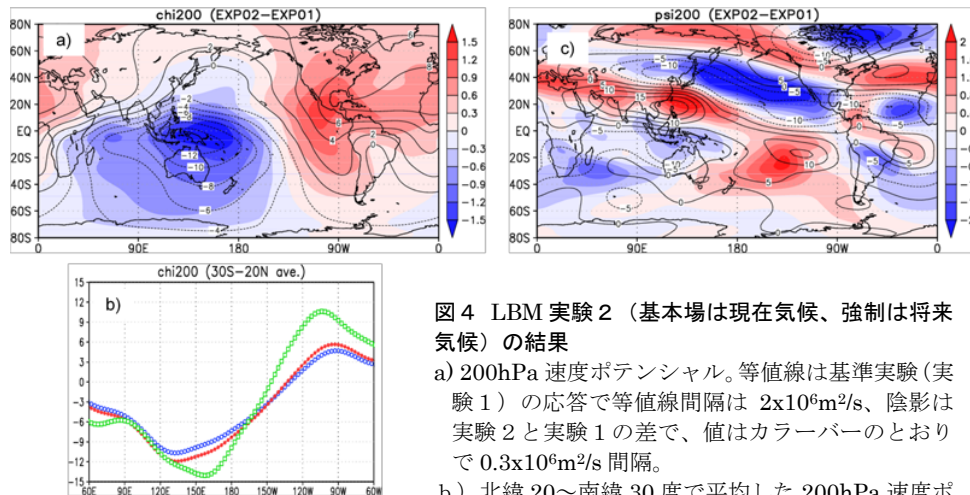
地球温暖化の循環への影響の要因を、基本場の変化(成層の安定化など)と非断熱加熱強制の変化(熱帯域における加熱の増加など)に分けて調べるため、表3のとおり4通りの数値実験を行った。実験1は基本場と強制ともに現在気候を用いた基準実験である。図4～図7ではこの基準実験の結果(定常応答)を等値線で示している。

(2) 非断熱加熱の変化による線形定常応答の変化

基本場は現在気候で、強制は将来気候とした実験2の結果を図4に陰影で示す。図4aの200hPa速度ポテンシャルでは、地球温暖化による降水量の増加に伴う加熱の増加に対応して、海洋大陸付近での上層発散が強くなり、現在気候の発散収束のパターンの振幅が大きくなっていることがわかる。ただし、将来気候では発散中心がやや東側にシフトしており、熱帯域で平均した両者の差は、発散中心より約30度東の東経160度付近で最も大きくなっている(図4b)。これは、地球温暖化による海面水温の変化がエルニーニョ的(西部に比べて中・東部太平洋赤道域で海面水温がより上昇する:図略)であることと矛盾しない。200hPa流線関数(図4c)では、熱帯域では発散収束のパターンの振幅の増大に対応して、現在気候の循環を強める符号での変化になっていることが確認できる。ただし、循環の変化のパターンはやや東側にシフトしており、これは発散中心のシフトと矛盾していない。

表3 LBM 実験の種類

実験の種類		強制(非断熱加熱)	
基本場 (帯状平均)		現在気候	将来気候
	現在気候	実験1	実験2
	将来気候	実験3	実験4
実験1との差を定常波の「変化」と定義			



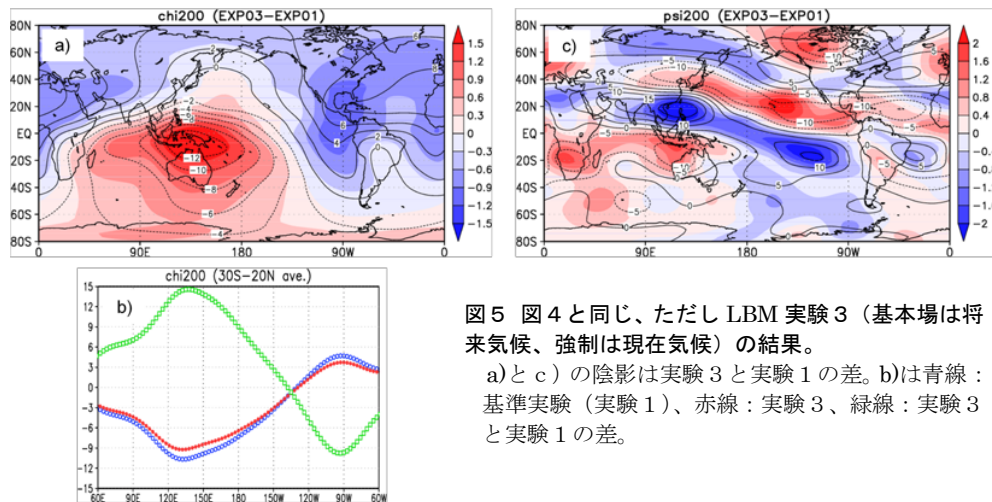
現在気候 将来気候 変化×10

図4 LBM 実験2（基本場は現在気候、強制は将来気候）の結果

a) 200hPa 速度ポテンシャル。等値線は基準実験（実験1）の応答で等値線間隔は $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、陰影は実験2と実験1の差で、値はカラーバーのとおりで $0.3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 間隔。

b) 北緯20°～南緯30°で平均した200hPa速度ポテンシャル。東経60°～西経60°の値。青線：基準実験（実験1）、赤線：実験2、緑線：実験2と実験1の差。縦軸の単位は $1 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ だが、緑線のみ $1 \times 10^{-5} \text{m}^2/\text{s}$ 。

c) 200hPa 流線関数（帯状平均からのずれ）。等値線は基準実験（実験1）の応答で等値線間隔は $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、陰影は実験2と実験1の差で、値はカラーバーのとおりで $0.4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 間隔。



現在気候 将来気候 変化×10

図5 図4と同じ、ただしLBM 実験3（基本場は将来気候、強制は現在気候）の結果。

a)とc)の陰影は実験3と実験1の差。b)は青線：基準実験（実験1）、赤線：実験3、緑線：実験3と実験1の差。

(3) 帯状平均基本場の変化の影響

実験3の基本場は将来気候で強制は現在気候である（図5）。図5aの200hPa速度ポテンシャルでは、実験2とは逆に、現在気候の発散収束のパターンの振幅が小さくなっている。実験

2とは異なり発散中心の東西シフトはないのが特徴である（図5b）。200hPa流線関数（図5c）では、熱帯域では発散収束のパターンの振幅の減少に対応して、現在気候の循環を弱める符号での応答になっていることが確認できる。将来気候の基本場は、現在気候の基本

場より成層が安定している（図略）ため、同じ加熱強制に対して弱い鉛直流で熱的にバランス出来るので上層発散が弱化し、それによって強制される定常波の振幅も小さくなる、と理解できる。なお、3. で述べた、CMIP5 の気候モデルで見られた南シナ海とオーストラリアの西を中心とする低気圧性循環の対とともに、日本の南東海上の高気圧性循環、その北東の低気圧性循環という波列状の変化も再現されている（図 5 c）。

(4) 非断熱加熱と帯状平均基本場の変化の影響

実験 4 は、基本場と強制ともに将来気候とする実験である（図 6）。実験 2 で示した加熱の増加に伴う変化と実験

3 で示した成層の安定化に伴う変化がキャンセルし合うが、成層の安定化の効果の方が上回り、海洋大陸付近においては上層発散が弱化し（図 6 a）、それに伴って循環が弱化している（図 6 b）。ただし、実験 2 で見られた加熱の変化に伴う応答の東側へのシフトの影響も見られる。図 7 a と図 7 b は図 1 の領域を全球に拡大したもので、CMIP5 の 27 モデルのアンサンブル平均の変化である。実験 4 の応答は、上層発散（図 7 a）と循環（図 7 b）両者の構造の大部分をとらえていることがわかる。このことは、地球温暖化による循環の変化が、熱帯の成層の安定化という帯状平均場（基本場）の変化と、変化した基本場のもとでの加熱強制の変化に対する線形応答として、ある程度理解で

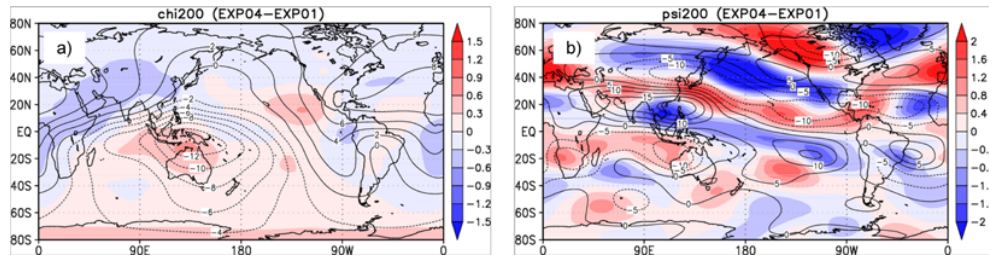


図 6 LBM 実験 4（基本場も強制も将来気候）の結果

- a) 200hPa 速度ポテンシャル。等値線は基準実験（実験 1）の応答で等値線間隔は $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、陰影は実験 2 と実験 1 の差で、値はカラーバーのとおりで $0.3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 間隔。
b) 200hPa 流線関数。等値線が基準実験（実験 1）の応答で等値線間隔は $5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、陰影が実験 2 と実験 1 の差で、値はカラーバーのとおりで $0.4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 間隔。

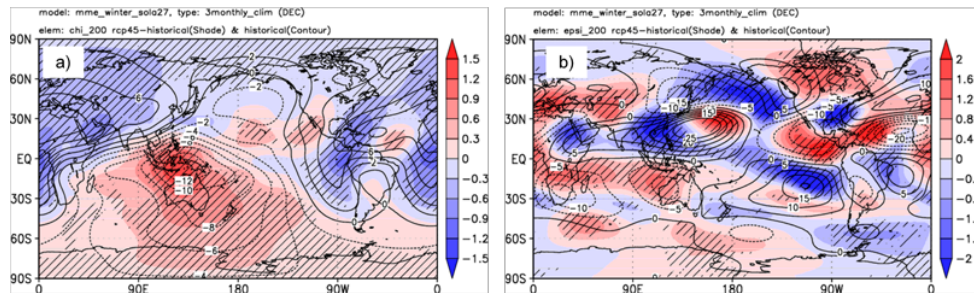


図 7 CMIP による将来変化(27 モデルのアンサンブル平均)。等値線は現在気候、陰影は将来変化。
a) 200hPa 速度ポテンシャル、等値線間隔は $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、陰影はカラーバーのとおりで $0.3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 間隔。b) 200hPa 流線関数（帯状平均からのずれ）、等値線間隔は $5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影はカラーバーのとおりで $0.4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 間隔。各図の斜線は符号検定において変化が 90% の信頼度で有意な領域。

きることを意味している。

5. まとめ

地球温暖化に伴う冬季の大気循環の変化を、熱帯循環の変化とその中・高緯度への影響に着目し、CMIP5 マルチ気候モデルによる将来予測を用いて解析した。その結果、

- ①海洋大陸付近での上層発散の弱まり、
 - ②南シナ海とオーストラリアの西を中心とする、対流圏上層（下層）での高気圧性（低気圧性）循環の変化、
 - ③対流圏上層で振幅が大きく、等価順圧な構造をした、日本の南東海上での高気圧性循環の変化（冬型の気圧配置の弱まり）、その北東のアリューシャン列島の南での低気圧性循環の変化、
 - ④①の変化が大きい気候モデルほど②と③の変化が大きいという傾向、
- が確認された。これらのことは、地球温暖化による海洋大陸付近の上層発散の弱化が日本付近での冬型の気圧配置の弱化に寄与している可能性を示唆している。

上記①～③のメカニズムを調べるために、LBM を用いた数値実験を行った。その結果、地球温暖化による熱帯域対流圏の成層の安定化が①～③の変化の支配的な要因であるが、熱帯域における非断熱加熱の東偏も一定の役割を果

たしていることがわかった。

本調査で実施した LBM 実験では、帯状平均場を基本場として、非断熱加熱強制に対する線形定常応答を調べた。LBM 実験の強制としては、他に、地形による強制や、移動性擾乱による渦や熱強制もある。図 8 に示すように、地形による強制の変化を加えると、線形定常応答のパターンは図 7 に示した CMIP5 の将来変化のパターンにより近づく。今後の課題として、移動性擾乱による渦と熱強制の変化の影響を調査することが挙げられる。

謝辞

本研究は環境省総合研究推進費（A-1201）により実施された。高薮縁教授（東大大気海洋研）、中村尚教授（東大先端研）、尾瀬智昭室長（気象研）をはじめとする同プロジェクトのメンバーに感謝申し上げます。CMIP5 データの整備においては、廣田渚郎博士（東大大気海洋研）、荒川理氏（気象研）のお世話になった。LBM は渡部雅浩准教授（東大大気海洋研）から提供いただいた。

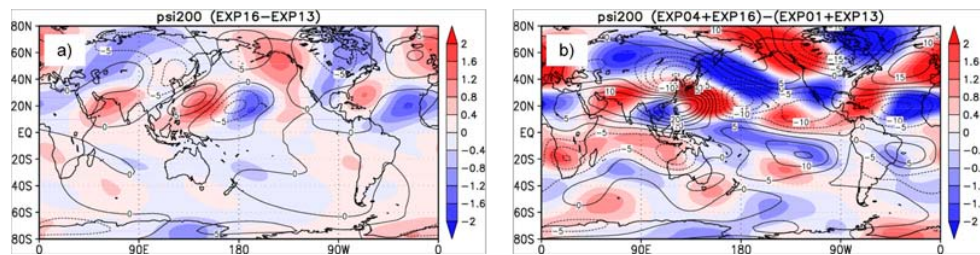


図 8 LBM 実験（山岳強制に対する応答）の結果

- a) 200hPa 流線関数（帯状平均からのずれ）。山岳強制に対する応答。等値線は基本場が現在気候とした実験の応答で等値線間隔は $2.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は基本場が将来気候の実験と現在気候の実験の差で、値はカラーバーのとおりで $0.4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 間隔。
- b) 200hPa 流線関数（帯状平均からのずれ）。山岳強制と熱帯域の非断熱加熱強制に対する応答。等値線は基本場と強制ともに現在気候とした実験の応答で等値線間隔は $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は基本場と強制ともに将来気候とした実験と、基本場と強制ともに現在気候とした実験の差で、値はカラーバーのとおりで $0.2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 間隔。

参考文献

- Chan, S. C., and S. Nigam, 2009: Residual diagnosis of diabatic heating from ERA-40 and NCEP reanalyses: Intercomparisons with TRMM. *J. Climate*, **22**, 414-428.
- Harada M., S. Hirahara, S. Hagiya, H. Murai, Y. Oikawa, and S. Maeda, 2013: Intensification of the south side of the Asian jet stream during the Northern Winter in CMIP5 models. *SOLA*, **9**, 94-97.
- Held, I. M., M. Ting, H. Wang, 2002: Northern winter stationary waves: Theory and modeling. *J. Climate*, **15**, 2125-2144.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, G. A. Meehl, 2012: An Overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 485-498.
- Vecchi, G. A., and B. J. Soden, 2007: Global warming and the weakening of the tropical circulation. *J. Climate*, **20**, 4316-4340.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **126**, 3343-3369.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2001: Corrigendum. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **127**, 733-734.